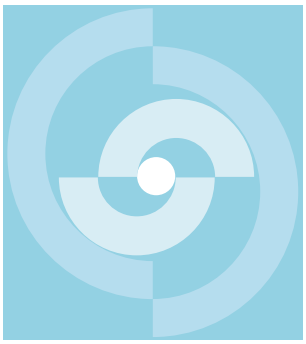
nagra
Nationale Genossenschaft für
die Lagerung radioaktiver Abfälle



TECHNISCHER BERICHT 02-03

Projekt Opalinuston

Synthese der geowissenschaftlichen Untersuchungsergebnisse

Entsorgungsnachweis für abgebrannte Brennelemente, verglaste hochaktive sowie langlebige mittelaktive Abfälle

Dezember 2002

Hardstrasse 73 CH-5430 Wettingen Telefon 056-437 11 11

nagra
Nationale Genossenschaft für
die Lagerung radioaktiver Abfälle

TECHNISCHER BERICHT 02-03

Projekt Opalinuston

Synthese der geowissenschaftlichen Untersuchungsergebnisse

Entsorgungsnachweis für abgebrannte Brennelemente, verglaste hochaktive sowie langlebige mittelaktive Abfälle

Dezember 2002

Hardstrasse 73 CH-5430 Wettingen Telefon 056-437 11 11

ISSN 1015-2636

"Copyright © 2002 by Nagra, Wettingen (Schweiz) / Alle Rechte vorbehalten.
Das Werk einschliesslich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung ausserhalb der engen Grenzen des Urheberrechtsgesetzes ist ohne Zustimmung der Nagra unzulässig und strafbar. Das gilt insbesondere für Übersetzungen, Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen und Programmen, für Mikroverfilmungen, Vervielfältigungen usw."

Zusammenfassung

Der vorliegende Bericht (Geosynthese-Bericht) ist integraler Bestandteil der Dokumentation zum Entsorgungsnachweis, welcher zum Ziel hat, die grundsätzliche Machbarkeit der geologischen Tiefenlagerung von abgebrannten Brennelementen (BE), hochaktiven verglasten Abfällen (HAA) und langlebigen mittelaktiven Abfällen (LMA) in der Schweiz nachzuweisen. Der Geosynthese-Bericht weist die genügende Ausdehnung des Wirtgesteins Opalinuston in einem potenziellen Standortgebiet im Zürcher Weinland nach (Standortnachweis) und dokumentiert die geowissenschaftlichen Grundlagen für die Beurteilung der Langzeitsicherheit eines geologischen Tiefenlagers im Opalinuston (Nagra 2002b) sowie für die Abklärung der bautechnischen Machbarkeit (Nagra 2002a). Dazu wird das wissenschaftliche Verständnis der geologischen Entwicklungsgeschichte des Untersuchungsgebiets und der in der Geosphäre ablaufenden Prozesse aufgezeigt. Daraus wird ein Spektrum der zukünftigen Entwicklung des geologischen Umfelds abgeleitet. Die Grundlagen für die Beurteilung der Langzeitsicherheit und der bautechnischen Machbarkeit basieren auf detaillierten standortbezogenen Untersuchungen, spezifischen Labor- und Feldversuchen, praktischen Erfahrungen in Untertagebauten und – wo möglich – unabhängigen Konsistenzprüfungen und Vergleichen mit anderen Tongesteinen (z.B. ausländische Felslabors, Erfahrungen Erdölindustrie). Zusätzlich wird das wissenschaftliche Verständnis anhand konzeptueller Modelle und Modellrechnungen aufgezeigt. Die hergeleiteten Referenz-Datensätze (Referenztiefe des Lagers 650 m) werden fallweise durch pessimistische Werte, konservative Annahmen oder Bandbreiten von Parametern ergänzt.

In einem breit angelegten schrittweisen Evaluations- und Einengungsverfahren, welches in enger Begleitung und im Konsens mit den Aufsichtsbehörden und ihren Fachexperten erfolgte, wurde der Opalinuston (eine rund 180 Millionen Jahre alte marine Tonsteinformation) 1994 als prioritäre Sediment-Wirtgesteinsoption und das Zürcher Weinland als Gebiet erster Priorität für standortbezogene Erkundungen bestimmt. Aus sicherheits- und bautechnischen Überlegungen wurde ein geologisch einfaches, tektonisch ruhiges Gebiet mit Opalinuston im Tiefenbereich von 400 bis 900 m gesucht. Das Verfahren basierte auf einer integralen Auswertung von Untersuchungen der Nagra und der Erdölindustrie in der Nordschweiz (Tiefbohrungen, 2D-Seismik, thematische regionale Studien) sowie publizierten geologischen Karten und Fachartikeln. Nach 1994 erfolgte eine detaillierte Charakterisierung des Wirtgesteins und des potenziellen Standortgebiets. Die Hauptpfeiler dieses Untersuchungsprogramms waren eine 3D-Seismikkampagne im Zürcher Weinland auf einer Fläche von rund 50 km^2, eine Sondierbohrung (Benken), Experimente im Rahmen des internationalen Forschungsprogramms im Felslabor Mont Terri (Kanton Jura) sowie regionale Vergleichsstudien an Opalinuston und Vergleiche mit ausländischen Tonvorkommen, welche im Hinblick auf die geologische Tiefenlagerung untersucht werden. Dank der guten Kenntnis und Homogenität der Lithologie des Opalinustons lassen sich Parameter, welche an anderen Lokalitäten erhoben worden sind, auf das Untersuchungsgebiet im Zürcher Weinland zuverlässig übertragen. Dabei werden die unterschiedlichen lokalen gesteinsunabhängigen Randbedingungen (z.B. unterschiedliche Überlagerung des Wirtgesteins, unterschiedliche Gebirgsspannung) berücksichtigt.

Erfüllung der Grundanforderungen an das geologische Umfeld eines Tiefenlagers

Basierend auf der Synthese der regionalen und lokalen geowissenschaftlichen Untersuchungen wird nachgewiesen, dass das ausgewählte Gebiet im Zürcher Weinland die Grundanforderungen an ein Standortgebiet für ein geologisches Tiefenlager (vgl. HSK 1999) erfüllt, und dass bezüglich der Wirtgesteinsoption Opalinuston auch das geologische Umfeld vorteilhaft ist. Die wichtigsten Eigenschaften sind:

- **Geologische Langzeitstabilität:** Das Untersuchungsgebiet liegt am Rand des Einflussbereichs der Alpen, ist tektonisch leicht kompressiv beansprucht, aber nicht signifikant deformiert. Es liegt zudem in einem der seismisch ruhigen Gebiete der Schweiz, mit einer geringen Hebungs- und Erosionsrate, ohne erhöhten Wärmefluss.

- **Günstige Wirtgesteinseigenschaften:** Das Wirtgestein ist im Untersuchungsgebiet in genügender Mächtigkeit und lithologischer Homogenität vorhanden. Es hat eine sehr geringe hydraulische Durchlässigkeit, liefert ein stabiles, für die Radionuklid-Rückhaltung und das Langzeitverhalten der technischen Barrieren günstiges geochemisches Umfeld und besitzt felsmechanische Eigenschaften, welche die bautechnische Machbarkeit eines Tiefenlagers nicht in Frage stellen. Die mehrheitlich geringdurchlässigen Formationen oberhalb und unterhalb des Wirtgesteins (obere/untere Rahmengesteine), welche eine geologische Zusatzbarriere zwischen dem Wirtgestein und den regionalen Aquiferen bilden, verstärken zusätzlich die Barrierenwirkung des Wirtgesteins.

- **Genügende Ausdehnung des Wirtgesteinskörpers:** Für die Aufnahme eines Lagers besteht aufgrund der annähernd konstanten Mächtigkeit sowie der lateralen Ausdehnung und lithologischen Kontinuität des Wirtgesteins eine grosse Flexibilität. Die laterale Ausdehnung des Wirtgesteinskörpers ist bedeutend grösser als die für ein Tiefenlager benötigte Grundfläche. Wegen der leichten Neigung der Wirtgesteinseinheit kann die Tiefenlage den Erfordernissen entsprechend gewählt und optimiert werden.

- **Vermeidung von Störeinflüssen und Robustheit gegenüber Störeinflüssen:** Mit der Wahl eines gering durchlässigen Wirtgesteins in einem tektonisch leicht kompressiven und seismisch ruhigen Gebiet sowie einer Lagertiefe von mehreren hundert Metern unter der Geländeoberfläche können denkbare Störeinflüsse (infolge Vergletscherungen, Bewegungen an Störungszonen, Erdbebeneffekte) vermieden bzw. kleingehalten werden. Ein ausgeprägtes Selbstabdichtungsvermögen des Wirtgesteins sowie stabile, durch das Gestein regulierte geochemische Verhältnisse bewirken, dass die Störeinflüsse durch das Lager selbst (Auflockerungszone, Freisetzung von Korrosions- und Degradationsgasen, chemische Veränderungen) entweder auf das unmittelbare Stollenumfeld beschränkt sind oder die Langzeit-Isolationskapazität des Wirtgesteins nicht signifikant beeinträchtigen. Das Fehlen abbauwürdiger Ressourcen macht zudem einen Nutzungskonflikt oder ein unabsichtliches menschliches Eindringen auch in weiterer Zukunft unwahrscheinlich.

- **Explorierbarkeit:** Der einfache geologische Bau mit tektonisch wenig gestörter subhorizontaler Lagerung der Schichten und die flache Topographie gewähren eine gute Explorierbarkeit der geometrischen Verhältnisse (hohe Auflösung der 3D-Seismik). Die Homogenität des Wirtgesteins und seine geringe lithologische Variabilität ergeben räumlich annähernd konstante Wirtgesteinseigenschaften. Dies erlaubt die Übertragung der Resultate der Bohrung Benken auf das gesamte Untersuchungsgebiet.

- **Prognostizierbarkeit:** Die geologische Entwicklungsgeschichte des Untersuchungsgebiets ist gut bekannt und beruht auf einer grossen Zahl voneinander unabhängiger qualitativer und quantitativer Argumente. Dadurch, und nicht zuletzt auch wegen des einfachen geologischen Baus des Gebiets, wird die Bandbreite verschiedener geologischer Entwicklungsszenarien stark eingeschränkt. Die zukünftige Entwicklung des Wirtgesteins in seinem geologischen Umfeld kann über den für die Beurteilung der Langzeitsicherheit relevanten Zeitraum von einer Million Jahren, und – im Rahmen der angegebenen Ungewissheiten – auch darüber hinaus, plausibel abgeschätzt werden.

Ausdehnung eines geeigneten Wirtgesteinskörpers (Standortnachweis)

Für die Aufnahme eines Tiefenlagers von rund zwei Quadratkilometern Flächenbedarf (Nagra 2002a) im Tiefenbereich zwischen 400 und 900 m stehen im potenziellen Standortgebiet im Zürcher Weinland insgesamt 35 km^2 als Gebiet mit einer Wirtgesteinsmächtigkeit von mindestens 100 m zur Verfügung; damit besteht eine entsprechende Flexibilität für die Anordnung der unterirdischen Anlagen.

Im Rahmen des Entsorgungsnachweises wurde für die bau- und sicherheitsbezogenen Betrachtungen zum Referenzprojekt (Nagra 2002a) exemplarisch ein Gebiet erster Priorität ausgewählt, das ein Mehrfaches der für ein Lager erforderlichen Fläche umfasst. Die wichtigsten Auswahlkriterien waren: Mindestens 600 m Gesteinsüberdeckung, Maximaltiefe 750 m und kristallines Grundgebirge direkt unter dem Mesozoikum.

Für eine gute Platzierung der benötigten Oberflächenanlagen besteht weitere Flexibilität, da die Linienführung des langen Zugangsstollens entsprechend den raumplanerischen Randbedingungen und unter Berücksichtigung lokaler Anliegen gewählt werden kann.

Für die Langzeitsicherheit relevante Eigenschaften des Wirtgesteins

Die für die Langzeitsicherheit relevanten Eigenschaften des Wirtgesteins können wie folgt zusammengefasst werden:

- Diffusion ist der massgebende Transportprozess, Advektion spielt keine oder nur eine untergeordnete Rolle.
- Störungszonen im Opalinuston bilden keine bevorzugten Fliesspfade, was durch eine effiziente Selbstabdichtung erklärt wird.
- Es bestehen stabile reduzierende geochemische Bedingungen.

Das Schlüsselphänomen zum Verständnis der Transportprozesse und -eigenschaften des Opalinustons ist dessen Mikrostruktur. Aufgrund seiner Porosität von rund 12 Volumenprozent enthält das Gestein zwar einen bedeutenden Wasseranteil, wegen der äusserst filigranen Struktur des Porenraums sind das Porenwasser wie auch die gelösten Stoffe aber praktisch immobil. Im weiteren ist die schichtartige Mikrostruktur verantwortlich für die Anisotropie der sehr geringen hydraulischen Durchlässigkeit und der Diffusionskonstanten.

Die hydraulische Charakterisierung des Wirtgesteins in der Sondierbohrung Benken führt zu konsistenten, wenig streuenden hydraulischen Durchlässigkeiten, typischerweise von 2×10^{-14} bis 1×10^{-13} m/s. Verglichen mit der Porositäts-/Durchlässigkeitsbeziehung weltweit untersuchter Tongesteine liegen diese Werte im erwarteten Bereich.

Im Opalinuston wurden hydraulische Überdrücke gemessen, welche als Relikte der Versenkungsgeschichte oder als Resultat der tektonischen, nahezu Nord-Süd gerichteten, kompressiven Gebirgsspannung interpretiert werden können. Modellrechnungen haben gezeigt, dass Überdrücke, wie sie im Zürcher Weinland beobachtet werden, nur dann über geologische Zeiträume erhalten bleiben, wenn die effektive Durchlässigkeit noch geringer ist als die aus hydraulischen Tests abgeleitete.

Alle Untersuchungen in Bohrungen und Tunneln im Opalinuston weisen darauf hin, dass sich die hydraulische Durchlässigkeit von Störungen nicht von derjenigen des ungestörten Gesteins unterscheidet, wenn die Gesteinsüberlagerung mindestens 200 m beträgt. Dies wird auf das Selbstabdichtungsvermögen des Opalinustons zurückgeführt. Weil eine erhöhte Durchlässigkeit

in einer Störung in grösserer Tiefe − obwohl noch nie beobachtet − aber nicht vollständig ausgeschlossen werden kann, wird im Sinne eines pessimistischen *what if*-Szenariums auch ein Datensatz für die Modellierung des Radionuklidtransports in einer hypothetisch durchlässigen Störung bereitgestellt.

Die Schlussfolgerung, dass im Opalinuston eine Selbstabdichtung von Bruchstrukturen (Störungszonen) stattfindet, ist breit abgestützt und basiert auf unterschiedlichen Beobachtungen und Untersuchungen. Das weitgehende Fehlen von Mineraladern und Alterationen zeigt, dass auch in der geologischen Vergangenheit keine bedeutenden Gestein-Wasser-Interaktionen, resp. keine signifikanten Wasserflüsse durch den Opalinuston stattgefunden haben. Selbstabdichtungsprozesse konnten auch im Rahmen von In-situ-Experimenten im Felslabor Mont Terri nachgewiesen werden. Felsmechanische Laborexperimente erlauben zusammen mit dem gewonnenen Systemverständnis sowie konzeptuellen Ansätzen aus der Literatur die Identifikation von zeitabhängiger Deformation im Mikrobereich, Desintegration, Quellung und Spannungsumlagerung als die für die Selbstabdichtung relevanten Prozesse.

Aus dem Vergleich der Diffusionskonstanten des Wirtgesteins mit den geringen hydraulischen Durchlässigkeiten wird ersichtlich, dass die Diffusion der massgebende Transportprozess ist. Ein zusätzliches Argument für die sehr kleine advektive Komponente ist die in der Bohrung Benken sowie im Felslabor Mont Terri beobachtete, für Diffusionsprozesse typische bogenförmige Verteilung der Konzentration zahlreicher Elemente sowie der Isotopenverhältnisse im Porenwasser. Die Form der Profile schliesst einen namhaften vertikalen advektiven Fluss aus. Der Wert dieser "Naturexperimente" im Zürcher Weinland und im Mont Terri liegt zudem in der Tatsache, dass sie sich auf grosse Zeiträume (Hunderttausende bis Millionen von Jahren) und bedeutende räumliche Distanzen (hundert Meter und mehr) beziehen. Im Falle der Bohrung Benken sind die Diffusionsprofile nicht nur im Opalinuston ausgebildet, sondern über diesen hinaus, sowohl im Hangenden wie auch im Liegenden. Dies illustriert zusätzlich, dass Diffusion auch in einem bedeutenden Teil der Rahmengesteine der massgebende Transportmechanismus ist. Die Diffusionsparameter sind gut bekannt und liegen im Vergleich mit anderen Tongesteinen im erwarteten Bereich.

Das Porenwasser im Opalinuston − zu Beginn der Ablagerung des Sediments Meerwasser − hat sich in seiner Zusammensetzung während der Versenkung, Kompaktion und Hebung des Opalinustons während 180 Millionen Jahren verändert und besitzt heute noch rund ein Drittel der Meerwassersalinität. Die Zusammensetzung des Porenwassers im Opalinuston wird zu einem bedeutenden Teil durch chemische Gleichgewichte mit dem Gestein (insbesondere mit Tonmineralien und Karbonaten) bestimmt. Die Konzentration der mobilen, von der Gesteinszusammensetzung unabhängigen Komponenten (v.a. Anionen) wird nur beschränkt und sehr langsam verändert, weil Diffusion der massgebliche Stofftransportprozess im Opalinuston ist. Die geochemischen Bedingungen sind insgesamt sehr stabil und reduzierend. Es gibt keine Hinweise, dass die verschiedenen Vergletscherungen einen Einfluss auf die geochemischen Bedingungen gehabt haben.

Barrierenwirkung der Rahmengesteine

Zwischen dem Wirtgestein und den regionalen Aquiferen (Malm, Muschelkalk) befinden sich im ganzen Untersuchungsgebiet mehrheitlich gering durchlässige tonige und evaporitische Gesteine. Diese Rahmengesteine bilden insbesondere in vertikaler, aber auch in lateraler Richtung eine zusätzliche geologische Barriere. Die in den tonigen Rahmengesteinen eingeschalteten, meist nur wenige Meter mächtigen sandigen, kalkigen oder dolomitischen Schichten stellen aufgrund ihrer Lithologie potenziell wasserführende Schichten dar. Die Rahmengesteine bewirken, dass Radionuklide, welche gegebenenfalls nach ihrem Transport durch das Wirtgestein

noch nicht zerfallen wären, nur mit einer beträchtlichen zusätzlichen Verzögerung in die Biosphäre gelangen könnten. Die Radionuklide würden zunächst entweder lateral entlang der durchlässigeren Schichten in den Rahmengesteinen über kilometerlange Transportwege bis zur Exfiltrationszone (zukünftiges Flusstal) transportiert oder gelangten in vertikaler Richtung diffusiv durch die tonigen Rahmengesteine in die regionalen Aquifere. Die Barrierenwirkung der Rahmengesteine wird in der Sicherheitsanalyse (Nagra 2002b) durch Modellrechnungen auf Basis der im vorliegenden Bericht erarbeiteten Datensätze abgeschätzt.

Auswirkungen eines geologischen Tiefenlagers auf das Wirtgestein im Stollenumfeld

Beim Bau der Stollen und Tunnel entwickelt sich infolge von Spannungsumlagerungen eine Auflockerungszone um die Bauwerke herum, deren Auswirkung auf das Wirtgestein und seine Barrierenwirkung aber räumlich und zeitlich sehr beschränkt ist. Die Durchlässigkeit der Auflockerungszone ist in der Bau- und Betriebsphase gegenüber dem ungestörten Wirtgestein um mehrere Grössenordnungen erhöht. Nach Verschluss des Lagers sättigen sich die Auflockerungszone und die Bentonit- bzw. Zementverfüllung auf, und es findet eine Selbstabdichtung der Auflockerungszone statt, welche durch den Quelldruck des Bentonits noch beschleunigt und verstärkt wird. Im Endzustand wird erwartet, dass sich die Auflockerungszone wieder wie ein homogen poröses Medium verhält, das gegenüber dem intakten Gebirge eine leicht erhöhte Porosität und eine effektive axiale Durchlässigkeit aufweist, welche noch etwa eine Grössenordnung über der Durchlässigkeit des intakten Gebirges liegt. Aufgrund von hydrogeologischen Modellrechnungen wird gezeigt, dass der Wasserfluss durch ein Tiefenlager auch bei einer bedeutend höheren Durchlässigkeit der Auflockerungszone nicht wesentlich grösser würde, weil er in erster Linie von der Durchlässigkeit des intakten Wirtgesteins abhängt.

Die geochemischen Veränderungen des Stollenumfelds (v.a. Pyritoxidation) während der Bau- und Betriebsphase eines Tiefenlagers sind insbesondere wegen der kurzen Offenhaltung der Lagerstollen (max. zwei Jahre) praktisch vernachlässigbar. Nach dem Verschluss des Lagers entstehen in den LMA-Tunneln durch die Wechselwirkung mit dem Zementmörtel hochalkalische Porenwässer, welche mit dem Opalinuston über lange Zeiträume hinweg reagieren. Diese Umwandlungszone könnte langfristig eine maximale Ausdehnung von wenigen Metern erreichen. Die zu erwartenden Mineralneubildungen bewirken eine Reduktion der Porosität und eine Erhöhung der Sorptionskapazität. Die geochemischen Veränderungen im Stollenumfeld haben somit keinen negativen Einfluss auf die Radionuklidrückhaltung.

Da die BE/HAA-Abfälle über mehrere Tausend Jahre Wärme erzeugen, wurde die Auswirkung des Wärmepulses auf das Wirtgestein untersucht. Die maximale Temperatur an der Stollenwand ist nach rund tausend Jahren erreicht und beträgt ca. 95 °C. Mineralogische Effekte einer solchen Temperaturerhöhung sind vernachlässigbar, da der Opalinuston während seiner Versenkungsgeschichte schon ähnlich hohe Temperaturen (bis ca. 85 °C) über viel längere Zeiträume erfahren hat. Die Temperaturerhöhung bewirkt neben thermischen Spannungen einen Porenwasser-Überdruck sowie eine Reduktion der mechanischen Festigkeit des Wirtgesteins. Da zu diesem Zeitpunkt die Lagerstollen schon verfüllt sind, führt dies zu keiner signifikanten Vergrösserung der Auflockerungszone, sondern beschleunigt wahrscheinlich die Desintegration des Gesteins und die Homogenisierung des Porenraums in der Auflockerungszone und damit die Selbstabdichtung.

In einem Tiefenlager entstehen aus den Abfällen bzw. den Behältern Korrosions- und Degradationsgase, die in den Lagerstollen und -tunneln akkumulieren. Diffusions- und Advektionsprozesse sind zu wenig effizient, um alle generierten Gase in Lösung abzuführen. Die Gasausbreitung erfolgt als Gasphase vorzugsweise entlang der Schichtung des intakten Wirtgesteins, entlang der Auflockerungszone oder entlang existierender Störungen durch klassischen Zwei-

phasenfluss oder (bei höheren Gasgenerationsraten) durch mikroskopische Rissbildung (dilatanzgesteuerte Gasausbreitung). Für die in den Lagerstollen und -tunneln erwarteten Gasgenerationsraten kann die Entstehung grossräumiger makroskopischer Zugrisse ausgeschlossen werden. Die Bildung von Gas kann in den Lagerstollen zu Überdrücken führen, welche den Wasserfluss im Wirtgestein beeinflussen können. Die mögliche Erhöhung des Wasserflusses beträgt aber auch bei pessimistischen Annahmen höchstens eine Grössenordnung. Auch in diesem Fall bleibt Diffusion der massgebende Transportprozess.

Geologische Langzeitentwicklung

Die geologische Langzeitentwicklung wird über einen Zeitraum von rund einer Million Jahren betrachtet. Die geologische Entwicklung kann in diesem Zeitraum aufgrund einer detaillierten Analyse der geologischen Entwicklungsgeschichte innerhalb vernünftiger Bandbreiten plausibel abgeschätzt werden. Darüber hinausgehende Prognosen sind zwar machbar und werden auch diskutiert; sie sind aber zunehmend mit Ungewissheiten behaftet.

Das Zürcher Weinland gehört zu den seismisch ruhigen Gebieten der Schweiz, liegt allerdings im Bereich des infolge der alpinen Krustenverkürzung kompressiv beanspruchten Vorlands, was sich u.a. in einer Hebung der Erdkruste manifestiert, die stellenweise noch messbar ist. Es ist deshalb naheliegend, bei der Bewertung der Langzeitentwicklung von einem Fortdauern dieser Bewegung auszugehen, zumindest über den betrachteten Zeitraum von einer Million Jahren. Basierend auf Daten und Information aus verschiedenen Quellen (Geomorphologie, Versenkungs- und Hebungsgeschichte, Geodäsie) wird die langfristige Hebungsrate im Zürcher Weinland auf maximal 0.1 mm/a, resp. 100 m/Ma geschätzt. Es wird angenommen, dass die lineare Erosion mit der Hebung Schritt hält, also ebenfalls 0.1 mm/a beträgt. Durch die Tieferlegung der Erosionsbasis des Rheins bis zum Erreichen des Gleichgewichts könnten insgesamt bis zu 100 m zusätzlich erodiert werden. In einer Million Jahre beträgt die Überdeckung eines in 650 m Tiefe angelegten Lagers somit noch mindestens 450 m. Zukünftige Gletschervorstösse werden dem heute existierenden Talnetz folgen; der glaziale Abtrag entlang der Haupttäler hält mit der regionalen und lokalen Hebung Schritt, bewegt sich also in der gleichen Grössenordnung wie die lineare Erosion. Die seitlichen Höhenzüge bleiben weitgehend erhalten und die glaziale Tiefenerosion bleibt auf bereits bestehende übertiefte Rinnen beschränkt. Es ist zu erwarten, dass die Malmkalke aufgrund ihrer Erosionsresistenz einen 'Schutzdeckel' in Form einer topographischen Erhöhung bilden. Dies wird jedoch bei der Abschätzung der Erosionsraten pessimistischerweise nicht berücksichtigt.

Modellrechnungen zur Abschätzung der Effekte einer zusätzliche Eisauflast zeigen, dass die Erhöhung des totalen Wasserflusses vom Wirtgestein in die Rahmengesteine aufgrund von Überdrücken in den Lagerstollen und -tunneln weniger als eine Grössenordnung beträgt. Auch in diesem Fall ist Diffusion der massgebende Transportprozess.

Umfangreiche Beobachtungen belegen, dass eine signifkante Erhöhung der hydraulischen Durchlässigkeit einzelner Störungen im Opalinuston erst dann auftritt, wenn die Überlagerung weniger als 200 m beträgt. Eine drastische Durchlässigkeitserhöhung des Gesamtgesteins findet erst in den obersten wenigen Dekametern statt. Da die Felsüberdeckung des Tiefenlagers (Referenztiefe 650 m) nach einer Million Jahren noch mindestens 450 m beträgt, bleibt die Durchlässigkeit des umgebenden Wirtgesteins praktisch unverändert.

Felsmechanische Eigenschaften des Wirtgesteins und bautechnische Aspekte

Die felsmechanischen Eigenschaften des Opalinustons werden weitgehend durch dessen Mikrostruktur bestimmt. Von grosser Bedeutung ist der Kompaktionsgrad und damit der Wassergehalt des Tonsteins. Makroskopisch äussert sich dieser Zusammenhang u.a. durch die starke Abhängigkeit der Festigkeit vom Wassergehalt. Während das Deformationsverhalten bei hohem Wassergehalt eher plastisch ist, führen geringe Wassergehalte, aber auch Austrocknung (gegebenenfalls durch die Auswirkung von Kapillarspannungen), zu einer wesentlichen Erhöhung der Festigkeit. Aus dieser Perspektive ist die teilweise Austrocknung des Gesteins im Stollenumfeld während der Betriebsphase ein erwünschter Effekt, der zur Stabilisierung des Bauwerks während der Bau- und Betriebsphase beiträgt. Die nach Verschluss des Lagers erfolgende Wiederaufsättigung führt zu zeitabhängigen Deformationen und wahrscheinlich zur Selbstabdichtung des durch die Untertagebauten aufgelockerten Gebirges.

Erfahrungen über mehr als hundert Jahre mit Untertagebauten im Opalinuston zeigen, dass die Tunnel im Opalinuston im Faltenjura meist problemlos realisiert werden konnten, auch bei Überlagerungen von bis zu 800 m und trotz zahlreicher Störungen im Gebirge. Beim Vergleich mit anderen Tunnelbauwerken müssen die unterschiedliche Ausrichtung der Gesteinsanisotropie zur Stollenachse, der Wassergehalt und die lokale Gebirgsspannung berücksichtigt werden. Unter Berücksichtigung dieser Abhängigkeiten sind die Resultate aus anderen Stollen (z.B. Mont Terri) auf den Opalinuston des Zürcher Weinlands übertragbar. Die numerischen Modellierungen, in welchen die felsmechanischen Kennwerte und die Spannungsverhältnisse der Bohrung Benken berücksichtigt sind, zeigen, dass für die verschiedenen Hohlräume eines geologischen Tiefenlagers die Standsicherheit gegeben ist (Nagra 2002a). Die geotechnischen Eigenschaften der Schichten über dem Wirtgestein, welche mit dem Zugangstunnel und dem Schacht durchfahren werden, wurden aus existierenden Datenbanken abgeleitet.

Bewertung des Kenntnisstands und Behandlung der Ungewissheiten

Die Kenntnis der geologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet ist aufgrund der hohen Qualität der 2D- und 3D-Seismik, der generellen Homogenität des Wirtgesteins ohne grössere laterale Veränderung der Gesteinszusammensetzung, der gekernten und intensiv betesteten Bohrung Benken sowie der langjährigen neotektonischen Beobachtungsprogramme sehr gut. Die laterale Ausdehnung und die Mächtigkeit des Wirtgesteins sowie die Abwesenheit von grösseren Störungen im zentralen Teil des Gebiets sind gut belegt. Der Kenntnisstand über die Eigenschaften des Wirtgesteins hinsichtlich Stofftransport und bautechnischer Eignung ist durch zusätzliche Untersuchungen in weiteren Sondierbohrungen der Nordschweiz sowie im Felslabor Mont Terri relativ breit abgestützt. Im Vergleich mit anderen Tongesteinen liegen die eruierten Parameterwerte im erwarteten Bereich. Die erarbeiteten Kenntnisse über die mögliche Langzeitentwicklung der tektonischen, hydrogeologischen und geochemischen Verhältnisse bilden zudem eine tragfähige Basis für die Beurteilung der Langzeitschutz- und Barrierenfunktion der Geosphäre.

Um bestehenden Ungewissheiten Rechnung zu tragen, wurden für nahezu alle behandelten Aspekte neben Referenzparametern auch Bandbreiten oder pessimistische alternative Werte und in einigen Fällen auch alternative konzeptuelle Modelle angeführt. Die Auswirkung der Ungewissheiten wird im Rahmen der Sicherheitsanalyse bewertet (Nagra 2002b). Es kann davon ausgegangen werden, dass die Ungewissheiten mit zukünftigen Untersuchungen − einige Feld- und Laborexperimente sind bereits im Gang − weiter reduziert werden können.

In ihrer Gesamtheit erfüllt die geologische Situation des Untersuchungsgebiets, einschliesslich der Wirtgesteinseigenschaften, die Anforderungen an ein mögliches Standortgebiet. Es gibt

keine geowissenschaftlichen Erkenntnisse, welche die Realisierung und Sicherheit eines geologischen Tiefenlagers im Zürcher Weinland grundsätzlich in Frage stellen.

Summary

This geosynthesis report forms an integral part of the series of documents produced for the "Entsorgungsnachweis", the aim of which is to demonstrate the basic feasibility of disposing of spent fuel (SF), vitrified high-level waste (HLW) and long-lived intermediate-level waste (ILW) in Switzerland. The geosynthesis shows that the Opalinus Clay host rock has a sufficient extent in a potential siting area in the Zürcher Weinland (demonstration of siting feasibility). It documents the geoscientific basis for assessing the long-term safety of a deep geological repository constructed in the Opalinus Clay (Nagra 2002b) and for evaluating construction feasibility (Nagra 2002a). The past geological evolution of the investigation area and the processes occurring in the geosphere are also documented; from this information, a spectrum of future evolution scenarios for the geological environment is derived. The assessment of long-term safety and of construction feasibility is based on the results of detailed site-related investigations, specific laboratory and field tests, practical experience in underground structures and – where possible – independent checks of consistency and comparisons with other clay rocks (e.g. foreign rock laboratories, experience from the oil industry). In addition, scientific understanding is demonstrated using conceptual models and model calculations. The reference datasets (reference depth of repository 650 m) are supplemented on a case-wise basis by pessimistic values, conservative assumptions or parameter ranges.

A broadly based, stepwise evaluation procedure aimed at narrowing down potential siting options was conducted in close cooperation with, and with the agreement of, the supervisory authorities and their experts. In 1994, the Opalinus Clay (an approximately 180 million year old marine claystone formation) was identified as the first-priority sedimentary host rock option and the Zürcher Weinland as the first-priority area for site-related investigations. Based on safety and engineering criteria, the search was for a geologically simple, tectonically quiet area with Opalinus Clay at a depth between 400 and 900 m. The selection procedure was based on an integrated analysis of investigations carried out by Nagra and the oil industry in Northern Switzerland (deep boreholes, 2D seismic surveys, thematic regional studies), as well as on published geological maps and technical articles. Detailed characterisation of the host rock and the potential siting area followed after 1994. The key elements of this research programme were a 3D seismic campaign in the Zürcher Weinland covering an area of around 50 km^2, an exploratory borehole (Benken), experiments as part of the international research programme in the Mont Terri Rock Laboratory (Canton Jura), comparative regional studies on the Opalinus Clay and comparisons with clay formations that are under investigation in other countries in connection with geological disposal. Thanks to the wealth of existing knowledge and the homogeneous lithology of the Opalinus Clay, parameters measured at other locations can be transferred reliably to the investigation area in the Zürcher Weinland, taking into account the different local rock-independent boundary conditions (e.g. different overburden of the host rock, different stress field).

Fulfilling the fundamental requirements on the geological environment of a deep repository

Based on a synthesis of regional and local geoscientific investigations, it is shown that the selected area in the Zürcher Weinland fulfils the fundamental requirements placed on a siting area for a deep geological repository (cf. HSK 1999) and that, in terms of the Opalinus Clay host rock option, the geological environment is advantageous. The most important properties are:

- **Long-term geological stability:** The investigation area is located at the edge of the zone influenced by the Alps. Tectonically, it is subject to a slight compressive stress but is not significantly deformed. It also lies within one of the seismically quiet areas of Switzerland, with a small uplift and erosion rate and average heat flow.
- **Favourable host rock properties:** The host rock in the investigation area is sufficiently thick and has a homogeneous lithology. It has a very low hydraulic conductivity, a geochemical environment that is favourable in terms of radionuclide retention and the long-term performance of the engineered barriers, and rock mechanical properties that are suitable for the construction of a deep repository. The formations above and below the Opalinus Clay (upper and lower confining units) mostly have a low hydraulic conductivity and form a supplementary geological barrier between the host rock and the regional aquifers, strengthening the barrier function of the host rock.
- **Sufficient extent of host rock body:** Because of its almost constant thickness, lateral extent and lithological continuity, the host rock offers a large element of flexibility in locating a repository. The lateral extent of the host rock body is significantly larger than the footprint needed for a deep repository. Because of the slight dip of the host rock unit, disposal depth can be selected and optimised according to requirements.
- **Avoidance of, and insensitivity to, detrimental phenomena and perturbations:** With the selection of a low permeability host rock in a tectonically slightly compressive and seismically quiet area, as well as a disposal depth several hundred metres below the surface, conceivable perturbations (as a result of glaciation, movements along fault zones, earthquake effects) can either be avoided or kept to a minimum. The self-sealing capacity of the host rock and the stable geochemical conditions mean that perturbations caused by the repository itself (excavation disturbed zone, release of corrosion and degradation gases, chemical alterations) are either restricted to the immediate tunnel vicinity or do not have a significant impact on the long-term isolation capacity of the rock. The absence of economically viable natural resources makes a conflict of use, and thus unintentional human intrusion, unlikely even in the far future.
- **Explorability:** The simple geological structure, with tectonically quiet sub-horizontal bedding, and the flat topography ensure good explorability of geometric conditions (e.g. with high resolution 3D seismics). The homogeneity of the host rock and the very small lithological variation result in rock properties that are spatially almost constant. This allows certain results from the Benken borehole to be extrapolated over the entire investigation area.
- **Predictability:** The past geological evolution of the investigation area is well known, being based on a large number of independent quantitative and qualitative arguments. Together with the simple geological structure of the area, this means that the range of different geological evolution scenarios is very limited. The future evolution of the host rock in its geological setting can thus be predicted plausibly over the time period of one million years which is relevant for evaluating long-term safety and – with a degree of uncertainty – even beyond this.

Extent of suitable host rock body (demonstration of siting feasibility)

For a deep repository with a required area of around two square kilometres (Nagra 2002a) at a depth between 400 and 900 m, the potential repository area in the Zürcher Weinland is around 35 km^2 in extent and the host rock is at least 100 m thick. This offers the required degree of flexibility in the layout of the underground facilities.

Based on engineering- and safety-related considerations in the Reference Project in the Entsorgungsnachweis (Nagra 2002a), a first-priority area several times larger than that required for the repository was selected as an example. The key selection criteria were: a minimum overburden of 600 m, a maximum depth of 750 m and crystalline basement directly beneath the Mesozoic.

There is also a degree of flexibility in locating the necessary surface facilities as the line of the long access tunnel can be selected to meet regional planning boundary conditions and to take into account local interests.

Host rock properties relevant for long-term safety

The properties of the host rock that are relevant from the viewpoint of long-term safety can be summarised as follows:

- Diffusion is the dominant transport mechanism, with advection playing either only a secondary role or none at all.
- Fault zones in the Opalinus Clay do not represent preferential flow-paths, which can be explained by an efficient self-sealing mechanism.
- Stable, reducing geochemical conditions are present.

The key phenomenon for understanding the transport processes and properties of the Opalinus Clay is its microstructure. With a porosity of around 12 volume percent, the rock does contain a significant component of water but, because of the extreme filigree structure of the pore space, the porewater and dissolved substances are practically immobile. The layer-type microstructure is responsible for the anisotropy of the very low hydraulic conductivity and the diffusion constants.

The hydraulic characterisation of the host rock in the Benken borehole showed consistent hydraulic conductivities with little scatter, typically between 2×10^{-14} and 1×10^{-13} m/s. These values are in the range expected from comparisons with the porosity/conductivity relationship of clays being investigated world-wide.

Hydraulic overpressures were measured in the Opalinus Clay; these can be interpreted as relics of the burial history or as a result of the compressive stress field, which is oriented more or less north-south. Model calculations have shown that overpressures such as those observed in the Zürcher Weinland only remain intact over geological time periods if the effective hydraulic conductivity is smaller than those derived from hydraulic tests.

All the investigations carried out in boreholes and tunnels in the Opalinus Clay indicate that the hydraulic conductivity of fault zones is no different from that of the intact rock when the rock overburden is at least 200 m. This is explained by the self-sealing capability of the Opalinus Clay. However, because enhanced conductivity of a fault zone at greater depth cannot be ruled out completely (although it has never been observed), a dataset for modelling radionuclide transport in a hypothetically conductive fault zone is provided as a pessimistic *what if*-scenario.

The conclusion that self-sealing of discontinuities (fault zones) takes place in the Opalinus Clay is broadly supported by a range of observations and investigations. The absence of mineral veins and alterations is evidence that, in the geological past, there was no significant rock-water interaction or significant water flow through the Opalinus Clay. Self-sealing processes were also observed during in situ experiments at the Mont Terri Rock Laboratory. Together with system

understanding and conceptual approaches documented in the literature, rock mechanics experiments in the laboratory lead to identification of time-dependent deformation in the micro-range, disintegration, swelling and stress changes as being the processes relevant for self-sealing.

A comparison of the diffusion constants for the host rock with the low hydraulic conductivities indicates that diffusion is the dominant transport process. An additional argument for the very small advective component is the curved distribution of the concentration of numerous elements and isotope ratios in the porewater, which is typical for diffusion processes. Such features are observed both in the Benken borehole and in the Mont Terri Rock Laboratory. The form of the profiles rules out any significant vertical advective flow. The value of these "natural experiments" in the Zürcher Weinland and at Mont Terri lies in the fact that they are relevant for long timescales (hundreds of thousands to millions of years) and significant distances (one hundred metres and more). In the case of the Benken borehole, the diffusion profiles are apparent not only in the Opalinus Clay, but also in the underlying and overlying formations. This also shows that diffusion is the dominant transport mechanism in a significant part of the confining units. The diffusion parameters are well known and lie in the range expected from studies of other clay rocks.

The porewater in the Opalinus Clay – which was seawater at the beginning of sedimentation – has changed its composition during burial, compaction and uplift of the Opalinus Clay over the last 180 million years; today its salinity is around one-third that of seawater. The composition of the porewater is determined to a large extent by chemical equilibria with the rock (particularly with clay minerals and carbonates). The concentration of mobile components that are independent of rock composition (mainly anions) will change very slowly, and to a restricted extent, because diffusion is the dominant solute transport process in the Opalinus Clay. Overall, the geochemical conditions are very stable and reducing. There are no indications that the different glaciation events have had any influence on these conditions.

Barrier function of the confining units

In the entire investigation area, generally low permeability argillaceous and evaporitic rocks are found between the host rock and the regional aquifers (Malm, Muschelkalk). Particularly in a vertical (but also in a lateral) direction, these confining units form a supplementary geological barrier. Sandy, calcareous or dolomitic layers intercalated with the argillaceous formations are usually only a few metres thick and, given their lithology, represent potential water-conducting strata. The effect of the confining units is that radionuclides that may not have decayed away following their transport through the host rock will only reach the biosphere after a further considerable time delay. The nuclides would first be transported either laterally along the more permeable layers in the confining units over kilometre-long transport pathways to the discharge zone (future river valley), or would move diffusively in a vertical direction through the confining units into the regional aquifers. The barrier efficiency of the confining units is estimated in the safety assessment (Nagra 2002b) using model calculations based on the datasets contained in this report.

Effects of a repository on the host rock in the tunnel vicinity

During construction of tunnels, stress changes lead to formation of an excavation disturbed zone around the excavated structures. The effect of this zone on the host rock and its barrier function is, however, very restricted in terms of both space and time. During the construction and operation phase, the hydraulic conductivity of the excavation disturbed zone is several orders of magnitude higher than that of the undisturbed host rock. Once the repository has been closed,

the excavation disturbed zone and the bentonite or cement backfill begin to saturate and the excavation disturbed zone undergoes self-sealing; this process is accelerated and enhanced by the swelling pressure of the bentonite. In its final state, it is expected that the excavation disturbed zone will again behave as a homogeneously porous medium, with a slightly increased porosity and an effective axial hydraulic conductivity around one order of magnitude greater than that of the intact rock. Hydrogeological model calculations have shown that water flow through a deep repository will not be significantly greater even in the case of a significantly higher permeability of the excavation disturbed zone, as water flow is dependent in the first instance on the permeability of the intact rock.

The geochemical alterations in the vicinity of the tunnel during construction and operation of a repository (mainly pyrite oxidation) are virtually negligible, mainly because of the short period of time during which the emplacement tunnels remain open (maximum of two years). Once the repository has been closed, highly alkaline porewaters will form in the ILW tunnels as a result of the interaction with the cement mortar, and will react with the Opalinus Clay over long periods of time. The resulting alteration zone could extend to a maximum of a few metres on the long term. The new mineral formation would cause a reduction in the porosity and an increase in sorption capacity. The geochemical changes in the tunnel vicinity would thus have no negative impact on radionuclide retention.

Since the SF/HLW will generate heat for a period of several thousand years, the effect of a heat pulse on the host rock was investigated. The maximum temperature at the tunnel wall (around 95°C) is reached after around one thousand years. The mineralogical effects of such a temperature increase are negligible as the Opalinus Clay was already subject to similar temperatures (around 85°C) over much longer time periods during its burial. Besides thermal stresses, the temperature increase causes a porewater overpressure and a reduction in the mechanical strength of the rock. As the emplacement tunnels are already backfilled at this stage, this does not lead to any significant increase in the excavation disturbed zone, but probably has the effect of accelerating the disintegration of the rock and the homogenisation of the pore space in the excavation disturbed zone, and thus self-sealing.

In a deep repository, corrosion and degradation gases produced by the waste and the canisters accumulate in the emplacement tunnels. Diffusion and advection processes are not efficient enough to transport away all the generated gas in solution. Gas migration thus occurs preferentially as a gas phase along the bedding of the intact host rock, along the excavation disturbed zone or along existing fault zones under classic two-phase flow conditions or (in the case of higher gas generation rates) through microscopic fissure formation (dilatancy-driven gas migration). For the gas generation rates expected in the emplacement tunnels, the formation of extended macroscopic tension cracks can be ruled out. The formation of gas in the emplacement tunnels can lead to overpressures which are capable of influencing the water flow in the host rock. However, even in the case of pessimistic assumptions, the potential increase in water flow will not exceed one order of magnitude. In this case also, diffusion remains the dominant transport process.

Long-term geological evolution

The long-term evolution is considered over a time period of around one million years. Future geological evolution can be predicted plausibly within reasonable limits over such a time period based on a detailed analysis of geological history. Predictions extending beyond this time period are feasible and are discussed, but they contain an increasing element of uncertainty.

The Zürcher Weinland is one of the seismically quiet regions of Switzerland, but it is located in the area of the foreland that underwent compressive stress as a result of Alpine crustal shortening. This is manifested inter alia as an uplift of the earth's crust, which can still be measured at some locations. It is therefore sensible, when evaluating long-term evolution, to assume that this movement will continue, at least over the time period of one million years. Based on data and information from a range of sources (geomorphology, burial and uplift history, geodesy), the long-term uplift rate in the Zürcher Weinland is estimated to be a maximum of 0.1 mm/a, or 100 m/Ma. It is assumed that linear erosion keeps pace with uplift (i.e. is also 0.1 mm/a). Through the lowering of the base level of erosion (the Rhine) until equilibrium is reached, an additional 100 m could be eroded away. This means that, in one million years, the overburden of a repository constructed at a depth of 650 m will still be at least 450 m. Future glacial advances would follow the existing valley network. Glacial erosion along major valleys will keep pace with regional and local uplift and will thus be of the same order of magnitude as linear erosion. The lateral mountain ranges will remain largely intact and gully erosion will be restricted to already existing overdeepened channels. It is to be expected that the Malm limestones will form a protective cover in the form of a topographic elevation because of their resistance to erosion. However, this is pessimistically ignored when estimating erosion rate.

Model calculations carried out to estimate the effects of an additional ice burden show that the increase in total water flow from the host rock into the confining units will be less than one order of magnitude due to overpressures in the emplacement tunnels. In this case, diffusion is still the dominant transport process.

Extensive observations indicate that a significant increase in the hydraulic conductivity of isolated fault zones in the Opalinus Clay will occur only if the overburden is less than 200 m. A drastic increase in permeability would be restricted to the uppermost few decametres. Since the rock overburden of a repository constructed at a depth of 650 m will still be at least 450 m after one million years, the permeability of the surrounding host rock will be practically unaltered.

Geomechanical properties of the host rock and engineering aspects

The geomechanical properties of the Opalinus Clay are determined largely by its microstructure. The degree of compaction, and thus the water content of the rock, is of great significance. Macroscopically, this relationship is expressed as a marked dependence of rock strength on water content. While the deformation process is largely plastic at high water content, lower water contents and also drying out (possibly due to the effect of capillary forces) can lead to a significant increase in strength. From this point of view, partial drying out of the rock in the tunnel vicinity during the operational phase is a desirable phenomenon which contributes to stabilisation of the underground openings. The resaturation that takes place following closure of the repository results in time-dependent deformation and probably self-sealing of the rock that has been disturbed due to excavation of the underground structures.

Experience with underground structures in the Opalinus Clay in the Folded Jura extending over more than a hundred years has shown that tunnels can generally be constructed without problems, even in the case of overburdens up to 800 m and the presence of numerous faults in the rock. When making comparisons with other tunnel construction projects, the different direction of rock anisotropy to the tunnel axis, the water content and the local rock stress regime have to be taken into account. If this is done, the results from other tunnels (e.g. Mont Terri) can be applied to the Opalinus Clay of the Zürcher Weinland. Numerical modelling studies, which take into account rock mechanical parameters and stress conditions in the Benken borehole, show that, for the different cavities of a deep repository, stability can be assured (Nagra 2002a).

The geotechnical properties of the strata above the host rock, which will be penetrated by the access tunnel and the shaft, were derived from existing databases.

Evaluation of existing knowledge and treatment of uncertainties

The understanding of the geological conditions in the investigation area can be considered to be very good, based on the high quality of the 2D and 3D seismic campaigns, the general homogeneity of the host rock without significant lateral variation in rock composition, the cored and intensively tested Benken borehole and neotectonic observation programmes extending over several years. The lateral extent and thickness of the host rock and the absence of large fault zones in the central part of the investigation area are well documented. Understanding of the host rock properties in terms of solute transport and engineering suitability is widely supported by investigations in other boreholes in Northern Switzerland and in the Mont Terri Rock Laboratory. The parameter values measured lie in the range expected from studies of other clay formations. Information on possible long-term evolution of the tectonic, hydrogeological and geochemical conditions forms a sound basis for evaluating the long-term protection and barrier functions of the geosphere.

To take account of existing uncertainties, for nearly all aspects considered parameter ranges or pessimistic alternative values and, in some cases, alternative conceptual models were considered besides reference parameters. The effect of uncertainties is evaluated as part of the safety assessment (Nagra 2002b). It can be assumed that uncertainties will be further reduced with future investigations – some relevant field and laboratory experiments are already underway.

Taken overall, the geological situation in the investigation area (including the host rock properties) meets the requirements placed on a potential siting area. There is no geoscientific information that would, in principle, call the implementation and safety of a deep geological repository in the Zürcher Weinland into question.

Résumé

Le présent rapport (la synthèse des études géologiques) fait partie intégrante de la documentation fournie à l'appui de la "Démonstration de faisabilité du stockage géologique" (projet *Entsorgungsnachweis*), qui vise à démontrer que le stockage en formation géologique profonde des assemblages combustibles usés (AC), des déchets de haute activité vitrifiés (DHA) et des déchets de moyenne activité à vie longue (DMAL) est réalisable en Suisse. Ce rapport établit que la roche d'accueil envisagée, les Argiles à Opalinus, est présente sur une étendue suffisante dans le secteur d'accueil potentiel du Weinland zurichois ("démonstration de l'existence d'un site"); il expose également les bases scientifiques qui permettent d'évaluer, du point de vue géologique, à la fois la sûreté à long terme d'un dépôt en profondeur dans les Argiles à Opalinus (Nagra 2002b) et la faisabilité technique de la construction de ce dépôt (Nagra 2002a). Par ailleurs, il fait le point sur les connaissances scientifiques relatives à la genèse géologique du secteur étudié et aux processus se déroulant dans la géosphère, pour tirer des conclusions quant à l'évolution future de l'environnement géologique. L'évaluation de la sûreté radiologique à long terme et de la faisabilité technique sont basées sur un vaste corpus d'informations: campagne de reconnaissance détaillée dans le secteur envisagé, expériences spécifiques en laboratoire et sur le terrain, expériences pratiques acquises lors de la réalisation d'ouvrages souterrains et, dans la mesure du possible, vérifications et comparaisons indépendantes avec d'autres roches argileuses (par exemple laboratoires souterrains à l'étranger, expérience acquise par l'industrie pétrolière). Par ailleurs, les connaissances géologiques sont utilisées pour l'élaboration des modèles mathématiques. Les bases de données de référence qui en sont déduites (profondeur de référence du dépôt: 650 m) sont pour une part complétées à l'aide de valeurs pessimistes, d'hypothèses conservatrices ou de variations de paramètres.

En 1994, à l'issue d'un vaste processus d'évaluation et de sélection, dont les différentes étapes ont été suivies et approuvées par les autorités de contrôle et de leurs experts, deux options prioritaires ont été définies: les Argiles à Opalinus en tant que roche d'accueil sédimentaire et le Weinland zurichois comme région à étudier du point de vue géologique. Pour des raisons de sécurité aussi bien que de faisabilité technique, les recherches ont porté sur un secteur simple sur le plan géologique, calme du point de vue tectonique, où les Argiles à Opalinus sont situées à une profondeur de 400 à 900 m. La procédure de sélection a reposé sur une évaluation intégrale des recherches effectuées par la Nagra et l'industrie pétrolière dans le nord de la Suisse (forages profonds, sismique 2D, études régionales thématiques), ainsi que sur l'étude des cartes et des publications existantes. Une caractérisation détaillée de la roche d'accueil et du secteur d'accueil potentiel a été effectuée après 1994. Les points forts de ce programme de recherches ont été une campagne de sismique 3D dans le Weinland zurichois sur une superficie d'environ 50 km^2, un forage profond (Benken), des expériences dans le cadre du programme international de recherche au laboratoire souterrain du Mont Terri (canton du Jura), ainsi que des études comparatives régionales sur les Argiles à Opalinus et des comparaisons avec d'autres formations argileuses à l'étranger, également étudiées en vue du stockage géologique de déchets radioactifs. Grâce aux bonnes connaissances existantes et à l'homogénéité de la lithologie des Argiles à Opalinus, les paramètres obtenus sur d'autres sites peuvent être transférés de manière fiable au Weinland zurichois, pour autant que l'on tienne compte des conditions différentes qui règnent sur ces sites (par exemple épaisseur de la couverture au-dessus de la roche d'accueil, champs de contraintes).

Respect des exigences relatives au milieu géologique d'un dépôt en profondeur

Sur la base de la synthèse des recherches géologiques effectuées au niveau régional et local, on a pu démontrer que le secteur délimité dans le Weinland zurichois remplit les conditions

nécessaires pour l'implantation d'un dépôt géologique profond (cf. HSK 1999) et que les Argiles à Opalinus, en tant que roche d'accueil, constituent un milieu géologique favorable. Les principales caractéristiques de cet environnement sont les suivantes:

- **Stabilité géologique à long terme:** Le secteur étudié, situé à la périphérie de la zone d'influence alpine, fait l'objet d'une légère compression tectonique, mais n'a pas subi de déformations importantes. Par ailleurs, cette région de Suisse est caractérisée par une activité sismique faible, des taux de soulèvement et d'érosion réduits et un flux thermique moyen.

- **Propriétés favorables de la roche d'accueil:** Dans le secteur étudié, l'épaisseur de la roche d'accueil est suffisante et son unité lithologique adéquate. La roche présente une conductivité hydraulique très faible; elle constitue un environnement stable du point de vue géochimique, favorable à la rétention des radionucléides et à la préservation à long terme des barrières ouvragées. Enfin, ses propriétés géomécaniques autorisent la réalisation d'ouvrages souterrains. Les formations, pour la plupart peu perméables, situées au-dessus et en dessous de la roche d'accueil (roches dites "encaissantes" supérieures et inférieures) constituent une barrière supplémentaire entre la zone de dépôt et les aquifères régionaux, et par là renforcent la fonction de sûreté assumée par la roche d'accueil.

- **Extension suffisante de la roche d'accueil:** Pour l'implantation d'un site, l'épaisseur pratiquement constante de la roche d'accueil, ainsi que son extension latérale et la continuité lithologique, sont des conditions qui garantissent une grande flexibilité. L'extension latérale de la formation d'accueil est nettement plus importante que la superficie nécessaire à la construction d'un dépôt. Du fait que la couche est légèrement inclinée, la profondeur peut être choisie et optimisée en conséquence.

- **Absence de perturbations et «robustesse» face aux perturbations:** En choisissant une roche d'accueil peu perméable située dans une zone subissant une légère compression tectonique et calme du point de vue sismique, située à une profondeur de plusieurs centaines de mètres au dessous de la surface du sol, il est possible d'éviter, ou tout au moins de limiter au maximum, les perturbations possibles (consécutives à des glaciations, des mouvements dans des zones de failles, des tremblements de terre). Grâce aux excellentes capacités d'auto-cicatrisation de la roche d'accueil et à la stabilité des conditions géochimiques, régulées par la roche elle-même, les perturbations induites par le dépôt (perturbations mécaniques, dégagement de gaz de corrosion et de dégradation, modifications de la composition chimique du milieu), soit resteront limitées à l'environnement immédiat des galeries, soit n'auront pas d'influence particulière sur les propriétés de la roche d'accueil en tant que barrière de confinement à long terme. De plus, l'absence de ressources minières viables rend improbables un conflit d'utilisation ou une intrusion humaine involontaire, même dans un avenir lointain.

- **Conditions d'exploration:** Une géologie simple, avec des strates sub-horizontales peu perturbées du point de vue tectonique, ainsi qu'une topographie sans relief accentué, constituent de bonnes conditions pour l'exploration des conditions géométriques du milieu (haute résolution de la campagne de sismique 3D). Du fait de l'homogénéité de la roche d'accueil et de sa faible variabilité lithologique, les qualités de la roche demeurent presque constantes sur l'ensemble de la zone, ce qui permet d'extrapoler certains résultats du forage de Benken à l'ensemble du secteur étudié.

- **Prévisibilité:** La genèse géologique du secteur étudié est bien connue et repose sur un grand nombre d'arguments qualitatifs et quantitatifs indépendants les uns des autres. De ce fait, et également en raison de la simplicité de la géologie de la région, les divers scénarios d'évo-

lution géologique envisagés ne diffèrent pas fondamentalement les uns des autres. L'évolution future de la roche d'accueil dans son environnement géologique peut être prévue de manière plausible sur l'échelle de temps d'un million d'années, retenue pour l'évaluation de la sûreté du dépôt, et même au-delà, en tenant compte des incertitudes.

Extension de la formation rocheuse (Démonstration de l'existence d'un site)

Pour l'implantation d'un dépôt qui nécessiterait une superficie d'environ deux km^2 (Nagra 2002a) à une profondeur située entre 400 et 900 m, il existe dans la région d'accueil potentielle du Weinland zurichois un secteur d'une superficie totale de 35 km^2 où l'épaisseur de la roche d'accueil est au minimum de 100 m; ceci garantit une grande flexibilité pour la disposition des ouvrages souterrains.

Pour les besoins de la démonstration de la faisabilité technique et de la sûreté du projet de référence (Nagra 2002a), on a défini, à titre d'exemple, un secteur prioritaire qui comprend une zone d'une étendue plusieurs fois supérieure à celle qui serait nécessaire pour l'implantation d'un dépôt. Les critères principaux étaient une couverture rocheuse d'au moins 600 m d'épaisseur, une profondeur maximale de 750 m et le socle cristallin situé directement en dessous du mésozoïque.

Lors du choix d'un emplacement optimal pour les infrastructures de surface, on dispose d'une flexibilité supplémentaire, car le tracé de la longue rampe d'accès peut être déterminé en fonction des conditions d'aménagement du territoire et en respectant les souhaits des populations locales.

Propriétés de la roche d'accueil pertinentes pour la sûreté à long terme

Les propriétés de la roche d'accueil qui sont pertinentes pour la sûreté à long terme du dépôt peuvent être résumées de la façon suivante:

- La migration s'effectue de façon prépondérante par diffusion et l'advection ne joue aucun rôle, ou tout au plus un rôle secondaire.
- Les zones de fissures ne constituent pas des cheminements préférentiels, en raison des bonnes capacités d'auto-cicatrisation des Argiles à Opalinus.
- Du point de vue géochimique, le milieu est stable et réducteur.

La microstructure des Argiles à Opalinus est déterminante pour la compréhension des processus et propriétés de transport. Avec une porosité d'environ 12 %, la roche a une teneur en eau relativement importante, mais en raison de la structure extrêmement longue et fine des pores, l'eau interstitielle et les solutés demeurent pratiquement immobiles. Par ailleurs, l'anisotropie de la très faible conductivité et des constantes de diffusion est la conséquence de la microstructure en feuillets de la roche.

La mesure de la conductivité hydraulique de la roche d'accueil dans le sondage de Benken fournit des valeurs cohérentes, relativement constantes, comprises généralement entre 2×10^{-14} et 1×10^{-13} m/s. En comparaison avec le rapport porosité / conductivité hydraulique obtenu pour d'autres roches argileuses à l'étranger, ces valeurs sont normales.

Dans les Argiles à Opalinus, on a observé des surpressions hydrauliques, qui peuvent être interprétées soit comme des témoins de la genèse de l'enfouissement, soit comme le résultat des contraintes rocheuses tectoniques opérant une compression orientée pratiquement du nord au

sud. Les calculs numériques ont montré que les zones de surpression de ce type ne peuvent subsister sur des périodes géologiques que si la conductivité effective est encore plus faible que celle dérivée des tests hydrauliques.

Lors de la réalisation de forages et de tunnels dans les Argiles à Opalinus, on a constaté que la conductivité hydraulique des failles était identique à celle de la roche non perturbée, lorsque la couverture rocheuse avait une épaisseur d'au moins 200 m. Cette propriété est due à la capacité d'auto-cicatrisation des Argiles à Opalinus. Du fait qu'on ne peut pas totalement exclure une perméabilité accrue dans une faille située à une plus grande profondeur – bien que ceci n'ait jamais été observé –, on a compilé une base de données pour modéliser la migration des radionucléides dans une éventuelle faille perméable, dans le cadre d'un scénario pessimiste.

L'affirmation selon laquelle, dans les Argiles à Opalinus, les fractures (zones de failles) ont la capacité de "s'auto-cicatriser", repose sur une base solide d'observations et d'études. L'absence quasi-totale de veines minéralisées et d'altérations montre que, même dans le passé géologique, aucune interaction fluide-roche, ou aucun mouvement d'eau de quelque importance n'ont eu lieu. Les processus d'auto-cicatrisation ont également pu être démontrés dans le cadre d'expériences *in situ* au laboratoire souterrain du Mont Terri. A partir des essais de géomécanique effectués en laboratoire, de la connaissance du fonctionnement du système et des approches conceptuelles détaillées dans les publications, on peut déduire que le phénomène d'auto-cicatrisation s'explique par une déformation temporaire au niveau de la microstructure en feuillets, la désintégration, le gonflement et la modification des rapports de tension.

La comparaison des constantes de diffusion de la roche d'accueil et des faibles conductivités hydrauliques montre que le transport s'effectue de manière prépondérante par diffusion. La rareté des phénomènes d'advection est confirmée par la répartition en forme d'arc des concentrations de nombreux éléments ainsi que des conditions isotopiques dans l'eau interstitielle, typique des processus de diffusion, observées aussi bien dans le forage de Benken qu'au laboratoire souterrain du Mont Terri. La forme des profils exclut tout flux advectif vertical de quelque importance. Ces "expériences sur le terrain" dans le Weinland zurichois et au Mont Terri sont particulièrement intéressantes du fait qu'elles portent sur de très longues périodes (de plusieurs centaines de milliers à plusieurs millions d'années) et sur des distances importantes (cent mètres et plus). Dans le cas du forage de Benken, les profils de diffusion ne sont pas seulement apparents dans les Argiles à Opalinus, mais également dans les formations situées au-dessus et en dessous. Ceci démontre, en outre, que dans une part importante des roches encaissantes, le transport s'effectue principalement par diffusion. Les paramètres de diffusion sont bien connus et correspondent aux valeurs prévues par comparaison avec d'autres types d'argiles.

La composition de l'eau interstitielle des Argiles à Opalinus − de l'eau de mer au début de la sédimentation − s'est modifiée au cours des processus d'enfouissement, de compaction et de soulèvement qui ont eu lieu pendant les derniers 180 millions d'années: sa salinité actuelle correspond à environ un tiers de celle de l'eau de mer. La composition de l'eau interstitielle dépend pour une grande part des équilibres chimiques avec la roche elle-même (en particulier avec les minéraux argileux et carbonates). La concentration des composants mobiles, indépendants de la composition de la roche (en particulier les anions), ne se modifie que très peu et à un rythme très lent, du fait que dans les Argiles à Opalinus, le transfert de solutés s'opère en majorité par diffusion. Le milieu géochimique est d'une façon générale très stable et réducteur. On n'a pas trouvé de traces de l'influence d'une glaciation sur ce milieu.

Efficacité des roches encaissantes en tant que barrière de confinement

Dans l'ensemble du secteur étudié, entre la roche d'accueil et les aquifère régionaux (Malm, Muschelkalk), se trouvent en majorité des roches argileuses et évaporitiques peu perméables, que l'on désigne sous le terme de roches encaissantes. Elles constituent, principalement dans le sens vertical, mais également à l'horizontale, une barrière de confinement géologique supplémentaire. Dans les roches encaissantes argileuses, on trouve des couches sableuses, calcaires ou dolomitiques, dont l'épaisseur ne dépasse souvent pas quelques mètres, et qui du fait de leur lithologie constituent des cheminements d'eau potentiels. Les radionucléides qui n'auraient pas complètement achevé leur désintégration au cours de leur migration au travers de la roche d'accueil rencontrent dans les roches encaissantes un milieu susceptible de retarder encore leur transfert vers la biosphère. Les radionucléides seraient tout d'abord, soit transportés latéralement sur plusieurs kilomètres le long des couches perméables au travers des roches encaissantes jusqu'à l'exutoire (future vallée fluviale), soit parviendraient dans les aquifères régionaux par diffusion verticale au travers des roches encaissantes argileuses. La capacité de confinement des roches encaissantes est analysée dans le rapport sur l'évaluation de la sûreté (Nagra 2002b) par le biais de calculs numériques basés sur les données présentées ici.

Impact d'un dépôt géologique sur la roche d'accueil dans le voisinage des galeries

La construction de galeries et de tunnels provoque des modifications des champs de contraintes, ce qui entraîne la formation d'une zone perturbée (ou zone endommagée) autour des ouvrages souterrains. L'impact de cette zone sur la roche d'accueil et les capacités de confinement du milieu reste toutefois très limité dans l'espace et dans le temps. Au cours de la phase de construction et d'exploitation, la conductivité de la zone perturbée augmente de plusieurs ordres de grandeur par rapport à celle de la roche d'accueil intacte. Après la fermeture du dépôt, on assiste à une resaturation à la fois de la zone perturbée et du remblayage de bentonite et de ciment, puis à une auto-cicatrisation de la zone perturbée, accélérée et amplifiée par la pression de gonflement de la bentonite. A l'issue de ce processus, la zone perturbée devrait se comporter à nouveau comme un milieu homogène poreux, avec une porosité légèrement plus élevée que la roche non perturbée et une conductivité axiale effective supérieure d'environ un ordre de grandeur à celle de la roche intacte. Sur la base des modèles hydrogéologiques, on a montré que, même si la perméabilité de la zone perturbée augmentait fortement, ceci n'aurait que peu d'incidence sur les mouvements d'eau dans un dépôt profond, car celui-ci dépend en premier lieu de la conductivité de la roche d'accueil non perturbée.

Les modifications géochimiques du voisinage des galeries (en particulier l'oxydation des pyrites) durant la phase de construction et d'exploitation du dépôt sont pratiquement négligeables, notamment du fait que les galeries ne resteront ouvertes que très peu de temps (deux ans au maximum). Après la fermeture du dépôt, dans les galeries pour déchets de moyenne activité à vie longue, l'interaction avec le mortier de ciment utilisé pour le remblayage produira des eaux interstitielles hyperalcalines, qui vont réagir sur de longues périodes avec les Argiles à Opalinus. Cette zone altérée pourrait, à long terme, atteindre une extension maximale de quelques mètres. Les minéraux qui se formeraient auraient pour effet de réduire la porosité et d'augmenter la capacité de sorption. Les modifications géochimiques dans le voisinage des galeries n'auront par conséquent pas d'impact négatif sur le confinement des radionucléides.

Du fait que les assemblages combustibles et les déchets de haute activité dégagent de la chaleur pendant plusieurs milliers d'années, il était nécessaire d'étudier les réactions de la roche d'accueil à l'échauffement. La température maximale sur les parois des galeries, atteinte au bout d'un millier d'années, s'élèvera à environ 95 °C. L'impact de cette augmentation de température est négligeable sur le plan minéralogique, car les Argiles à Opalinus ont déjà, au cours de leur

enfouissement, été soumises à des températures comparables (jusqu'à environ 85 °C) sur des périodes beaucoup plus longues. L'élévation de la température induit, outre des contraintes thermiques, une surpression de l'eau interstitielle ainsi qu'une réduction de la résistance mécanique de la roche d'accueil. Du fait qu'à ce moment les galeries du dépôt seront déjà remblayées, ceci ne conduira pas à un accroissement significatif de la zone perturbée, mais accélèrera vraisemblablement la désintégration de la roche et l'homogénéisation de l'espace interstitiel dans la zone perturbée et favorisera ainsi les processus d'auto-cicatrisation.

Dans un dépôt profond, la corrosion et la dégradation des déchets et des conteneurs génèrent des gaz, qui s'accumulent ensuite dans les galeries et les tunnels. Les processus de diffusion et d'advection ne sont pas suffisamment efficaces pour transporter l'ensemble des gaz sous forme soluble. La migration des gaz s'effectuera par conséquent en phase gazeuse, en priorité le long des couches de la roche d'accueil non perturbée, le long de la zone perturbée ou le long de fissures existantes, par écoulement biphasé classique ou encore (en présence d'une importante production de gaz) par la formation de fissures microscopiques (par dilatation). Pour les taux de production de gaz prévus dans les galeries et tunnels du dépôt, on peut exclure la formation de fissures (de tension) macroscopiques de quelque envergure. La formation de gaz peut induire des surpressions dans les galeries, susceptibles d'avoir une influence sur les mouvements d'eau dans la roche d'accueil. Toutefois, même dans le cadre de scénarios pessimistes, l'écoulement d'eau n'augmenterait au maximum que d'un ordre de grandeur. Dans ce cas également, la migration s'effectuerait de manière préférentielle par diffusion.

Evolution géologique à long terme

L'évolution géologique à long terme étudiée ici porte sur une période d'un million d'années. Pour cette durée, en se basant sur une analyse détaillée de la genèse géologique, il est possible d'effectuer des prédictions avec un taux de probabilité raisonnable. Pour des périodes plus longues, on peut faire des pronostics et certains ont déjà été avancés, mais l'incertitude augmente au fur et à mesure que la durée s'allonge.

Le Weinland zurichois compte parmi les régions de Suisse les moins actives du point de vue sismique. Toutefois, la région est située dans la zone péri-alpine qui, en raison du raccourcissement de la croûte terrestre dû à la tectonique alpine, subit une compression. Ceci se manifeste entre autres par un soulèvement qui est, par endroits, encore mesurable. Pour l'étude de l'évolution géologique à long terme, on peut logiquement supposer que ce mouvement va se poursuivre, tout au moins sur la période d'un million d'années prise en compte. Des données et informations émanant de sources diverses (géomorphologie, historique de l'enfouissement et des soulèvements, géodésie) permettent d'estimer la vitesse de soulèvement dans le Weinland zurichois à 0.1 mm par an au maximum, c'est-à-dire à 100 m par million d'années. On suppose que l'érosion linéaire suit le même rythme que le soulèvement et correspond donc également à 0.1 mm par an. Avec l'abaissement de la base d'érosion du Rhin jusqu'au point d'équilibre, on estime qu'une épaisseur supplémentaire pouvant atteindre 100 m pourrait être érodée. De ce fait, la couverture d'un dépôt situé à une profondeur de 650 m atteindrait encore au minimum 450 m au bout d'un million d'années. Les poussées glaciaires futures suivront le réseau de vallées qui existe aujourd'hui; l'ablation glaciaire le long des vallées principales suivra le même rythme que le soulèvement régional et local, et par conséquent se situera dans le même ordre de grandeur que l'érosion linéaire. Les chaînes de collines subsisteront pour une grande part et l'érosion glaciaire restera limitée aux vallées surcreusées existantes. On peut supposer que le calcaire du Jurassique supérieur (Malm), en raison de sa résistance à l'érosion, formera une sorte de "couvercle de protection" sous la forme d'un relief topographique. Lors de l'estimation des taux d'érosion, cet aspect n'a toutefois pas été envisagé afin de ne retenir que le scénario le plus pessimiste.

La modélisation de l'impact d'une charge de glace supplémentaire montre que l'augmentation de l'écoulement d'eau total de la roche d'accueil vers les roches encaissantes, due à l'apparition de zones de surpressions dans les galeries et les tunnels, représente moins d'un ordre de grandeur. Dans ce cas également, la migration s'effectuera en priorité par diffusion.

De nombreuses observations attestent que la conductivité hydraulique des fissures dans les Argiles à Opalinus n'augmente de façon significative que lorsque la couverture a une épaisseur inférieure à 200 m. Une augmentation importante de la perméabilité de la roche dans son ensemble ne se produit que sur les quelques dizaines de mètres supérieurs. Du fait que la couverture rocheuse du dépôt (profondeur de référence: 650 m) sera encore d'au moins 450 m au bout d'un million d'années, on peut estimer que la conductivité de la roche d'accueil restera pratiquement constante.

Propriétés mécaniques de la roche d'accueil et aspects techniques de la construction

Le comportement géomécanique des Argiles à Opalinus découle en grande partie de leur micro-structure. Le degré de compaction de la roche argileuse, et par conséquent sa teneur en eau, sont ici décisifs. A l'échelle macroscopique, cette relation s'exprime notamment par le fait que la résistance est fortement dépendante de la teneur en eau. Alors que le processus de déformation est plutôt de type plastique lorsque la teneur en eau est élevée, de faibles teneurs en eau, mais aussi un assèchement (éventuellement dû à l'effet de tensions capillaires) induisent une forte augmentation de la résistance. Dans cette perspective, l'assèchement partiel de la roche dans le voisinage des galeries au cours de la phase d'exploitation est une conséquence souhaitable, qui contribue à la stabilisation des ouvrages pendant la phase de construction et d'exploitation. La resaturation qui intervient après la fermeture du dépôt produira des déformations temporaires et vraisemblablement une auto-cicatrisation de la roche perturbée par le creusement des ouvrages souterrains.

Pour l'aménagement d'infrastructures souterraines dans les Argiles à Opalinus, on dispose d'une expérience couvrant plus d'un siècle. Il s'avère que les tunnels percés dans les Argiles à Opalinus du Jura plissé ont généralement pu être réalisés sans problèmes, même lorsque la couverture atteignait 800 m d'épaisseur, et malgré les nombreuses failles présentes dans la roche. Lorsque l'on effectue une comparaison avec d'autres projets de construction, il convient de prendre en compte la direction différente de l'anisotropie de la roche par rapport à l'axe du tunnel, la teneur en eau et les champs de contraintes des roches locales. Si l'on tient compte de ces spécificités, il est possible d'extrapoler les résultats obtenus lors du creusement d'autres galeries (p. ex. au Mont Terri) aux Argiles à Opalinus du Weinland zurichois. Les calculs numériques qui incluent les paramètres géomécaniques et les champs de contraintes spécifiques du forage de Benken montrent que la sûreté est garantie pour les différentes cavités d'un dépôt géologique profond (Nagra 2002a). Les propriétés géotechniques des couches situées au-dessus de la roche d'accueil, traversées par la rampe d'accès et le puits, ont été dérivées de banques de données existantes.

Evaluation de l'état des connaissances et traitement des incertitudes

On peut estimer que la connaissance géologique du secteur étudié est très bonne, pour des raisons multiples, notamment la haute résolution des campagnes de sismique 2D et 3D, la grande homogénéité de la roche d'accueil dont la composition demeure pratiquement constante sur l'ensemble de la zone, les carottages et les tests effectués dans le forage de Benken, ainsi que les programmes d'observations néotectoniques mis en place sur plusieurs années. L'extension latérale et l'épaisseur de la roche d'accueil, de même que l'absence de grandes failles dans la

partie centrale du secteur, ont pu être démontrées. Les connaissances des propriétés de la roche d'accueil en ce qui concerne le transfert de solutés et la faisabilité technique sont relativement bien étayées, grâce à des recherches complémentaires dans d'autres sondages du nord de la Suisse et au laboratoire souterrain du Mont Terri. Si l'on effectue une comparaison avec d'autres roches argileuses, les paramètres obtenus correspondent aux valeurs prévues. Les connaissances rassemblées sur l'évolution à long terme des conditions tectoniques, hydrogéologiques et géochimiques constituent de plus une base solide pour l'évaluation de la géosphère en tant que barrière de confinement et de protection à long terme.

Afin de tenir compte des incertitudes existantes, pour une grande majorité des aspects traités, des variations ou des valeurs alternatives pessimistes, et dans certains cas des modèles conceptuels alternatifs, sont venus compléter les paramètres de référence. L'impact des incertitudes est évalué dans le cadre de l'analyse de la sûreté (Nagra 2002b). On peut estimer que les recherches effectuées dans les années à venir permettront de réduire encore ces incertitudes − plusieurs expériences étant déjà en cours sur le terrain et en laboratoire.

Dans son ensemble, la situation géologique du secteur étudié, y compris les propriétés de la roche d'accueil, remplit les conditions nécessaires pour un site d'accueil potentiel. Aucune donnée géologique ne remet fondamentalement en question la réalisation et la sûreté d'un dépôt géologique profond dans le Weinland zurichois.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung I
Summary IX
Résumé XVII
Inhaltsverzeichnis XXV
Tabellenverzeichnis XXXVII
Figurenverzeichnis XLI
Beilagenverzeichnis L
Autorenverzeichnis LI

1 Einleitung und Grundsätze 1
1.1 Zielsetzung und Stellung des Berichts im Programm zur Entsorgung der hochaktiven Abfälle 1
1.1.1 Konsens bezüglich geologischer Endlagerung und der Verwendung eines geologischen Tiefenlagers 1
1.1.2 Erdwissenschaftliche Untersuchungen in der Schweiz 1
1.1.3 Der Entsorgungsnachweis 2
1.1.4 Qualitätssicherungsmassnahmen 3
1.2 Aufbau des Berichts 3
1.3 Komponenten und allgemeine zeitliche Entwicklung eines geologischen Tiefenlagers 4
1.3.1 Elemente des Sicherheitskonzepts eines geologischen Tiefenlagers 4
1.3.2 Zeitliche Entwicklung des Tiefenlagers 7
1.3.3 Grundanforderungen an ein potenzielles Standortgebiet und an das Wirtgestein 9
1.4 Langzeitabdichtungs- und Isolationskapazität von Tongesteinen 10
1.4.1 Allgemeine Aspekte 10
1.4.2 Natürliche Analoga 11

2 Regionale geologische Untersuchungen im Rahmen des Entsorgungsprogramms für hochaktive Abfälle 13
2.1 Geologische Kriterien für die Wahl der Untersuchungsregion Nordschweiz 13
2.2 Regionale erdwissenschaftliche Untersuchungen in der Nordschweiz 13
2.3 Untersuchungsprogramm Sedimentgesteine (1988–2000) 14
2.3.1 Sedimentstudie 1988 14
2.3.2 Regionale Untersuchungen und Studien von 1989 bis 1993 in der Unteren Süsswassermolasse und im Opalinuston 15

2.3.3 Konsens über Priorität und Konzept für die lokale Erkundung des Opalinustons (1994) ... 20
2.3.4 Allgemeine und lokale Untersuchungen im Opalinuston (1995 bis 2000) ... 20
2.4 Definition des Wirtgesteins und der Rahmengesteine ... 22
2.5 Erdwissenschaftliche Grundlagen der Geosynthese für den Entsorgungsnachweis ... 22
2.6 Vorgehenskonzept für die erdwissenschaftliche Evaluation geeigneter Optionen für ein geologisches Tiefenlager BE/HAA/LMA: Zusammenfassung ... 26

3 Ergebnisse der erdwissenschaftlichen Untersuchungen in der Nordostschweiz ... 27
3.1 Einleitung ... 27
3.2 Geologische und paläogeographische Entwicklung der Nordostschweiz ... 28
3.2.1 Kristallines Grundgebirge und Permokarbon ... 30
3.2.2 Trias ... 31
3.2.3 Jura ... 39
3.2.4 Kreide und Alttertiär ... 49
3.2.5 Molasseablagerungen ... 51
3.2.6 Postmolassische Zeit (Pliozän und Quartär) ... 53
3.2.7 Geologische und paläogeographische Entwicklung der Nordostschweiz: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 55
3.3 Versenkungs- und Temperaturgeschichte ... 56
3.3.1 Zielsetzung, Datenbasis ... 56
3.3.2 Stratigraphie ... 578
3.3.3 Diagenese: Zementation und Aderbildung ... 599
3.3.4 Fluideinschlüsse ... 59
3.3.5 Tonmineralogie ... 60
3.3.6 Vitrinit-Reflexion ... 62
3.3.7 Organische Geochemie ... 63
3.3.8 Apatit-Spaltspuranalysen ... 67
3.3.9 *Shale compaction*-Analyse ... 69
3.3.10 Beckenmodellierung ... 72
3.3.11 Abhängigkeit der Gesteinsdichte von der maximalen und der heutigen Versenkung ... 77
3.3.12 Vergleich mit dem Opalinuston des Felslabors Mont Terri ... 78
3.3.13 Versenkungs- und Temperaturgeschichte: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 78

3.4 Struktureller Aufbau ... 79
3.4.1 Übersicht der tektonischen Baueinheiten der Nord- und Nordostschweiz ... 79
3.4.2 Die Bedeutung des Sockels ... 81
3.4.3 Das autochthone Deckgebirge (Mesoeuropa) ... 83
3.4.4 Das kompressiv überprägte Deckgebirge (Neoeuropa) ... 85
3.4.5 Struktureller Aufbau: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 86
3.5 Junge Erdkrustenbewegungen (Neotektonik) ... 88
3.5.1 Geologie und Tektonik des Neogens ... 88
3.5.2 Geomorphologie ... 90
3.5.3 Geodäsie ... 93
3.5.4 Seismologie ... 95
3.5.5 Spannungsmessungen ... 97
3.5.6 Geodynamisches Konzept Nordschweiz ... 99
3.5.7 Junge Erdkrustenbewegungen (Neotektonik): Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 100
3.6 Regionale hydrogeologische Verhältnisse ... 101
3.6.1 Einleitung und Zielsetzung ... 101
3.6.2 Allgemeiner hydrogeologischer Überblick ... 102
3.6.3 Generelle hydrogeologische Charakterisierung der Schichtreihe in der Nordostschweiz ... 107
3.6.4 Quartär ... 107
3.6.5 Tertiär (Molasse) ... 109
3.6.6 Malm-Aquifer ... 111
3.6.7 Obere Rahmengesteine (Unterer Malm bis Mittlerer Dogger, z.T. Unterer Dogger) ... 112
3.6.8 Wirtgestein (Opalinuston und Murchisonae-Schichten in Opalinustonfazies) ... 113
3.6.9 Untere Rahmengesteine (Lias und Keuper) ... 114
3.6.10 Muschelkalk-Aquifer ... 117
3.6.11 Buntsandstein, Permokarbon, Kristallin ... 119
3.6.12 Regionale hydrogeologische Verhältnisse: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 120
3.7 Regionale hydrochemische Verhältnisse ... 121
3.7.1 Malm-Aquifer ... 121
3.7.2 Obere Rahmengesteine ... 127
3.7.3 Wirtgestein ... 127
3.7.4 Untere Rahmengesteine: Lias und Keuper ... 127
3.7.5 Muschelkalk-Aquifer ... 133

3.7.6 Buntsandstein, Perm und Kristallin 138
3.7.7 Regionale hydrochemische Verhältnisse: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse 138
3.8 Regionale geothermische Verhältnisse 139
3.8.1 Datengrundlage 139
3.8.2 Interpretation der Wärmeflusskarte 141
3.8.3 Regionale geothermische Verhältnisse: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse 142
3.9 Rohstoffvorkommen 142
3.9.1 Kohle und Kohlegas 142
3.9.2 Kohlenwasserstoffe 143
3.9.3 Salz 143
3.9.4 Mineral- und Thermalwasser, Geothermie 144
3.9.5 Rohstoffvorkommen: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse 144
3.10 Geologische Entwicklungsgeschichte und heutige geologische Verhältnisse in der Nordostschweiz: Zusammenfassung der wichtigsten generellen Erkenntnisse 145

4 Geologische und hydrogeologische Verhältnisse im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland 147
4.1 Einleitung 147
4.2 Struktureller Aufbau 147
4.2.1 Überblick 147
4.2.2 Strukturanalysen aufgrund der 3D-Seismik 150
4.2.3 Strukturkarten des Zürcher Weinlands 155
4.2.4 Strukturelemente des Zürcher Weinlands 162
4.2.5 Geodynamische Interpretation 166
4.2.6 Struktureller Aufbau: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse 170
4.3 Lithostratigraphische Verhältnisse des Wirtgesteins und der Rahmengesteine 171
4.3.1 Ausdehnung und fazielle Verhältnisse des Wirtgesteins und der Rahmengesteine 171
4.3.2 Lithostratigraphische Verhältnisse des Wirtgesteins und der Rahmengesteine: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse 177
4.4 In-situ-Spannungsverhältnisse 177
4.4.1 Interpretation der Felddaten 178
4.4.2 In-situ-Spannungsverhältnisse: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse 180
4.5 Temperaturverhältnisse 180

4.5.1 Interpretation der Daten ... 180
4.5.2 Temperaturverhältnisse: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 181
4.6 Definition und Eigenschaften von hydrogeologischen Einheiten ... 182
4.6.1 Hydrogeologische Einheiten ... 182
4.6.2 Hydrogeologische Eigenschaften der Rahmengesteine und regionalen Aquifere ... 190
4.6.3 Definition und Eigenschaften von hydrogeologischen Einheiten: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 194
4.7 Hydrochemische und isotopengeochemische Charakterisierung der Grund- und Porenwässer ... 195
4.7.1 Grundwässer der regionalen Aquifere und des Sandsteinkeupers im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland ... 195
4.7.2 Porenwasserprofile im Wirtgestein und in den Rahmengesteinen ... 199
4.7.3 Diffusionsprofile in anderen Tonformationen ... 210
4.7.4 Hydrochemische und isotopengeochemische Charakterisierung der Grund- und Porenwässer: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 211
4.8 Paläohydrogeologische Entwicklung ... 212
4.8.1 Abhängigkeit der paläohydrogeologischen Entwicklung von geologischen, tektonischen und klimatischen Ereignissen und Prozessen ... 212
4.8.2 Die paläohydrogeologische Entwicklung der Porenwässer im Opalinuston ... 216
4.8.3 Paläohydrogeologische Entwicklung: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 216
4.9 Geologische und hydrogeologische Verhältnisse im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland: Zusammenfassung der wichtigsten generellen Erkenntnisse ... 217

5 Eigenschaften des Wirtgesteins ... 219
5.1 Einleitung ... 219
5.2 Der Opalinuston im Überblick: Eigenschaften, relevante Prozesse und deren Kopplungen ... 219
5.2.1 Der Opalinuston in der Nordschweiz ... 219
5.2.2 Struktur und Gefüge des Opalinustons in verschiedenen Massstäben ... 221
5.2.3 Relevante Prozesse und deren Kopplung ... 225
5.3 Lithologie und Mineralogie des Wirtgesteins ... 227
5.3.1 Lithologische Gliederung ... 228
5.3.2 Sedimentstrukturen ... 228
5.3.3 Mineralogie der Gesteinsmatrix ... 230
5.3.4 Mineralogie von Adern und Kluftfüllungen ... 234
5.3.5 Mineralogie von Störungen ... 234

5.3.6 Lithologie und Mineralogie des Wirtgesteins: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 235
5.4 Porosität, Porenstruktur und Zustand des Porenwassers im Wirtgestein ... 235
5.4.1 Zielsetzungen ... 235
5.4.2 Wasser und gelöste Stoffe in tonigen Sedimentgesteinen: Konzepte ... 236
5.4.3 Nomenklatur und Methodik der Porositätsbestimmung im Wirtgestein ... 240
5.4.4 Methodik der Bestimmung von Porengrössenverteilung, spezifischer Oberfläche und dem Anteil an gebundenem Wasser ... 242
5.4.5 Porosität: Resultate und Diskussion ... 243
5.4.6 Porenstruktur und Zustand des Porenwassers im Wirtgestein der Bohrung Benken: Resultate und Diskussion ... 249
5.4.7 Porosität, Porenstruktur und Zustand des Porenwassers im Wirtgestein: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 255
5.5 Deformationsstrukturen im Wirtgestein ... 256
5.5.1 Strukturelles Inventar ... 256
5.5.2 Anatomie von Störungen ... 259
5.5.3 Mineralogie von Sprödstrukturen ... 260
5.5.4 Konzeptualisierung von Sprödstrukturen im Wirtgestein ... 260
5.5.5 Kleinräumige und mikroskopische Strukturen ... 265
5.5.6 Oberflächennahe Strukturen ... 265
5.5.7 Deformationsstrukturen im Wirtgestein: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 265
5.6 Petrophysikalische Eigenschaften des Wirtgesteins ... 266
5.6.1 Charakterisierung der Gesteine ... 266
5.6.2 Methodik und Resultate ... 267
5.6.3 Petrophysikalische Eigenschaften des Wirtgesteins: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 270
5.7 Deformationsverhalten des Wirtgesteins ... 270
5.7.1 Einführung konzeptueller Ansätze ... 271
5.7.2 Beschreibung der Konzepte mit mikro-mechanischen Modellen ... 280
5.7.3 Daten ... 286
5.7.4 Materialgesetz für bautechnische Fragestellungen ... 297
5.7.5 Materialgesetz zur Beschreibung des Langzeitverhaltens ... 305
5.7.6 Deformationsverhalten des Wirtgesteins: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 307
5.8 Hydraulische Eigenschaften des Wirtgesteins ... 308
5.8.1 Grundlagen zur Porenwasserbewegung im Wirtgestein ... 309
5.8.2 Hydrogeologische Datenbasis im Überblick ... 314

5.8.3 Vertiefte Interpretation ausgewählter Packertests in der Bohrung Benken 314
5.8.4 Hydraulische Eigenschaften des Wirtgesteins: Resultate 320
5.8.5 Porositäts-Permeabilitätsbeziehungen und Selbstabdichtung: Modellkonzepte 324
5.8.6 Empirische Befunde zur Selbstabdichtung 330
5.8.7 Konsistenz der Untersuchungsergebnisse mit anderen Befunden 332
5.8.8 Hydraulische Eigenschaften des Wirtgesteins: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse 335
5.9 Gastransport im Wirtgestein 336
5.9.1 Gasausbreitungsmechanismen 336
5.9.2 Standortbezogene Datengrundlage 342
5.9.3 Konsistenz der standortbezogenen Untersuchungen mit anderen Befunden 350
5.9.4 Gastransportkapazität des Wirtgesteins und potenzielle Ausbreitungspfade 352
5.9.5 Gastransport im Wirtgestein: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse 356
5.10 Diffusionseigenschaften 357
5.10.1 Untersuchungsmethoden 357
5.10.2 Ergebnisse aus dem Felslabor Mont Terri 358
5.10.3 Bohrung Benken: Diffusionseigenschaften des Wirtgesteins 361
5.10.4 Vergleich des Opalinustons mit anderen Tongesteinen 362
5.10.5 Weiterführende Untersuchungen 363
5.10.6 Migration von Kolloiden 364
5.10.7 Diffusionseigenschaften des Wirtgesteins: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse 364
5.11 Osmotische Prozesse im Wirtgestein 365
5.11.1 Grundlagen 365
5.11.2 Experimentelle Bestimmung der osmotischen Effizienz 366
5.11.3 Abschätzung natürlicher osmotischer Effekte im Opalinuston 367
5.11.4 Abschätzung möglicher Artefakte bei hydraulischen Tests im Opalinuston 367
5.11.5 Osmotische Prozesse im Wirtgestein: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse 368
5.12 Geochemie des Porenwassers im Wirtgestein 368
5.12.1 Methodische Aspekte 369
5.12.2 Datengrundlage 369
5.12.3 Berechnung der In-situ-Porenwasserchemie 374
5.12.5 Geochemie des Porenwassers im Wirtgestein: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse 379

5.13 Eigenschaften des Wirtgesteins: Zusammenfassung der wichtigsten generellen Erkenntnisse ... 380

6 Darstellung der hydrogeologischen Verhältnisse im Zürcher Weinland und hydrogeologische Barrierenwirkung von Wirtgestein und Rahmengesteinen ... 381

6.1 Einleitung ... 381

6.2 Wirtgestein und Rahmengesteine als geologische Barrieren ... 381

6.3 Porenwasserdrücke im Wirtgestein und in den Rahmengesteinen ... 384

6.3.1 Untersuchungsschwerpunkte und Vorgehen ... 384

6.3.2 Porenwasser-Überdrücke in Tonformationen: Ursachen und Prozesse ... 384

6.3.3 Hydro-mechanische Prozesse zur Deutung der Porenwasser-Überdrücke ... 387

6.3.4 Kompaktions-Modellierungen zur Untersuchung der Porenwasser-Überdrücke ... 390

6.3.5 Porenwasserdrücke im Wirtgestein und in den Rahmengesteinen: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 397

6.4 Grundwasserflüsse und Fliesspfade im Wirtgestein und in den Rahmengesteinen ... 398

6.4.1 Zweck des lokalen hydrodynamischen Modells ... 398

6.4.2 Modellaufbau und Rechenfälle ... 399

6.4.3 Ergebnisse der hydrodynamischen Modellrechnungen ... 405

6.4.4 Interpretation der Modellierungsergebnisse ... 410

6.4.5 Grundwasserflüsse und Fliesspfade im Wirtgestein und in den Rahmengesteinen: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 418

6.5 Konzeptualisierung der möglichen Freisetzungspfade ... 419

6.5.1 Bedeutung der Freisetzungspfade ... 419

6.5.2 Konzeptualisierung und Charakterisierung der möglichen Freisetzungspfade ... 420

6.5.3 Konzeptualisierung der möglichen Freisetzungspfade: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 424

6.6 Hydrogeologische Verhältnisse im Zürcher Weinland und hydrogeologische Barrierenwirkung von Wirtgestein und Rahmengesteinen: Zusammenfassung der wichtigsten generellen Erkenntnisse ... 425

7 Auswirkungen eines geologischen Tiefenlagers auf das Wirtgestein und die Entwicklung des Stollenumfelds ... 427

7.1 Einleitung ... 427

7.1.1 Auslegung des geologischen Tiefenlagers ... 427

7.1.2 Zeitliche Entwicklung des Tiefenlagers ... 429

7.2 Bautechnische Betrachtungen zur generellen Tunnelstabilität ... 431

7.2.1 Erfahrungen aus Tunneln im Opalinuston ... 432
7.2.2 Bohrungen in Tonsteinen bzw. Tonschiefern ... 434
7.2.3 Bautechnische Betrachtungen zur generellen Tunnelstabilität: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 435
7.3 Entwicklung der Auflockerungszone während der Bau- und Betriebsphase ... 436
7.3.1 Struktur der Auflockerungszone im Felslabor Mont Terri ... 436
7.3.2 Hydrogeologische Veränderungen im Stollennahfeld im Mont Terri ... 439
7.3.3 Hydro-mechanische Modellierungen im Mont Terri (Modellkalibrierung) ... 440
7.3.4 Hydro-mechanische Modellierung Zürcher Weinland (Prognoserechnung) ... 445
7.3.5 Diskussion der Modellierergebnisse ... 455
7.3.6 Entwicklung der Auflockerungszone während der Bau- und Betriebsphase: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 459
7.4 Langzeitentwicklung der Auflockerungszone nach dem Verschluss des Lagers ... 460
7.4.1 Aufsättigung ... 460
7.4.2 Felsmechanisches Langzeitverhalten ... 466
7.4.3 Selbstabdichtung und hydraulisches Langzeitverhalten ... 472
7.4.4 Langzeitentwicklung der Auflockerungszone nach dem Verschluss des Lagers: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 476
7.5 Geochemische Effekte im Umfeld des Tiefenlagers ... 477
7.5.1 Oxidationseffekte und Salzanreicherung während der Bau- und Betriebsphase ... 477
7.5.2 Langzeiteffekte von Zementporenwässern im Umfeld von LMA-Tunneln ... 481
7.5.3 Geochemische Effekte im Umfeld des Tiefenlagers: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 487
7.6 Temperatureffekte durch die Einlagerung wärmeproduzierender Abfälle ... 488
7.6.1 Konzept ... 489
7.6.2 Daten und Interpretationen ... 491
7.6.3 Systemanalyse ... 495
7.6.4 Temperatureffekte durch die Einlagerung wärmeproduzierender Abfälle: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 500
7.7 Akkumulation und Ausbreitung von Korrosions- und Degradationsgasen ... 501
7.7.1 Gasfliesspfade ... 502
7.7.2 Modellrechnungen zum Gasdruckaufbau in den LMA- und BE/HAA-Lagerbereichen ... 507
7.7.3 Bewertung des Kenntnisstands zur Gasausbreitung ... 511
7.7.4 Akkumulation und Ausbreitung von Korrosions- und Degradationsgasen: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 516

7.8 Einfluss des Tiefenlagers auf die Porenwasserbewegung im Wirtgestein 517
7.8.1 Relevanz und Zielsetzungen 517
7.8.2 Modellaufbau und Rechenfälle 517
7.8.3 Ergebnisse und Interpretation der Modellrechnungen 523
7.8.4 Bewertung der hydraulischen Situation im Umfeld des Tiefenlagers 528
7.8.5 Einfluss des Tiefenlagers auf die Porenwasserbewegung im Wirtgestein: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse 529
7.9 Auswirkungen eines geologischen Tiefenlagers auf das Wirtgestein und die Entwicklung des Stollenumfelds: Zusammenfassung der wichtigsten generellen Erkenntnisse 530

8 Geologische Langzeitentwicklung 531
8.1 Einleitung 531
8.2 Grundannahmen und Konzepte 531
8.2.1 Methodik, Konzepte und Prozessverständnis 531
8.2.2 Erdgeschichtlicher Rahmen und geodynamisches Konzept 535
8.2.3 Zukünftige Klimaentwicklungen 536
8.2.4 Grundannahmen und Konzepte: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse 540
8.3 Hebung, Erosion und Morphologie 541
8.3.1 Methodische Rahmenbedingungen 541
8.3.2 Hebung und Hebungsraten 542
8.3.3 Abtrag, Erosion 544
8.3.4 Die regionale Erosionsbasis und das Ausgleichslängenprofil des Rheins 547
8.3.5 Entwicklung des lokalen Reliefs und der Tiefenlage des Wirtgesteins 550
8.3.6 Entwicklung der Oberflächenverhältnisse (Hydro- und Biosphäre) 554
8.3.7 Hebung, Erosion und Morphologie: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse 557
8.4 Tektonische Störungen, Erdbeben, Magmatismus 558
8.4.1 Bestehende Störungen 558
8.4.2 Bildung neuer Störungen 559
8.4.3 Erdbeben und ihre Auswirkungen 560
8.4.4 Magmatische Prozesse 563
8.4.5 Tektonische Störungen, Erdbeben, Magmatismus: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse 563
8.5 Hydrogeologische Langzeitentwicklung 564
8.5.1 Bedeutung, Zielsetzung und Abgrenzung 564

8.5.2 Veränderungen von Formationseigenschaften und potenziellen Freisetzungspfaden ... 565
8.5.3 Veränderungen von hydraulischem Systemzustand und Randbedingungen ... 569
8.5.4 Eisauflast während periodischer Vergletscherungen ... 570
8.5.5 Hydrogeologische Langzeitentwicklung: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 571
8.6 Langzeitentwicklung der geochemischen Verhältnisse im Wirtgestein ... 572
8.6.1 Stabilität der geochemischen Bedingungen ... 572
8.6.2 Modellrechnungen zur Entwicklung des Chloridgehalts im Wirtgestein ... 572
8.6.3 Langzeitentwicklung der geochemischen Verhältnisse im Wirtgestein: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse ... 573
8.7 Geologische Langzeitentwicklung: Zusammenfassung der wichtigsten generellen Erkenntnisse ... 574

9 Geologischer Datensatz für den Standortnachweis, den Nachweis der Langzeitsicherheit und der bautechnischen Machbarkeit eines geologischen Tiefenlagers ... 577
9.1 Einleitung ... 577
9.1.1 Datensatz für den Standortnachweis: Ausdehnung eines geeigneten Wirtgesteinskörpers (Kap. 9.3) ... 577
9.1.2 Geologischer Datensatz für den Nachweis der Langzeitsicherheit (Kap. 9.4) ... 577
9.1.3 Geologischer Datensatz für den Nachweis der bautechnischen Machbarkeit (Kap. 9.5) ... 578
9.2 Qualität der Datengrundlage: Variabilität der Eigenschaften des Wirtgesteins und Übertragbarkeit der Untersuchungsergebnisse auf das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland ... 578
9.3 Datensatz für den Standortnachweis: Ausdehnung eines geeigneten Wirtgesteinskörpers im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland ... 579
9.3.1 Lagerung, Mächtigkeit und Lithologie ... 579
9.3.2 Verfügbare Fläche für ein geologisches Tiefenlager im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland ... 580
9.4 Geologischer Datensatz für den Nachweis der Langzeitsicherheit ... 583
9.4.1 Eigenschaften des ungestörten Wirtgesteins hinsichtlich Radionuklid-Transport ... 583
9.4.2 Transporteigenschaften potenziell wasserführender Systeme (Störungen) im Wirtgestein ... 586
9.4.3 Freisetzungspfade und Parameter für die Modellierung des Radionuklid-Transports im Wirtgestein und in den Rahmengesteinen ... 588
9.4.4 Geologische Information für die Biosphärenmodellierung ... 594
9.4.5 Geometrie und Eigenschaften der Auflockerungszone verschiedener Untertagebauwerke ... 594

9.4.6 Wasserflüsse im Umfeld des Tiefenlagers ... 597
9.4.7 Parameter für die Modellierung des Gastransports (Korrosions- und Degradationsgase, volatile Radionuklide) ... 597
9.4.8 Langzeitentwicklung des Wirtgesteins mit dem eingeschlossenen Tiefenlager ... 603
9.5 Geologischer Datensatz für den Nachweis der bautechnischen Machbarkeit ... 604
9.5.1 Diskussion der wichtigsten Parameter ... 604
9.5.2 Datensatz Wirtgestein ... 605
9.5.3 Geotechnische Beurteilung der geologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland ... 609

10 Zusammenfassung, projektbezogene Schlussfolgerungen und Bewertung des Kenntnisstands ... 611
10.1 Zielsetzung und Inhalt des Berichts ... 611
10.2 Schritte zur Auswahl und Charakterisierung eines Wirtgesteins und eines potenziellen Standortgebiets erster Priorität ... 611
10.3 Übertragbarkeit von Untersuchungsergebnissen aus verschiedenen Lokalitäten ... 612
10.4 Erfüllung der Grundanforderungen an das geologische Umfeld eines Tiefenlagers ... 612
10.5 Ausdehnung eines geeigneten Wirtgesteinskörpers (Standortnachweis) ... 613
10.6 Geologischer Datensatz für den Nachweis der Langzeitsicherheit ... 614
10.6.1 Eigenschaften des Wirtgesteins ... 614
10.6.2 Barrierenwirkung der Rahmengesteine ... 616
10.6.3 Auswirkungen eines geologischen Tiefenlagers auf das Wirtgestein im Stollenumfeld ... 617
10.6.4 Geologische Langzeitentwicklung ... 619
10.7 Geologischer Datensatz für den Nachweis der bautechnischen Machbarkeit ... 620
10.7.1 Felsmechanische Eigenschaften des Wirtgesteins ... 620
10.7.2 Bautechnische Aspekte ... 620
10.8 Bewertung des Kenntnisstands ... 621
10.8.1 Allgemeine Bewertung ... 621
10.8.2 Identifizierte Ungewissheiten ... 621
10.9 Abschliessende Bewertung ... 623

Literaturverzeichnis ... 625

Tabellenverzeichnis

Tab. 2.4-1: Gliederung der mesozoischen Sedimentgesteine in der Nordostschweiz im Hinblick auf ihre Funktion für die Langzeitsicherheit: Terminologie, Definitionen. 23

Tab. 2.5-1: Übersicht über die Herkunft der wichtigsten erdwissenschaftlichen Grundlagen für den Entsorgungsnachweis. 24

Tab. 3.3-1: Für die Charakterisierung der Versenkungs- und Temperaturgeschichte des Opalinustons angewandte Methoden. 577

Tab. 3.3-2: Maximale Temperaturen während der mesozoischen und der jungtertiären Versenkung in der Bohrung Benken, berechnet durch Modellierung von Apatit-Spaltspurenmessungen. 68

Tab. 3.3-3: Aufgrund der Beckenmodellierung berechnete Versenkung, heutige Tiefenlage und petrophysikalische Parameter des Opalinustons. 74

Tab. 3.7-1: Zusammenfassung von Infiltrationsbedingungen und Verweilzeiten der Grundwasserproben aus dem Malm-Aquifer. 125

Tab. 3.7-2: Zusammenfassung von Infiltrationsbedingungen und mittleren Verweilzeiten von ausgewählten Grundwasserproben aus dem Keuper (Sandsteinkeuper). 132

Tab. 3.7-3: Übersicht über Infiltrationsbedingungen und Verweilzeiten von ausgewählten Proben aus dem Muschelkalk-Aquifer. 136

Tab. 4.2.1: Tektonische Bewegungen an den Strukturelementen des Zürcher Weinlands. 167

Tab. 4.4-1: Primärspannungszustand für eine Teufe von 650 m im Opalinuston. 179

Tab. 4.5-1: Tabelle der Gleichgewichtstemperatur in 100 m-Schritten. 181

Tab. 4.6-1: Durchlässigkeiten und hydraulische Süsswasser-Druckhöhen aus Packertests der Bohrung Benken. 183

Tab. 4.6-2: Gliederung der Schichtreihe der Bohrung Benken in hydrogeologische Einheiten. 192

Tab. 4.7-1: Zusammensetzung der beprobbaren Grundwässer aus Malm, Stubensandstein-Formation (Sandsteinkeuper), Muschelkalk und Buntsandstein in der Bohrung Benken. 197

Tab. 4.7-2: Anfangs- und Randbedingungen für die Diffusion im Opalinuston der Bohrung Benken. 201

Tab. 5.3-1: Mineralogische Zusammensetzung des Wirtgesteins in der Bohrung Benken sowie des Opalinustons des Felslabors Mont Terri. 230

Tab. 5.3-2: Vergleich von mineralogischen Laboranalysen mit Daten aus Geophysik-Logs der Bohrung Benken. 231

Tab. 5.4-1: Definitionen wichtiger Begriffe. 237

Tab. 5.4-2: Überblick über gemessene Porositäts- und Dichtewerte des Wirtgesteins der Bohrung Benken. 244

Tab. 5.4-3: Zusammenfassung von Literaturdaten bezüglich Dichte und Porosität von Opalinuston der Nordschweiz. ... 247

Tab. 5.4-4: Überblick über Werte der spezifischen Oberflächen von Opalinuston in der Bohrung Benken. ... 250

Tab. 5.4-5: Prozentuale Anteile der verschiedenen Porenklassen. ... 250

Tab. 5.4-6: Schätzungen des Anteils an gebundenem Wasser für das Wirtgestein in der Bohrung Benken. ... 253

Tab. 5.4-7: Vergleich der Daten zur Porenstruktur von Proben aus der Bohrung Benken und dem Felslabor Mont Terri. ... 254

Tab. 5.6-1: Charakteristische petrophysikalische Parameter des Opalinustons aus der Bohrung Benken. ... 268

Tab. 5.6-2: Wärmeleitfähigkeiten des Opalinustons (Nagra 2001). ... 269

Tab. 5.7-1: Relevanz der felsmechanischen Materialparameter für den Opalinuston. ... 271

Tab. 5.7-2: Deformationsparameter des Opalinustons aus Proben der Bohrung Benken. ... 289

Tab. 5.7-3: Vergleichende Zusammenstellung der Mittelwerte für die gemessenen und aus den Triaxialtests extrapolierten einaxialen Druckfestigkeiten. ... 292

Tab. 5.7-4: Abgeleitete Parameter für den Opalinuston (Datensatz Benken) für ein bilineares bzw. ein vereinfachtes lineares Mohr-Coulomb-Modell für die bautechnische Machbarkeitsstudie. ... 300

Tab. 5.7-5: Parameter zum Langzeit-Deformationsmodell. ... 307

Tab. 5.8-1: Nachweisführung zur Gültigkeit des Darcy-Gesetzes und Abschätzung des Anfangsgradienten. ... 311

Tab. 5.8-2: Hydrogeologische Datenbasis zur Charakterisierung des Wirtgesteins. ... 315

Tab. 5.8-3: Übersicht über relevante Packertestergebnisse der Bohrung Benken, des Felslabors Mont Terri und der Nagra-Sondierbohrungen Weiach, Riniken und Schafisheim. ... 321

Tab. 5.8-4: Zusammenfassung der Ergebnisse aus Permeametertests und aus Strukturuntersuchungen. ... 322

Tab. 5.8-5: Zusammenfassung der empirischen Befunde zur Selbstabdichtung von Sprödstrukturen im Opalinuston. ... 332

Tab. 5.9-1: Übersicht zum Spektrum der möglichen Gasausbreitungsmechanismen. ... 3377

Tab. 5.9-2: Zweiphasenfluss-Parameter aus Laborexperimenten an Opalinustonkernen aus der Bohrung Benken und aus dem Felslabor Mont Terri. ... 345

Tab. 5.9-3: Auswertung der In-situ-Gasinjektionstests im Felslabor Mont Terri und in der Bohrung Benken. ... 346

Tab. 5.10-1: Diffusionsdaten für den Opalinuston aus dem Felslabor Mont Terri. ... 360

Tab. 5.10-2: Diffusionsdaten für den Opalinuston aus der Bohrung Benken. ... 361

Tab. 5.10-3: Diffusionsdaten für verschiedene Tongesteine. ... 362

Tab. 5.12-1: Summe der austauschbaren Kationen und In-situ-Kationenpopulationen. ... 371

Tab. 5.12-2: Zusammenstellung der Parameter, Herkunft der Daten, deren Behandlung und die Eingabewerte für die Modellierung des Referenzwassers. ... 375

Tab. 5.12-3: Zusammensetzung der Referenzwässer. 377

Tab. 5.12-4: Sättigungsindices und Gaspartialdrücke für die Zusammensetzung des Referenzwassers. 378

Tab. 6.3-1: Übersicht über die NEWBAS-Rechenfälle mit Eingangsparametern und Ergebnissen. 393

Tab. 6.4-1: Übersicht über die im Referenzfall RF0 verwendeten Modellparameter. 402

Tab. 6.4-2: Übersicht über die in den Rechenfällen RF1–RF8 verwendeten Modellparameter. 405

Tab. 6.4-3: Arbeitshypothesen im Rahmen der hydrodynamischen Modellierungen. 415

Tab. 6.4-4: Hydraulische Druckhöhen und Betrag des spezifischen Vertikalflusses in der Wirtgesteinseinheit für die Rechenfälle RF0–RF8 (Bohrung Benken). 417

Tab. 7.3-1: Gliederung der Auflockerungszone der *Galerie de Secours* im Mont Terri. 438

Tab. 7.3-2: Felsmechanisches Parametermodell Opalinuston Mont Terri. 441

Tab. 7.3-3: Berechnungsfälle für die Untersuchung der Auflockerungszone. 448

Tab. 7.3-4: Berechnete Auflockerungszone (AUZ) für verschiedene Untertagebauwerke..... 458

Tab. 7.4-1: Pessimistische Abschätzung der Porositäts- und Permeabilitätsänderungen (gemäss der Kozeny-Carman-Gleichung) in der inneren Auflockerungszone. 474

Tab. 7.5-1: Massenbilanzen und Volumenbilanzen der Pyritoxidation. 479

Tab. 7.6-1: Geochemische Prozesse aufgrund des Wärmepulses und mögliche Konsequenzen. 489

Tab. 7.6-2: Hydro-mechanische Prozesse aufgrund des Wärmepulses und mögliche Konsequenzen. 491

Tab. 7.6-3: Thermische Parameter für die THM-gekoppelten Berechnungen. 497

Tab. 7.6-4: Thermische Leistung der BE-Behälter bezogen auf den Zeitpunkt der Einlagerung. 498

Tab. 7.7-1: Potenzielle Gasfliesspfade und ihre Bedeutung für die Ausbreitung der in den Lagerstollen generierten Korrosions- und Degradationsgase. 504

Tab. 7.7-2: Simulation des Gasdruckaufbaus in den LMA-Lagertunneln und BE/HAA-Lagerstollen: Spektrum der Modellparameter für die Sensitivitätsanalysen. 508

Tab. 7.7-3: Gasausbreitungsvarianten für das in den Lagerstollen produzierte Gas. 514

Tab. 7.8-1: Geometrie und hydraulische Eigenschaften der Lagereinbauten inklusive der zweischaligen Auflockerungszone. 521

Tab. 7.8-2: Übersicht über die in den Rechenfällen RLU0–RLU52 verwendeten Modellparameter. 522

Tab. 7.8-3: Spezifische Flüsse und Fliessweglängen in der Wirtgesteinseinheit für die Rechenfälle RLU0–RLU52. 524

Tab. 9.4-1: Referenzwerte für das ungestörte Wirtgestein. 584

Tab. 9.4-2: Hydraulische Parameter für das Wirtgestein. 585

Tab. 9.4-3: Diffusionsparameter für das Wirtgestein 587

Tab. 9.4-4a: Hydrogeologische Parameter der möglichen Freisetzungspfade in Wirt- und Rahmengesteinen. 590

Tab. 9.4-4b: Hydrogeologische Parameter der möglichen Freisetzungspfade in Wirt- und Rahmengesteinen. 592

Tab. 9.4-4c: Hydrogeologische Parameter der möglichen Freisetzungspfade in Wirt- und Rahmengesteinen. 593

Tab. 9.4-5: Geometrie und Eigenschaften der inneren Auflockerungszone der Untertagebauten. 595

Tab. 9.4-6: Wasserflüsse (Darcy-Flüsse) im Umfeld des Tiefenlagers: Auswirkung des Lagers mit und ohne Überdrücke. 599

Tab. 9.4-7: Relevante gesteinsspezifische Parameter für die Modellierung der Gasausbreitung im Wirtgestein, im Wedelsandstein, in der Neuhauser Störung und im Malm-Aquifer. 600

Tab. 9.5-1: Felsmechanische Parameter. 606

Tab. 9.5-2: Parameterempfehlung für ein lineares Mohr-Coulomb-Materialgesetz für Opalinuston. 607

Tab. 9.5-3: Parameterempfehlung für ein bi-lineares Mohr-Coulomb-Materialgesetz für Opalinuston. 608

Tab. 9.5-4: Gebirgsverhältnisse entlang dem geologischen Profil der Bohrung Benken. 610

Figurenverzeichnis

Fig. 1.2-1: Aufbau des Geosynthese-Berichts, genereller Informations- und Datenfluss. 5
Fig. 1.3-1: Anlagenkonzept eines geologischen Tiefenlagers für HAA, BE und LMA. 8
Fig. 1.4-1: Fossiles Holz in oberpliozänem Ton. Dunarobba, Italien. 12

Fig. 2.3-1: Untersuchungsgebiete für die Sedimentgesteine Opalinuston und Untere Süsswassermolasse. 17
Fig. 2.3-2: Regionale strukturgeologische Übersicht der Nordostschweiz auf dem Niveau "Basis Opalinuston". 18

Fig. 3.2-1: Überblick über die geologische Entwicklung der Nordschweiz. 29
Fig. 3.2-2: Stratigraphie Nordostschweiz. Paläogeographie: Stubensandstein-Formation. 37
Fig. 3.2-3: Paläogeographische Situation zu Beginn der Ablagerung des Opalinustons. 41
Fig. 3.2-4: Gliederung und Korrelation des Opalinustons von Weiach, Benken und Mont Terri aufgrund der Lithologie und der mineralogischen Zusammensetzung. 42
Fig. 3.2-5: Paläogeographie und Isopachen: Opalinuston sowie Murchisonae-Schichten in toniger Fazies. 44
Fig. 3.2-6: Paläogeographie: Wedelsandstein-Formation/Dogger γ/Sowerbyi-Sauzei-Schichten. 47
Fig. 3.2-7: Chronostratigraphischer Querschnitt durch das Ostschweizer Molassebecken. 50
Fig. 3.2-8: Relative Reichweite der verschiedenen Gletschervorstösse während des Quartärs in der Nordostschweiz, kalt- und warmzeitliche Belegslokalitäten. 54
Fig. 3.2-9: Morphostratigraphisches Schema der quartären Ablagerungen in der Nordostschweiz. 55
Fig. 3.3-1: Resultate der Vitrinit-Reflexions-Messungen an Kern- und *Cutting*-Material der Bohrungen Benken, Weiach und Herdern-1. 61
Fig. 3.3-2: Zusammensetzung der Chloroform-Extrakte an Kernmaterial der Bohrung Benken und des Felslabors Mont Terri. 64
Fig. 3.3-3: Beispiele von Isomerisationsverhältnissen von Biomarkern an Material aus der Bohrung Benken und aus dem Felslabor Mont Terri. 65
Fig. 3.3-4: Zusammenhang zwischen Zeit und Versenkungstemperatur, berechnet aufgrund von experimentell bestimmten Zeit-Temperatur-Integralen für Biomarker. 67
Fig. 3.3-5: *Shale compaction*-Analyse an Opalinuston verschiedener Bohrungen in der Nordschweiz. 71
Fig. 3.3-6: Rekonstruierte Versenkungsgeschichte der Sedimente im Bereich der Bohrungen Benken, Weiach und Herdern-1. 75
Fig. 3.3-7: Modellierte Temperaturgeschichte der Basis des Opalinustons in den Bohrungen Benken, Weiach und Herdern-1. 76

Fig. 3.3-8: Beziehung zwischen Gesteinsdichte, Maximalversenkung und heutiger Tiefenlage des Opalinustons an verschiedenen Lokalitäten der Nordschweiz. 77

Fig. 3.4-1: Schematische geologische Profile durch die zentrale (A) und die östliche (B) Nordschweiz. 80

Fig. 3.5-1: Hebungsraten in m/Ma nach geomorphologischen und geologischen Kriterien (Zeitraum: Spätes Miozän bis Pleistozän). 93

Fig. 3.5-2: Epizentren der instrumentell erfassten Erdbeben seit der Inbetriebnahme des Nagra-Stationsnetzes. 96

Fig. 3.5-3: Überblick über die Orientierung des rezenten Spannungsfelds in der Nordschweiz. 97

Fig. 3.5-4: Geodynamisches Konzept Nordschweiz. 98

Fig. 3.6-1: Schematische hydrostratigraphische Gliederung der Schichtreihe in der Nordostschweiz und im angrenzenden Gebiet westlich der Aare. 103

Fig. 3.6-2: Übersicht über wichtige Nutzungen von Tiefengrundwässern in der Nordostschweiz und angrenzenden Gebieten. 105

Fig. 3.6-3: Durchlässigkeits- und Druckhöhenprofile Malm–Muschelkalk aus Tiefbohrungen der Nagra und der Erdölindustrie in der Nordschweiz. 106

Fig. 3.6-4: W–E-Profile von hydraulischen Durchlässigkeiten aus potenziell durchlässigen Formationen in Bohrungen der Nordschweiz und Baden-Württembergs. 108

Fig. 3.6-5: Druckhöhenverteilung im Malm-Aquifer. 110

Fig. 3.6-6: Druckhöhenverteilung im Sandsteinkeuper. 116

Fig. 3.6-7: Druckhöhenverteilung im Muschelkalk-Aquifer. 118

Fig. 3.7-1: Regionale Verteilung der Grundwasserproben aus dem Malm-Aquifer. 122

Fig. 3.7-2: Na/Cl-Verhältnis und Mineralisation der drei verschiedenen Typen von Malm-Grundwässern. 123

Fig. 3.7-3: Werte der stabilen Isotope von Wasser in den Proben aus dem Malm-Aquifer. 124

Fig. 3.7-4: Regionale Verteilung der Grundwasserproben aus dem Keuper (Sandsteinkeuper). 128

Fig. 3.7-5: Br/Cl- und Na/Cl-Verhältnisse in den Grundwasserproben aus dem Keuper (Sandsteinkeuper). 129

Fig. 3.7-6: Werte der stabilen Isotope von Wasser in den Grundwasserproben aus dem Keuper (Sandsteinkeuper). 130

Fig. 3.7-7: Regionale Verteilung der Grundwasserproben aus dem Muschelkalk-Aquifer. 133

Fig. 3.7-8: Na- und Cl-Gehalte in den Grundwasserproben aus dem Muschelkalk-Aquifer. 134

Fig. 3.7-9: Werte der stabilen Isotope von Wasser in den Proben aus dem Muschelkalk-Aquifer. 135

Fig. 3.8-1: Wärmeflusskarte der Nordschweiz; detaillierter Datensatz mit Identifikation der Bohrungen. 140

Fig. 4.2-1: Tektonische Übersichtskarte des Zürcher Weinlands und seiner Umgebung (ohne Quartär)..... 149

Fig. 4.2-2: Perspektivische Darstellung der interpretierten 3D-seismischen Daten im zentralen Bereich des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland..... 151

Fig. 4.2-3: Lokales geologisches Modell Zürcher Weinland. 152

Fig. 4.2-4: Horizontscheibe der Amplituden im Bereich des Markerhorizonts "Basis Mesozoikum"..... 153

Fig. 4.2-5: Dip-Attributkarten verschiedener Markerhorizonte der 3D-Seismik. 154

Fig. 4.2-6: Attributkarten des Top Lias (= Basis Opalinuston) ohne (links) und mit (rechts) Subtraktion der regionalen Schichtneigung..... 155

Fig. 4.2-7: Strukturkarte Basis Mesozoikum, Massstab 1:100'000. 157

Fig. 4.2-8: Strukturkarte Top Muschelkalk (3D-Marker Unterer Gipskeuper), Massstab 1:100'000. 158

Fig. 4.2-9: Strukturkarte Top Lias (Basis Opalinuston), Massstab 1:100'000. 159

Fig. 4.2-10: Strukturkarte Top Malm, Massstab 1:100'000..... 160

Fig. 4.2-11: Crossline 1415 aus dem Süden des 3D-Seismikgebiets. 161

Fig. 4.2-12: Beispiel einer kompressiven Struktur im Südteil des 3D-Seismikgebiets..... 166

Fig. 4.3-1: Lithostratigraphisches Profil der Bohrung Benken. 172

Fig. 4.3-2: Korrelation der bohrlochgeophysikalischen und lithostratigraphischen Daten der Bohrung Benken mit dem 3D-seismischen Datensatz..... 173

Fig. 4.3-3: Räumliche Extrapolation der lithostratigraphischen Verhältnisse ausgehend von der Bohrung Benken auf das Messgebiet der 3D-Seismik (Wirtgestein und Rahmengesteine). 174

Fig. 4.3-4: Isopachenkarte Wirtgestein (Opalinuston einschliesslich Murchisonae-Schichten). 176

Fig. 4.4-1: Ergebnisse der Spannungsmessungen nach der *Hydraulic-Fracturing*-Methode. Die vertikale Haupspannung wurde aus der Auflast berechnet..... 178

Fig. 4.6-1: Bohrung Benken: Lithologisches Profil mit hydraulischen Durchlässigkeiten und Druckhöhen aus Packertests und Langzeitbeobachtung. 185

Fig. 4.6-2: Gliederung der Schichtfolge Malm bis Muschelkalk in hydrogeologische Einheiten. 186

Fig. 4.6-3: Wasserführende Systeme in den Rahmengesteinen..... 187

Fig. 4.7-1: Beziehung zwischen $\delta^{18}O$ und $\delta^{2}H$ von beprobten Grundwässern und Porenwässern aus den gering durchlässigen Lithologien des Doggers, Lias und Keupers in der Bohrung Benken im Vergleich zum Bereich rezenter Grundwässer. 199

Fig. 4.7-2: Variation von $\delta^{2}H$ und $\delta^{18}O$ in Grund- und Porenwässern als Funktion der Entnahmetiefe in der Bohrung Benken..... 202

Fig. 4.7-3: Für verschiedene Zeiten berechnete Diffusionsprofile von $\delta^{2}H$ und $\delta^{18}O$ bei In-situ-Temperatur (gestrichelte Linien) im Vergleich zu den Messdaten aus der Bohrung Benken. 204

Fig. 4.7-4: Variation von Chlorid und $\delta^{37}Cl$ in Grund- und Porenwässern als Funktion der Entnahmetiefe in der Bohrung Benken. ... 206

Fig. 4.7-5: Für verschiedene Aufbauzeiten berechnete Diffusionsprofile von Chlorid und $\delta^{37}Cl$ im Vergleich zu den Messdaten aus der Bohrung Benken. ... 207

Fig. 4.7-6: Variation von He-Gehalt in Grund- und Porenwässern und $^{3}He/^{4}He$-Verhältnis in Grund-, Porenwässern und Gestein als Funktion der Entnahmetiefe in der Bohrung Benken. ... 208

Fig. 4.7-7: Variation des $^{40}Ar/^{36}Ar$-Verhältnisses in Grund- und Porenwässern als Funktion der Entnahmetiefe in der Bohrung Benken. ... 210

Fig. 5.2-1: Gehäusereste des Opalinuston-Leitfossils *Leioceras opalinum*. ... 220

Fig. 5.2-2: Aufschluss des Opalinustons in der Tongrube Siblingen. ... 221

Fig. 5.2-3: Illustration des Opalinustons in verschiedenen Massstäben. ... 222

Fig. 5.2-4: Konzeptuell vereinfachte Struktur des Opalinustons in verschiedenen Massstäben. ... 223

Fig. 5.2-5: Kopplung zwischen Gesteinsstruktur, Deformationsverhalten und Stofftransporteigenschaften im Opalinuston. ... 226

Fig. 5.3-1: Kernfotos des Wirtgesteins aus der Bohrung Benken. ... 229

Fig. 5.3-2: Mineralogische Zusammensetzung des Opalinustons in der Nordschweiz. ... 232

Fig. 5.3-3: Aufgrund von geophysikalischen Logs bestimmter Tongehalt im Bereich des Wirtgesteins in der Bohrung Benken. ... 232

Fig. 5.3-4: Mineralogische Zusammensetzung des Opalinustons im Vergleich mit anderen ebenfalls gut untersuchten tonreichen Formationen. ... 233

Fig. 5.4-1: Konzeptuelle Vorstellungen zur Struktur von Wasser in der Nähe von Tonmineraloberflächen im Subnanometerbereich. ... 238

Fig. 5.4-2: Gefüge des Opalinustons im Raster-Elektronenmikroskop. ... 245

Fig. 5.4-3: Porosität des Opalinustons an verschiedenen Lokalitäten. ... 246

Fig. 5.4-4: Vergleich von Gesteinsdichte des getrockneten Gesteins und der Porosität von Opalinuston des Felslabors Mont Terri mit Opalinuston der Bohrung Benken. ... 248

Fig. 5.4-5: Porosität von *Fault gouges* im *Main fault* des Felslabors Mont Terri im Vergleich zur undeformierten Gesteinsmatrix. ... 249

Fig. 5.4-6: Porengrössenverteilungen im Bereich der Mesoporen von Opalinuston aus der Bohrung Benken und aus dem Felslabor Mont Terri, abgeleitet aus Ad- und Desorptionsisothermen von Stickstoff. ... 251

Fig. 5.4-7: Porengrössenverteilungen im Bereich der Mesoporen von Opalinuston aus der Bohrung Benken und aus dem Felslabor Mont Terri, abgeleitet aus Ad- und Desorptionsisothermen von Wasser. ... 252

Fig. 5.5-1: Kleine Störung im Opalinuston der Bohrung Benken (601.82–601.95 m). ... 257

Fig. 5.5-2: Strukturelle Karte einer Störung in der Tongrube Siblingen. ... 258

Fig. 5.5-3: Karte des *Main fault* im Felslabor Mont Terri (vertikaler Schnitt). ... 259

Fig. 5.5-4: Typen von Brucharchitekturen (nach Caine et al. 1996). 261
Fig. 5.5-5: Vereinfachte konzeptuelle Darstellung von beobachteten Brucharchitekturen im Opalinuston. 263
Fig. 5.5-6: Zusammenfassende Darstellung der Herleitung der geometrischen konzeptuellen Modelle von Störungen im Opalinuston an einem Beispiel aus der Tongrube Siblingen. 264
Fig. 5.7-1: Volumetrische Deformation eines porösen Mediums bei einer angelegten anisotropen Spannung. 273
Fig. 5.7-2: Konzeptuelle Darstellung der Kompaktion und Dekompaktion poröser Medien. 274
Fig. 5.7-3: Schematische Darstellung der Grenzzustandsbedingungen des modifizierten *Cam-Clay* Modells. 275
Fig. 5.7-4: Dreidimensional-Darstellung der Grenzzustandsbedingungen aus Figur 5.7-3a als Funktion der Porenzahl e. 276
Fig. 5.7-5: Schematische Darstellung der generellen Bruchtypen und ihre Eingliederung gemäss Ingram & Urai (1999). 277
Fig. 5.7-6: Versagensbedingungen nach dem Mohr-Coulomb-Modell für zwei unterschiedliche Materialien. 278
Fig. 5.7-7: Unterschiedliche Kriechphasen unter konstanter Last. 279
Fig. 5.7-8: Prinzipskizze zur Erläuterung des Kompaktionsverhaltens mariner Sedimente. 281
Fig. 5.7-9: Kontakttypen zwischen den Tonpartikeln (a) und das charakteristische Spannungs-/Deformationsverhalten der einzelnen Kontakttypen (b). 282
Fig. 5.7-10: Orientierung der Tonpartikel im numerischen PFC-Modell als Funktion der Kompaktion. 283
Fig. 5.7-11: Modell für die numerische Berechnung des prinzipiellen Deformationsverhaltens für anisotrope Tonsteine/Tonschiefer. 284
Fig. 5.7-12: Spannungs-/Deformationskurven für den Opalinuston im Langzeitversuch. 286
Fig. 5.7-13: E-Modul als Funktion des Wassergehalts gemessen parallel zur Schichtung. 287
Fig. 5.7-14: Vergleich der einaxialen Druckfestigkeiten verschiedener Tone in Beziehung zum Wassergehalt. 290
Fig. 5.7-15: Resultate von Triaxialversuchen an Opalinuston. 291
Fig. 5.7-16: Ergebnisse von Labor- und In-situ-Kriechversuchen (Felslabor Mont Terri). 294
Fig. 5.7-17: Resultate des Langzeit-Permeametertests bei isostatischer Belastung. 295
Fig. 5.7-18: Schematische Darstellung des verwendeten Materialgesetzes. 298
Fig. 5.7-19: Modellkalibrierung mit den Labordaten (Benken) für die Festigkeit der isotropen Gesteinsmatrix (lineares und bi-lineares Modell). 301
Fig. 5.7-20: Modellkalibrierung mit den Labordaten (Benken) für die Festigkeit der Schichtung. 301

Fig. 5.7-21: Vergleich der beobachteten (a) und der berechneten (b) Spannungs-Deformationsbeziehung für Triaxialtests bei unterschiedlichen Manteldrücken. 303

Fig. 5.7-22: Exemplarische Darstellung des Spannungs-Deformationsverhaltens von vier Be- und Entlastungszyklen während eines Triaxialversuches für eine gesättigte Z-Probe mit 40 MPa Manteldruck. 303

Fig. 5.7-23: Axiale Deformation als Funktion der Kriechzeit für Proben unter Verwendung des Salzer-Modells (Salzer et al. 1998) im Vergleich mit Labordaten. 304

Fig. 5.8-1: Gültigkeitsbereich des erweiterten Darcy-Gesetzes. 311

Fig. 5.8-2: Analyse von Testartefakten im Rahmen der Re-Interpretation der Packertests in der Bohrung Benken. 316

Fig. 5.8-3: Überprüfung möglicher Testartefakte am Beispiel des Packertests O4 317

Fig. 5.8-4: Permeametertest an einer Opalinustonprobe aus Benken. 323

Fig. 5.8-5: Langzeitentwicklung der hydraulischen Durchlässigkeit des überkonsolidierten Opalinustons relativ zur heutigen hydraulischen Durchlässigkeit. 326

Fig. 5.8-6: Mögliche Spannungspfade im Rahmen der geologischen Langzeitentwicklung auf der Grundlage des in Kapitel 5.7.4 diskutierten *Cam-Clay*-Modells. 327

Fig. 5.8-7: Abhängigkeit der Risstransmissivität von der Normalspannung auf die Rissfläche. 329

Fig. 5.8-8: Kompilation von Porositäts- und Permeabilitätsdaten von Tongesteinen verschiedener Kompaktionsgrade. 334

Fig. 5.9-1: Mechanismen zum Transport der in den Lagerstollen und -tunneln akkumulierten Korrosions- und Degradationsgase: 337

Fig. 5.9-2: Spannungs- und Bruchverhalten des Gebirges bei schneller bzw. langsamer Belastung am Beispiel eines *Hydrofrac*-Tests. 342

Fig. 5.9-3: Langzeit-Gaspermeabilitätstest an einer Opalinuston-Probe aus der Bohrung Benken. 344

Fig. 5.9-4: Kapillardruck-Sättigungsbeziehung (Bohrung Benken und Felslabor Mont Terri). 348

Fig. 5.9-5: Labor- und In-situ-Daten von Davies (1991) und Horseman (2000) zur Korrelation zwischen Gaseintrittsdruck und intrinsischer Permeabilität 351

Fig. 5.9-6: Gastransportmechanismen zur Abführung der Korrosions- und Degradationsgase. 353

Fig. 5.10-1: Diffusionskonstante und -porosität für Tritium. 363

Fig. 5.12-1: Chloridgehalt des Referenzwassers für das Wirtgestein im Vergleich zu Wässern aus der Bohrung Benken. 370

Fig. 5.12-2: Nominaler pCO_2-Wert (Zentralwert) und Wertebereich für das Referenzwasser aus der Bohrung Benken, aufgetragen gegen die Chloridkonzentration. 373

Fig. 6.1-1: Konzept der möglichen Freisetzung/Verdünnung von Radionukliden aus dem Wirtgestein durch wasserführende Formationen der Rahmengesteine und/oder regionale Aquifere. 382

Fig. 6.3-1: Entstehung von Porenwasser-Überdrücken in leicht überkonsolidierten Tongesteinen. 386

Fig. 6.3-2: Konzeptuelle Ansätze zur Deutung der Porenwasser-Überdrücke im Opalinuston. 389

Fig. 6.3-3: Im NEWBAS-Modell verwendete Beziehungen zwischen mittlerer Effektivspannung und Porosität/Speicherkoeffizient. 3922

Fig. 6.3-4a: Basis-Rechenfall. 394

Fig. 6.3-4b: Profile von Porosität und Porenwasserdrücken in der modellierten Gesteinsabfolge. 395

Fig. 6.3-4c: Entwicklung der Porenwasserdrücke im Wirtgestein. 395

Fig. 6.3-4d: Entwicklung der Porenwasserdrücke im Wirtgestein. 395

Fig. 6.3-4e: Entwicklung von Gesamtspannung (Überlagerung), Effektivspannung, In-situ-Porenwasserdruck und Porenwasser-Überdruck im Wirtgestein. 396

Fig. 6.4-1: Hydrodynamisches Lokalmodell. 400

Fig. 6.4-2: Hypothetische Druckhöhenverteilung im Wedelsandstein. 403

Fig. 6.4-3: Hypothetische Druckhöhenverteilung im Sandsteinkeuper. 404

Fig. 6.4-4: Verteilung der Druckhöhen für den Referenzfall RF0 in den Vertikalschnitten D und I. 406

Fig. 6.4-5: Partikelbahnen durch den Wedelsandstein in der Umgebung der Bohrung Benken. 407

Fig. 6.4-6: Druckhöhenverteilung für den Sensitivitäts-Rechenfall RF4 im Vertikalschnitt D. 408

Fig. 6.4-7: Druckhöhenverteilung für den Sensitivitäts-Rechenfall RF7 im Horizontalschnitt Top Sandsteinkeuper und im Vertikalschnitt I. 409

Fig. 6.4-8: Druckhöhenverteilung für den Sensitivitäts-Rechenfall RF8 im Vertikalschnitt I. 410

Fig. 6.4-9: Modellierungsprodukte der Rechenfälle RF0 bis RF8 am Bohrstandort Benken: Profile der Druckhöhen und des vertikalen Flusses. 411

Fig. 6.4-10: Histogrammdarstellung zur Herkunft der Partikel an der Lokation Benken im Tiefenniveau des Wedelsandsteins. 412

Fig. 6.4-11: Profil der hydraulischen Druckhöhe im Opalinuston entsprechend Rechenfall RF4 (Bohrung Benken) sowie Unsicherheitsbandbreiten. 412

Fig. 6.5-1: Szenarien von Freisetzungspfaden für Radionuklide. 420

Fig. 6.5-2: *what if*-Szenarien von Freisetzungspfaden für Radionuklide. 421

Fig. 7.1-1: Auslegung des geologischen Tiefenlagers. 429

Fig. 7.1-2: Prinzipskizze zur Illustration der Prozesse im Bereich eines verfüllten BE/HAA-Lagerstollens (ohne geochemische Prozesse). 431

Fig. 7.2-1: Bruchversagen eines überkonsolidierten Tonschiefers. 434
Fig. 7.2-2: Ergebnisse von Triaxialversuchen an Opalinuston mit einer Innenbohrung parallel zur Schichtung. 435
Fig. 7.3-1: Häufigkeit von Entlastungsklüften, beobachtet in Nischen des Felslabors Mont Terri, als Funktion des Abstands zur Stollenwand. 437
Fig. 7.3-2: Geometrisches konzeptuelles Modell der Auflockerungszone des Felslabors Mont Terri. 439
Fig. 7.3-3: Gemessene hydraulische Durchlässigkeit in der Auflockerungszone des Laborstollens im Mont Terri. 440
Fig. 7.3-4: Plastifizierungszustand für den Laborstollen (ED-B Stollen) im Mont Terri. 443
Fig. 7.3-5: Beobachtete und berechnete Konvergenzen im Laborstollen im Mont Terri. 443
Fig. 7.3-6: Deformationsverhalten von Hohlräumen im Mont Terri. 444
Fig. 7.3-7: Vergleich der beobachteten und berechneten Porenwasserdrücke im Mont Terri entlang eines horizontalen Profils vom Laborstollen aus. 446
Fig. 7.3-8: Auflockerungszone um einen BE/HAA-Lagerstollen. 449
Fig. 7.3-9: Vergleich der Auflockerungszone ohne und mit Berücksichtigung des komplizierten Spannungspfads beim Auffahren des Stollens. 450
Fig. 7.3-10: Entwicklung von minimaler und maximaler Spannung (effektive Spannungen) für verschiedene Punkte während des Auffahrens des Stollens. 451
Fig. 7.3-11: Berechnete Auflockerungszone um einen BE/HAA-Lagerstollen (Fall T20/3). 452
Fig. 7.3-12: Berechnete Entwicklung von Scherzonen im Bereich der Auflockerungszone und Vergleich mit Laborergebnissen. 453
Fig. 7.3-13: Vergleich der berechneten volumetrischen Deformation in der Auflockerungszone bei zugelassener Entfestigung mit den Laborergebnissen. 454
Fig. 7.3-14: Vergleich der Ergebnisse für die initiale Konvergenz bzw. Verschiebung bei verschiedenen Modellansätzen. 456
Fig. 7.4-1: Erwartete Aufsättigungsdauer und Porenwasserdruckentwicklung für LMA-Lagertunnel und BE/HAA-Lagerstollen. 463
Fig. 7.4-2: Porenwasserdruckentwicklung des Lagerumfelds nach Verschluss des Tiefenlagers. 465
Fig. 7.4-3: Vergleich der Sohlhebung im Eisenbahntunnel Bözberg mit den beobachteten vertikalen Konvergenzen im Felslabor Mont Terri. 467
Fig. 7.4-4: Ergebnisse der geoelektrischen Untersuchungen im ED-B Stollen des Felslabors Mont Terri. 468
Fig. 7.4-5: Stark deformierte Auflockerungszone bei einer Bohrung im Mont Terri. 470
Fig. 7.4-6: Schematische Darstellung der erwarteten Auflockerungszone der Lagerstollen und entsprechende Beobachtungen am Mont Terri. 471
Fig. 7.4-7: Änderungen der hydraulischen Transmissivität. 473
Fig. 7.4-8: Entwicklung der plastischen Zone (Auflockerungszone) nach dem Ausräumen der initialen Auflockerungszone. 476

Fig. 7.5-1: Raster-Elektronenmikroskop-Aufnahmen von Pyrit und dessen Alteration in Opalinuston. 479
Fig. 7.5-2: Schematische Darstellung der Ausbreitung einer Hoch-pH-Fahne. 482
Fig. 7.5-3: Raster-Elektronenmikroskop-Aufnahmen von Mineralneubildungen. 483
Fig. 7.6-1: Prinzipielle Darstellung des Einflusses thermischer Spannungen und des Porenwasserdrucks auf die Stabilität des Opalinustons. 490
Fig. 7.6-2: Schematischer Aufbau des zweidimensionalen THM-Modells, das für die numerischen Abschätzungen der Auswirkung des thermischen Pulses genutzt wurde. 498
Fig. 7.6-3: Normal-/Scherspannungsdiagramm für den Zeitpunkt von 100 Jahren nach Einbringen der Abfallbehälter im Vergleich mit der Festigkeit des Opalinustons (Spitzen- und Restfestigkeit). 499
Fig. 7.7-1: Potenzielle Ausbreitungspfade der in den BE/HAA-Lagerstollen bzw. in den LMA-Lagertunneln akkumulierten Degradations- und Korrosionsgase. 503
Fig. 7.7-2: Zweiphasenflussmodellierungen des Gasdruckaufbaus in den LMA- und BE/HAA-Lagerbereichen. 510
Fig. 7.8-1: Hydrodynamisches Modell zur Modellierung der hydraulischen Verhältnisse im Umfeld des Tiefenlagers. 519
Fig. 7.8-2: Referenzfall RLU0. 523
Fig. 7.8-3: Rechenfall RLU1. 525
Fig. 7.8-4: Rechenfall RLU1. 526
Fig. 7.8-5: Rechenfall RLU1. 527
Fig. 7.8-6: Rechenfall RLU2. 528

Fig. 8.2-1: Sauerstoffisotope und Klimaentwicklung im Plio–Pleistozän. 538
Fig. 8.3-1: Verlauf des Talniveaus des Rheins, 1000-fach überhöht (oben), Beziehung des Deckenschotterniveaus zur heutigen Erosionsbasis im Gebiet des Hochrheins (unten). 548
Fig. 8.3-2: Darstellung der Erosionsszenarien am Beispiel eines NW–SE-Profils vom Rhein- zum Thurtal. 551
Fig. 8.3-3: Erosionsszenarien für die Nordostschweiz. 552
Fig. 8.5-1: Varianten zur Entwicklung der Gebirgsspannung im Zentrum des Wirtgesteins als Folge von Hebungs- und Erosionsprozessen. 567
Fig. 8.5-2: Langzeit-Deformationsverhalten des Wirtgesteins infolge von Hebung und Erosion. 568
Fig. 8.5-3: Änderung der vertikalen Spannungskomponente als Folge periodischer Vergletscherung (schematisch). 571
Fig. 8.6-1: Berechnete Chlorid-Profile heute sowie in einer halben und in einer Million Jahren für konstante Konzentrationen in den Aquiferen. 573

Fig. 9.3-1: Potenzielles Lagergebiet im Zürcher Weinland 581

Beilagenverzeichnis

Beilage 3.2-1: Tektonische Übersichtskarte der Nordschweiz und angrenzender Gebiete.

Beilage 3.2-2: Geologische Profile im Fallen.

Beilage 3.2-3: Geologische Profile im Streichen.

Beilage 3.2-4: Stratigraphie: Korrelationstabelle Weiach–Benken–Randen–Schwäbischer Jura.

Beilage 3.2-5: Mächtigkeit der mesozoischen Formationen zwischen Riniken und dem Bodensee.

Beilage 3.5-1: Geodätischer Datensatz auf tektonischer Übersichtskarte.

Beilage 9.5-1: Geotechnische Verhältnisse in den Festgesteinen im geologischen Profil der Sondierbohrung Benken.

Autorenverzeichnis

Autoren der verschiedenen Kapitel

Zfsg.	A. Gautschi
1	A. Gautschi, A. Lambert, P. Zuidema
2.1	A. Lambert
2.2	A. Lambert
2.3	A. Lambert
2.4	A. Gautschi
2.5	A. Gautschi
2.6	A. Lambert
3.1	A. Lambert
3.2	H.-R. Bläsi, H. Naef
3.3	M. Mazurek, W. Leu
3.4	H. Naef, W.H. Müller
3.5	W.H. Müller, H. Naef,
3.6	T. Küpfer, P. Blaser
3.7	D. Traber, H.N. Waber, L. Eichinger, M. Heidinger
3.8	W. H. Müller
3.9	A. Lambert
3.10	A. Gautschi
4.1	A. Lambert
4.2	H. Naef, W.H. Müller,
4.3	A. Lambert, Ph. Birkhäuser
4.4	P. Blümling
4.5	P. Blümling
4.6	T. Küpfer, P. Marschall
4.7	H.N. Waber, T. Gimmi, F.J. Pearson, A. Gautschi
4.8	A. Gautschi, H.N. Waber, M. Mazurek, H.-R. Bläsi
4.9	A. Lambert
5.1	A. Gautschi
5.2	M. Mazurek, P. Marschall, A. Gautschi
5.3	M. Mazurek
5.4	M. Mazurek, T. Gimmi
5.5	M. Mazurek
5.6	P. Blümling
5.7	P. Blümling
5.8	P. Marschall, T. Küpfer, M. Mazurek
5.9	P. Marschall, T. Gimmi
5.10	P. Wersin, A. Gautschi
5.11	P. Marschall, A. Gautschi
5.12	F.J. Pearson, H.N. Waber
5.13	A. Gautschi
6.1	P. Marschall
6.2	P. Marschall, T. Küpfer
6.3	T. Küpfer, P. Marschall
6.4	P. Marschall, T. Küpfer, U. Kuhlmann
6.5	T. Küpfer, P. Marschall, A. Gautschi
6.6	P. Marschall
7.1	P. Blümling
7.2	P. Blümling
7.3	P. Blümling, M. Mazurek
7.4	P. Blümling, P. Marschall
7.5	U. Mäder, A. Gautschi, B. Schwyn
7.6	P. Blümling, M. Mazurek, P. Marschall
7.7	P. Marschall
7.8	P. Marschall
7.9	P. Blümling, P. Marschall
8.1	A. Lambert, H. Naef
8.2	H. Naef, W.H. Müller, A. Lambert
8.3	H. Naef, W.H. Müller, A. Lambert
8.4	W.H. Müller, H. Naef, A. Gautschi
8.5	T. Küpfer, P. Marschall
8.6	A. Gautschi, T. Gimmi, H.N. Waber
8.7	A. Lambert
9.1	A. Gautschi
9.2	A. Gautschi
9.3	A. Gautschi
9.4	A. Gautschi, P. Marschall, P. Blümling, T. Küpfer
9.5	P. Blümling, W.H. Müller
10	A. Gautschi, P. Zuidema

Anschrift der Autoren

Philip Birkhäuser, Peter Blümling, Theo Küpfer, Andreas Gautschi, André Lambert, Paul Marschall, Walter Müller, Bernhard Schwyn, Paul Wersin, Piet Zuidema: *Nagra, Wettingen* – Hansruedi Bläsi, Thomas Gimmi, Urs Mäder, Martin Mazurek, Daniel Traber, Niklaus Waber: *Institut für Geologie, Universität Bern* – Werner Leu*: Geoform Ltd., Minusio* – Heinrich Naef: *Büro für angew. Geologie, St. Gallen* – Lorenz Eichinger, Michael Heidinger: *Hydroisotop GmbH, D-Schweitenkirchen* – Joe Pearson: *Ground Water Geochemistry, New Bern, USA* – Uli Kuhlmann: *TK Consult AG, Zürich* – Petra Blaser: *Petraconsult, Arni* – Alfred Gübeli: *Dr. Gübeli AG, Jona*

Projektleitung & Koordination: Andreas Gautschi & André Lambert

Redaktion: André Lambert & Andreas Gautschi, mit Unterstützung von Alfred Gübeli, Petra Blaser, Hans Weibel, Marie-Rose Gmür

Zeichnerarbeiten, Layout: Bruno Kunz, Claudia Frei

Übersetzungen: Linda McKinley (Summary), Anne Claudel (Résumé)

1 Einleitung und Grundsätze

1.1 Zielsetzung und Stellung des Berichts im Programm zur Entsorgung der hochaktiven Abfälle

1.1.1 Konsens bezüglich geologischer Endlagerung und der Verwendung eines geologischen Tiefenlagers

Die Entsorgung hochaktiver Abfälle beruht auf dem Konzept der geologischen Endlagerung, d.h. ihrem dauerhaft wirksamen Einschluss in geeigneten, tiefliegenden Gesteinsformationen. Diesbezüglich besteht ein international breit abgestützter, wissenschaftlicher Konsens (z.B. IAEA 1981, IAEA 1997, NEA 1999a/b, NEA 2002, NRC 2001). Auch eine im Auftrag des Departements für Umwelt, Verkehr, Energie und Kommunikation eingesetzte Expertengruppe 'Entsorgungskonzepte für radioaktive Abfälle' (EKRA) kam in ihrem Bericht zum Schluss: "Geologische Endlagerung ist die einzige Methode zur Entsorgung der radioaktiven Abfälle, welche den Anforderungen an die Langzeitsicherheit (bis zu mehr als 100'000 Jahren) entspricht" (EKRA 2000, vgl. auch KEG 2001). Die Beurteilung und Auswahl möglicher Wirtgesteine und Standortgebiete erfordert daher Grundlagen auf der Basis erdwissenschaftlicher Abklärungen, die auf die Sicherheit und die bautechnische Machbarkeit eines Tiefenlagers ausgerichtet sind. Praktisch alle Länder mit Kernenergienutzung untersuchen gegenwärtig die Eignung verschiedener Gesteine für die Aufnahme geologischer Endlager, vor allem Kristallingesteine, Tongesteine und Steinsalz (globale Übersicht in Witherspoon & Bodvarsson 2001).

Um den Forderungen nach Kontrollierbarkeit und Rückholbarkeit Rechnung zu tragen, wurde durch die EKRA das Konzept der 'kontrollierten geologischen Langzeitlagerung' entworfen (EKRA 2000). Es handelt sich dabei um ein geologisches Tiefenlager, in welchem das Hauptlager nach der Einlagerung der Abfälle verschlossen wird und das sogenannte Pilotlager (welches mit repräsentativen Abfällen beschickt wird) während längerer Zeit mit spezifischen Messmethoden überwacht wird. Der Verschluss des Tiefenlagers und seiner Zugangstunnel, d.h. die Überführung in ein Endlager, soll nach einer längeren Beobachtungsphase erfolgen.

1.1.2 Erdwissenschaftliche Untersuchungen in der Schweiz

Seit 1982 führt die Nagra ein umfangreiches erdwissenschaftliches Erkundungsprogramm in der Nordschweiz durch, wo Kristallin- und Tongesteine in tektonisch ruhiger Situation im bergmännisch erschliessbaren Tiefenbereich vorkommen. Übergeordnetes Ziel ist die langfristige Vorbereitung eines geologischen Tiefenlagers für abgebrannte Brennelemente (BE), verglaste hochaktive Abfälle[1] (HAA) und langlebige mittelaktive Abfälle (LMA) in der Schweiz[2].

Nach einer breiten Evaluation der in Frage kommenden Wirtgesteinsoptionen (VSE et al. 1978) rückte zunächst das kristalline Grundgebirge in den Fokus der Erkundungen (Thury 1980), welche auch die Grundlage des Projekts Gewähr 1985 bildeten (Nagra 1985)[3]. Der Bundesrat kam 1988 in seiner Beurteilung dieser Studie zum Schluss, dass für die HAA sowohl der Machbarkeits- als auch der Sicherheitsnachweis für die geologische Endlagerung erbracht, der Stand-

---

1 Aus der Wiederaufarbeitung abgebrannter Brennelemente.

2 Die Option der Entsorgung der BE/HAA/LMA im Rahmen eines multinationalen Vorhabens ist anerkannter Bestandteil des schweizerischen Entsorgungskonzepts.

3 Nach Abschluss aller Feldarbeiten und Studien erfolgte im Rahmen des Projekts Kristallin-I eine Synthese der erdwissenschaftlichen Untersuchungen (Thury et al. 1994) und eine vertiefte sicherheitstechnische Beurteilung (Nagra 1994a).

ortnachweis[4] aber noch ausstehend sei. Er machte deshalb die Auflage, die zur Aufnahme eines Endlagers erforderliche Ausdehnung eines Wirtgesteinsvorkommens nachzuweisen und zusätzlich, neben der bis anhin prioritär untersuchten Option Kristallin, auch Sedimentgesteine in die Abklärung einzubeziehen.

Dieser Auflage nachkommend, veröffentlichte die Nagra eine umfassende Studie über die mögliche Eignung von in der Schweiz vorkommenden Sedimentgesteinen für die Aufnahme eines geologischen Lagers (Nagra 1988). Dabei zeichnete sich eine Priorität für tonreiche Gesteinsschichten ab, namentlich für die Formationen des Opalinustons und der Unteren Süsswassermolasse (USM). Für diese wurden potenzielle Standortregionen für weitere Untersuchungen identifiziert.

In einer darauf folgenden regionalen Untersuchungsphase (1990–1993) lag das Schwergewicht auf der Beschaffung geologischer Grundlagen, um die Auswahl einer prioritären Sediment-Wirtgesteinsoption und potenzieller Standortgebiete fundiert und nachvollziehbar begründen zu können. Aufgrund einer überregionalen Studie betreffend die USM beurteilte die Nagra diese Formation als Reserveoption mit grossem räumlichem Potenzial aber mit Vorbehalten bezüglich der Explorierbarkeit (Nagra 1994b).

Für die Option Opalinuston führten die Arbeiten 1994 aus rein erdwissenschaftlichen Überlegungen und im Konsens mit den Aufsichtsbehörden und ihren Fachexperten zur Abgrenzung einer Region erster Priorität für lokale Erkundungen im Kanton Zürich; sie entspricht etwa dem nördlichen Teil der Region Zürcher Weinland. Dort führte die Nagra ab 1997 ein Untersuchungsprogramm durch, das auf der Kombination einer Bohrung mit flächendeckender 3D-Seismik beruht. Parallel zu diesen primär standortbezogenen Erkundungen beteiligt sich die Nagra seit 1996 am internationalen Forschungsprojekt Mont Terri (Kanton Jura), wo die Eigenschaften des Opalinustons untertage in einem Felslabor detailliert untersucht werden. Erste hydrogeologische und geochemische Untersuchungen im Felslabor Mont Terri erfolgten bereits 1989–1993 während des Baus des Tunnels im Rahmen eines bilateralen Abkommens zwischen der Nagra und der Landeshydrologie und -geologie.

1.1.3 Der Entsorgungsnachweis

Der sogenannte Entsorgungsnachweis ist ein Meilenstein auf dem Weg zur Realisierung eines geologischen BE/HAA/LMA-Tiefenlagers in der Schweiz. Er besteht aus:

- dem sogenannten Standortnachweis,
- dem Nachweis der Langzeitsicherheit sowie
- dem Nachweis der bautechnischen Machbarkeit.

Der vorliegende Bericht (Geosynthese-Bericht) hat zum Ziel, die bisherigen geowissenschaftlichen Untersuchungen im Rahmen des Projekts Opalinuston und ihre Resultate als Grundlage für den Entsorgungsnachweis zusammenfassend zu dokumentieren und die Auswertungen und Interpretationen sowie die daraus abgeleiteten Folgerungen nachvollziehbar darzustellen. Der Bericht soll der Fachperson ermöglichen, sich über die erarbeiteten geologischen Kenntnisse zu

[4] Der Standortnachweis muss aufgrund dokumentierter Untersuchungsergebnisse zeigen, dass ein genügend grosser Gesteinskörper mit den im Sicherheitsnachweis und dem baulichen Machbarkeitsnachweis festgehaltenen Eigenschaften existiert, so dass die Realisierung eines geologischen Tiefenlagers in einem konkreten Standortgebiet mit guter Aussicht auf Erfolg in Angriff genommen werden könnte (HSK 1999).

informieren und sie zu bewerten, ohne auf die zahlreichen fachspezifischen Berichte zurückgreifen zu müssen. Diese Detailinformationen stehen aber auch zur Verfügung.

Der Geosynthese-Bericht ist integraler Bestandteil der Dokumentation zum Entsorgungsnachweis. Er weist die genügende Ausdehnung des Wirtgesteins Opalinuston im potenziellen Standortgebiet im Zürcher Weinland nach (Standortnachweis) und dokumentiert die geowissenschaftlichen Grundlagen für die Beurteilung der Langzeitsicherheit eines geologischen Tiefenlagers im Opalinuston (Nagra 2002b) sowie für die Abklärung der bautechnischen Machbarkeit (Nagra 2002a). Dazu wird das wissenschaftliche Verständnis der geologischen Entwicklungsgeschichte des potenziellen Standortgebiets und der in der Geosphäre ablaufenden Prozesse aufgezeigt. Daraus wird ein abdeckendes Spektrum der zukünftigen Entwicklung des Gebiets abgeleitet. Die Grundlagen für die Beurteilung der Langzeitsicherheit und der bautechnischen Machbarkeit basieren im Allgemeinen auf detaillierten standortspezifischen Untersuchungen, spezifischen Labor- und Feldversuchen, praktischen Erfahrungen in Untertagebauten und – wo möglich – unabhängigen Konsistenzprüfungen und Vergleichen mit anderen Tongesteinen (z.B. ausländische Felslabors, Erfahrungen Erdölindustrie). Zusätzlich wird das wissenschaftliche Verständnis anhand konzeptueller Modelle und orientierenden Modellrechnungen aufgezeigt. Die hergeleiteten Referenz-Datensätze werden fallweise durch mögliche Spektren, pessimistische Werte oder konservative Annahmen ergänzt.

1.1.4 Qualitätssicherungsmassnahmen

Die Anforderungen an den Geosynthese-Bericht und der Umfang des geologischen Datensatzes wurden in enger Zusammenarbeit mit den Projektgruppen 'Sicherheitsanalyse' und 'Anlagen und Betrieb' aufgrund gegenseitig geprüfter Projektpläne erarbeitet und laufend angepasst. Der Bericht basiert auf einer intensiven interdisziplinären Zusammenarbeit der Fachbereiche Geologie, Felsmechanik, Hydrogeologie, und Geochemie. Die verschiedenen Kapitel wurden von Fachspezialisten von Universitäten, privaten Berater- und Ingenieurbüros sowie der Nagra verfasst (verantwortliche Autoren: s. Autorenverzeichnis). Es erfolgte eine fachübergreifende Konsistenzprüfung der konzeptuellen Modellvorstellungen und der abgeleiteten Datensätze anhand von zwei internen Reviews und einer formellen, breit angelegten externen Begutachtung, gefolgt von technischen Bereinigungsgesprächen. Zudem wurden thematische Fachgespräche mit internationalen Expertengruppen durchgeführt. Die wichtigsten Referenzberichte, welche dem vorliegenden Bericht zugrunde liegen (Bohrung Benken, 3D-Seismik, geologische Langzeitszenarien, Technische Berichte Mont Terri) wurden bereits zu einem früheren Zeitpunkt intern und extern begutachtet. Der Transfer der Daten zwischen den Projektgruppen 'Geosynthese', 'Sicherheitsanalyse' und 'Anlagen und Betrieb' erfolgte über ein formelles Datenfreigabeverfahren.

1.2 Aufbau des Berichts

Der Aufbau des Berichts ist schematisch in Figur 1.2-1 dargestellt. Zusätzlich ist der generelle Informations- und Datenfluss graphisch dargestellt.

Im vorliegenden Kapitel werden die Komponenten und die allgemeine zeitliche Entwicklung des geologischen Tiefenlagers beschrieben. Zudem werden die Grundanforderungen an ein potenzielles Standortgebiet und an das Wirtgestein aufgelistet. Anschliessend wird die grundsätzliche Langzeitabdichtungs- und Isolationskapazität von Tongesteinen erläutert.

In Kapitel 2 wird zuerst das Vorgehen bei der Wahl des Wirtgesteins und des potenziellen Standortgebiets aufgezeigt, dann die Gliederung der mesozoischen Sedimentgesteine in der

Nordostschweiz und ihre Funktion betreffend Langzeitsicherheit erläutert (Wirtgestein, Rahmengesteine, regionale Aquifere) und schliesslich der Beitrag der einzelnen Datenquellen zur vorliegenden Geosynthese tabellarisch dargestellt.

In den weiteren Kapiteln werden nach einer Beschreibung des geologischen Baus und der Entwicklungsgeschichte der Nordostschweiz (Kap. 3) die Ergebnisse der detaillierten Charakterisierung des potenziellen Standortgebiets (Kap. 4) und des Wirtgesteins (Kap. 5) präsentiert und die hydrogeologische Barrierenwirkung des Wirtgesteins und der Rahmengesteine bewertet (Kap. 6). Bei der Charakterisierung des Wirtgesteins wurden auch Daten von Opalinuston-Vorkommen ausserhalb der Nordostschweiz sowie Erfahrungen aus anderen Tongesteinen berücksichtigt.

Der Einfluss des geologischen Tiefenlagers auf das Wirtgestein und die Langzeitentwicklung des Stollenumfelds werden in Kapitel 7 behandelt. Die Konsequenzen der äusseren Langzeiteinflüsse (Hebung/Erosion, Gletscherbelastung) werden anhand der geologischen Langzeitentwicklung in Kapitel 8 diskutiert.

In Kapitel 9 sind die erdwissenschaftlichen Daten und Informationen, welche für den Standortnachweis, den Nachweis der Langzeitsicherheit und den Nachweis der bautechnischen Machbarkeit direkt benötigt werden, zusammengestellt, und in Kap. 10 werden die Schlussfolgerungen gezogen und der Kenntnisstand bewertet.

Am Ende der Kapitel 2 – 8 sowie am Ende der meisten Unterkapitel sind die wichtigsten Erkenntnisse zusammenfassend aufgeführt (schwarze *bullet points*).

1.3 Komponenten und allgemeine zeitliche Entwicklung eines geologischen Tiefenlagers

1.3.1 Elemente des Sicherheitskonzepts eines geologischen Tiefenlagers

Ziel der geologischen Tiefenlagerung (kontrollierte geologische Langzeitlagerung, vgl. Kap. 1.1.1) ist der Einschluss der Abfälle in einem System von gestaffelten passiven Sicherheitsbarrieren (Mehrfachbarrierenkonzept mit technischen und natürlichen Barrieren), in welchem die meisten Radionuklide zerfallen, bevor sie die Biosphäre erreichen. Dabei müssen die Freisetzungsraten der nicht zerfallenen Radionuklide so gering sein, dass ihre Konzentration in der Biosphäre zu keiner Zeit zu einer Überschreitung der jährlichen Individualdosis von 0,1 Millisievert führt (Schutzziel 1, HSK/KSA 1993). Zudem soll das radiologische Todesfallrisiko für eine Einzelperson durch seltene, unter Schutzziel 1 nicht berücksichtigte Vorgänge und Ereignisse zu keiner Zeit 10^{-6}/a übersteigen (Schutzziel 2). Der Nachweis der Langzeitsicherheit eines solchen Lagers an einem konkreten Standort, d.h. der Nachweis, dass diese Schutzziele eingehalten werden, wird im Sicherheitsbericht (Nagra 2002b) erbracht. Dazu wird sowohl das Langzeitverhalten der technischen Barrieren wie auch die Radionuklidfreisetzung, der -transport und der -zerfall in den technischen und natürlichen Barrieren (inkl. Biosphäre) quantifiziert.

Im Hinblick auf die geologische Langzeitentwicklung wurde im vorliegenden Bericht ein Betrachtungszeitraum von rund einer Million Jahren gewählt. Die geologische Entwicklung kann in diesem Zeitraum aufgrund einer detaillierten Analyse der geologischen Entwicklungsgeschichte innerhalb gewisser Bandbreiten plausibel abgeschätzt werden. Darüber hinausgehende Prognosen sind zwar machbar und werden in Kapitel 8 auch diskutiert; sie sind aber mit stark zunehmenden Ungewissheiten behaftet.

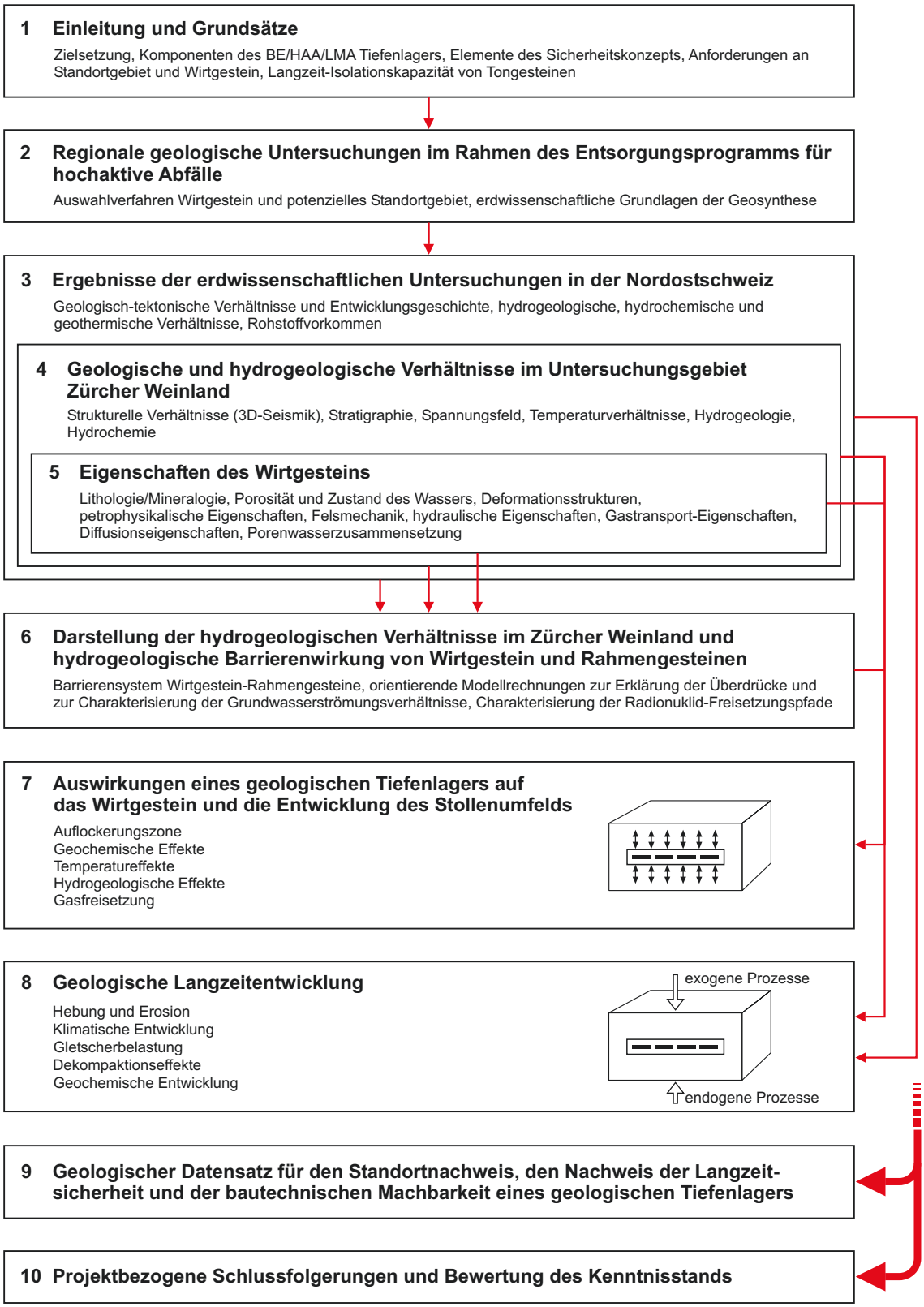


Fig. 1.2-1: Aufbau des Geosynthese-Berichts, genereller Informations- und Datenfluss. Der Datenfluss ist durch rote Pfeile dargestellt.

Technische Barrieren

Das System der technischen Barrieren umfasst folgende Komponenten:

- Abfallmatrix: "UO_2/MOX-Pellets" (BE), Glas (HAA), Zement und in kleinem Umfang Bitumen (LMA)
- Behälter: Stahl (+ Kupfer als Option) für BE/HAA, Stahlfässer und Betonbehälter in Beton-Lagercontainer für LMA (Fig. 1.3-1)
- Verfüllmaterial: Bentonit (BE/HAA), Spezialmörtel (LMA) (Fig. 1.3-1)
- Rückverfüllung der Zugangstunnel (Bentonit/Sand-Gemisch)
- Versiegelungsbauwerke (Bentonit)

Geologische Barrieren

Die geologischen Formationen, welche die technischen Barrieren umschliessen, müssen folgende Beiträge zur Sicherheit des Tiefenlagers leisten:

- Schutz des technischen Barrierensystems vor äusseren Einwirkungen
- Natürliche Transportbarrieren für Radionuklide zwischen Tiefenlager und Biosphäre

In der Sicherheitsanalyse stellt das Wirtgestein – in diesem Fall der Opalinuston und die Murchisonae-Schichten in Opalinuston-Fazies (s. Kap. 2.4) – aufgrund seiner geringen hydraulischen Durchlässigkeit und der für die Radionuklidrückhaltung günstigen geochemischen Eigenschaften die Haupttransportbarriere der Geosphäre dar. In der Sicherheitsanalyse (Nagra 2002b) werden die im Wirtgestein potenziell zu erwartenden Prozesse bei der Langzeitlagerung (diffusive/advektive Radionuklid-Freisetzung, Gas-Freisetzung) detailliert modelliert. Die daraus berechneten Individualdosen werden dann mit den behördlichen Schutzzielen verglichen. Der Wahl der Wirtgesteinsformation und ihres geologischen Umfelds kommt daher eine zentrale Bedeutung zu (Kap. 1.3.3).

Die Geosphäre in grösserer Entfernung vom Tiefenlager, d.h. die zwischen dem Wirtgestein und den regionalen Aquiferen liegenden, überwiegend geringdurchlässigen Rahmengesteine (Definition s. Kap. 2.4), bilden insbesondere in vertikaler, aber auch in lateraler Richtung eine zusätzliche geologische Barriere hinsichtlich der Ausbreitung von Radionukliden aus dem Wirtgestein. Die Wirksamkeit dieses Teils der Geosphäre wird in der Sicherheitsanalyse grob abgeschätzt, bleibt aber im Referenzfall der Sicherheitsanalyse konservativerweise unberücksichtigt. Die Geosphäre oberhalb des Wirtgesteins bietet aber den unerlässlichen Langzeitschutz des Tiefenlagers vor Einflüssen von der Erdoberfläche aus (z.B. Erosion).

Anlagenkonzept

Die Lagerung der Abfälle im Wirtgestein erfolgt in horizontalen bis leicht geneigten, bergmännisch erstellten Stollen und Tunneln in einer Tiefe[5] von 600 bis 700 m (Fig. 1.3-1) (Nagra 2002a).

Der Zugang zum Lagerbereich führt über eine Rampe und einen Schacht. Gemäss heutigem Konzept erfordert das Stollensystem eine Gesamtgrundfläche von knapp zwei Quadratkilometern, wobei die geometrische Auslegung den geologisch-tektonischen Gegebenheiten am

[5] Referenztiefe Modellstandort 650 m.

Standort angepasst werden kann. Die BE/HAA-Lagerstollen (Hauptlager) und die LMA-Lagertunnel befinden sich in voneinander getrennten Bereichen des Lagers, da sie sich bezüglich ihrer technischen Barrierensysteme unterscheiden (s. oben). Das sogenannte Pilotlager dient der Überwachung und Kontrolle der Anlage während und nach Verschluss des Hauptlagers (vgl. Kap. 1.1.1) und wird betrieben, bis der Entscheid zum vollständigen Verschluss des Tiefenlagers gefällt wird.

Durch die Verfüllung und Versiegelung der Stollen, des Schachts und der Rampe wird sichergestellt, dass diese keine unzulässigen hydraulischen Kurzschlüsse zwischen Tiefenlager und Biosphäre bilden. In ausgewählten Abschnitten wird dazu die Auflockerungszone (s. unten) vor der Platzierung der Versiegelungssysteme ausgeräumt.

1.3.2 Zeitliche Entwicklung des Tiefenlagers

Die zeitliche Entwicklung des geologischen Tiefenlagers ist im Sicherheitsbericht (Nagra 2002b) detailliert beschrieben.

Durch den Bau der Rampe, des Schachts und der Stollen entsteht durch Spannungsumlagerung im Gebirge eine Auflockerungszone mit potenziell erhöhter hydraulischer Durchlässigkeit. Während des Betriebs des Tiefenlagers werden die natürlichen Grundwasserverhältnisse im Umfeld des Lagers verändert (Druckabsenkung, evtl. Entgasung der Grundwässer wegen der Druckabsenkung). Zudem finden beschränkt geochemische Veränderungen (z.B. Pyrit-Oxidation) im Stollen- und Tunnel-Nahbereich statt.

Nach dem Einbringen der BE/HAA-Behälter und der Verfüllung beginnt die Aufsättigung, die zum Quellen des Bentonits führt. Damit verbunden ist – als Folge von Quellungs- und Kriechprozessen – auch eine weitgehende Selbstabdichtung (Verschliessung) der Auflockerungszone. Zudem erfolgt auch eine Erwärmung des Gesteins durch die Zerfallswärme der Abfälle.

Erst wenn Wasser zu den Behältern vordringt, beginnt deren Korrosion, und es könnte nach einigen Tausend Jahren zum Versagen einzelner Behälter kommen. Dadurch kommt das Wasser in Berührung mit den verfestigten Abfällen; erst dann fängt die Korrosion der abgebrannten Brennelemente oder der Glas-Abfallmatrix der HAA an, und Radionuklide werden teilweise im Wasser gelöst. Damit beginnt der Transport der Radionuklide durch die Bentonitverfüllung. Diese stellt wegen ihrer sehr geringen Durchlässigkeit, ihrer Porenwasserchemie und ihrer Porenstruktur eine wirksame Barriere für Radionuklide dar, in welcher Diffusion als Transportmechanismus vorherrscht. All diese Vorgänge (Wasserzutritt, Korrosion, Diffusion) laufen sehr langsam ab (Tausende von Jahren); in dieser Zeit zerfallen viele Radionuklide. Auch später wird praktisch die gesamte Radiotoxizität durch weitere sehr wirksame geochemische Prozesse (Sorption, Ausfällung) im Nahfeld[6] immobilisiert.

Bei den LMA entwickelt sich ein alkalisches Zementporenwasser, welches mit dem Opalinuston reagiert (Reaktionsprodukte: u.a. Karbonate, Calcium-Aluminium-Silikat-Hydrat-Phasen, Zeolithe). Diese Reaktionen werden die Mineralogie und den Porenraum des Opalinustons im unmittelbaren Stollenumfeld verändern und dort den Nuklidtransport beeinflussen. Zudem bildet sich aus Korrosions- und Degradationsprozessen Gas (gilt auch für BE- und HAA-Behälter), welches gelöst im Porenwasser und auch als separate Gasphase auftritt.

---

[6] Das Nahfeld umfasst die technischen Barrieren sowie das Wirtgestein in der unmittelbaren Umgebung der technischen Barrieren.

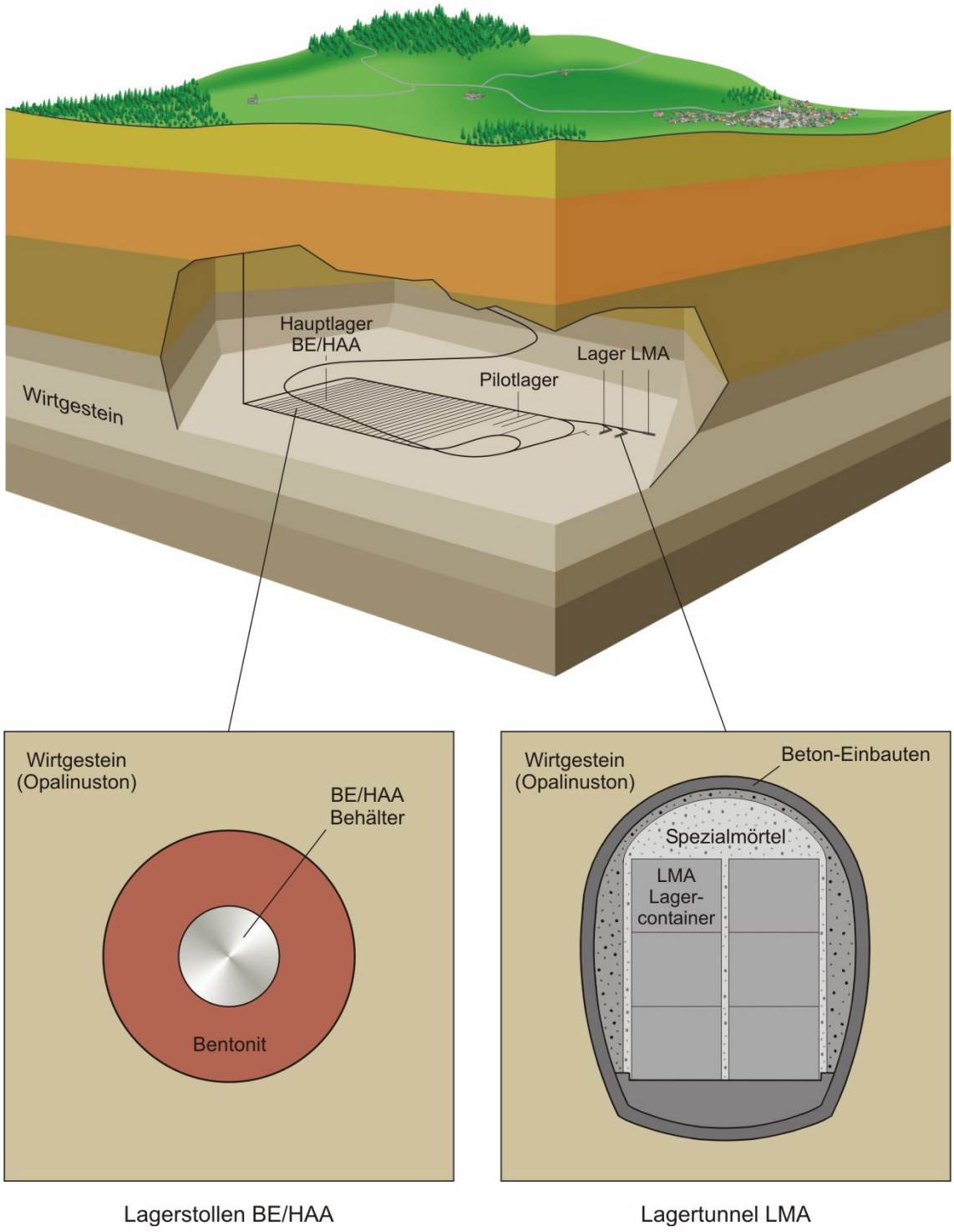


Fig. 1.3-1: Anlagenkonzept eines geologischen Tiefenlagers für HAA, BE und LMA.

Anlagenkonzept eines geologischen Tiefenlagers für abgebrannte Brennelemente (BE), verglaste hochaktive Abfälle (HAA) und langlebige mittelaktive Abfälle (LMA). Der Zugang zu den Lagerstollen/-tunneln (600–700 m unter Terrain) erfolgt über Rampe und Schacht.

Die Rahmengesteine zwischen dem Wirtgestein und den regionalen Aquiferen des Malms und des Muschelkalks bestehen im ganzen Untersuchungsgebiet aus mehrheitlich gering durch-

lässigen, tonigen und evaporitischen Gesteinen. Sie bilden vor allem in vertikaler aber auch in lateraler Richtung eine zusätzliche geologische Barriere. Radionuklide, welche gegebenenfalls nach ihrem Transport durch das Wirtgestein noch nicht zerfallen wären, könnten – wenn überhaupt – nur mit einer beträchtlichen zusätzlichen Retardation in die regionalen Aquifere und von dort in die Biosphäre gelangen.

1.3.3 Grundanforderungen an ein potenzielles Standortgebiet und an das Wirtgestein

Die wichtigsten sicherheitstechnischen Anforderungen an die geologische Umgebung eines Tiefenlagers sind, dass sie sowohl einen langzeitigen Schutz der technischen Barrieren liefert und damit deren Langzeitstabilität und -dauerhaftigkeit gewährleistet als auch eine effektive stabile Barriere für die Migration von Radionukliden darstellt, welche aus den technischen Barrieren freigesetzt werden. Ferner muss es in der Praxis möglich sein, überzeugend nachzuweisen, dass diese Anforderungen an die geologische Umgebung erfüllt sind und dass die bautechnische Machbarkeit gewährleistet ist. Daraus abgeleitet sollte ein Standort folgende übergeordnete Prinzipien erfüllen:

- **Geologische Langzeitstabilität:** Ein stabiles geologisches Umfeld mit einer optimalen Schutzwirkung für einen Betrachtungszeitraum von einer Million Jahren und mehr ist an einem Standort zu finden, der in einem tektonisch stabilen Gebiet mit geringen Hebungs- und Erosionsraten liegt.
- **Günstige Wirtgesteinseigenschaften:** Günstige hydrogeologische und geochemische Bedingungen – geringe hydraulische Durchlässigkeit und stabile, reduzierende geochemische Verhältnisse – sind essenziell, sowohl im Hinblick auf das allgemeine Verhalten und die Langzeitentwicklung der technischen Barrieren wie auch bezüglich der Eigenschaften und des Verhaltens des Wirtgesteins als Radionuklid-Barrriere. Ebenso wichtig sind die geotechnischen (felsmechanischen) Eigenschaften des Wirtgesteins im Hinblick auf die bautechnische Machbarkeit des Tiefenlagers (Bau, Betrieb, Verschluss).
- **Genügende Ausdehnung des Wirtgesteinskörpers:** Es muss ein genügend grosser Wirtgesteinskörper mit den im Sicherheitsnachweis festgehaltenen Eigenschaften existieren, damit hinsichtlich der Platzierung eines Tiefenlagers den Befunden der Exploration Rechnung getragen werden kann.
- **Vermeidung von Störeinflüssen:** Das geologische Umfeld eines Tiefenlagers kann prinzipiell von einer Anzahl von Phänomenen negativ beeinträchtigt werden. Diese umfassen geologische Ereignisse, menschliche Aktivitäten sowie Effekte, welche durch das Lager selbst induziert werden. Es werden deshalb Standorte gesucht, die geologisch ruhig und stabil sind, und aus heutiger Sicht keine wirtschaftlich interessanten natürlichen Ressourcen beinhalten, die ein Risiko für ein menschliches Eindringen darstellen.
- **Robustheit gegenüber Störeinflüssen:** In der Praxis können nicht alle Störeinflüsse vermieden werden; deshalb werden Standorte mit Eigenschaften, welche diese Störeinflüsse abschwächen, bzw. ihre Auswirkungen klein halten, bevorzugt.
- **Explorierbarkeit:** Der gewählte Standort muss in einem Ausmass zuverlässig charakterisierbar sein, dass der Sicherheitsnachweis überzeugend erbracht werden kann. Ein einfacher geologischer Bau eines Standorts und ein möglichst homogenes Wirtgestein kann deren Charakterisierung erleichtern und zuverlässiger machen. Das Vorhandensein seismischer Kontraste in Gesteinsschichten ober- und unterhalb des Wirtgesteins ist günstig für die Erfassung der vertikalen und lateralen Ausdehnung des Wirtgesteinskörpers sowie für die Erkennung von Bruchstrukturen.

- **Prognostizierbarkeit:** Die geologische Entwicklungsgeschichte des Standortgebiets sollte gut bekannt und verstanden sein, zumindest im Zeitmassstab, der in der Sicherheitsanalyse betrachtet wird. Dies erlaubt eine Einengung möglicher Entwicklungspfade des Standorts über eine ähnliche Zeitdauer in der Zukunft. Ein geologisch-tektonisch ruhiges Umfeld erleichtert die Prognostizierbarkeit der Entwicklung.

Diese Grundanforderungen sind konsistent mit den im Beurteilungskonzept für den Standortnachweis (HSK 1999) formulierten 'Grundanforderungen an das Standortgebiet'. Die in HSK (1999) aufgelisteten, durch die Standortuntersuchungen zu behandelnden Aspekte und die diesbezüglich zu erhebenden Kenngrössen werden im vorliegenden Bericht vollumfänglich beschrieben und quantifiziert.

1.4 Langzeitabdichtungs- und Isolationskapazität von Tongesteinen

1.4.1 Allgemeine Aspekte

Die nukleare Entsorgung beruht auf dem Konzept der Isolation radioaktiver Stoffe vom Lebensraum, bis sie weitgehend zerfallen sind. Infolge des natürlichen Zerfalls sind die dazu erforderlichen Zeiträume zwar nicht unbegrenzt, sie bewegen sich jedoch für einige Radionuklide in erdgeschichtlichen Grössenordnungen. Als Material zur Gewährleistung dieses dauerhaften Einschlusses ist es daher naheliegend, ein Gestein in Betracht zu ziehen, welches die Qualitätsanforderungen gewissermassen von Natur aus erfüllt. Tone und Tongesteine haben nicht nur hervorragende Abdichtungseigenschaften, sie sind als Endprodukte der Gesteinsverwitterung auch resistent gegen Lösungsprozesse (z.B. Verkarstung), die in kalkigen und evaporitischen Sedimentgesteinen auftreten können. Ihre Qualitäten als Langzeitisolationsmaterial über geologische Zeiträume hinweg hat die Natur in vielen Beispielen eindrücklich dokumentiert (Kap 1.4.2, Fig. 1.4-1).

Die vielseitigen Charakteristika der Tone beruhen auf der Kristallstruktur und der chemischen Zusammensetzung der Tonminerale. Sie bilden grenzflächenaktive Systeme mit grossen spezifischen Gesamtoberflächen und feinporöser Struktur sowie entsprechend ausgeprägtem physikalisch-chemischem Reaktionsvermögen. Sie verleihen dem Ton und den Tongesteinen ihre entscheidenden Eigenschaften: Sorptionsfähigkeit, Wasseraufnahme- und Quellvermögen, Plastizität, geringe Durchlässigkeit. Das hervorragende Isolations- und Abdichtungsverhalten von Tonformationen beruht somit auf der Fähigkeit, Wasser und dessen Inhaltsstoffe zu immobilisieren.

Die erdgeschichtliche Dauerhaftigkeit der Isolationsfähigkeit von Tonsteinen wird insbesondere bei der Bildung von Erdöl- und Erdgas-Lagerstätten evident, wo die aus dem Muttergestein migrierenden Kohlenwasserstoffe an undurchlässigen, oft kuppelförmig gewölbten, tonreichen Deckschichten (*cap rocks*) am Weitermigrieren gehindert werden. Während der jahrzehntelangen Suche nach Erdöl und Erdgas ist weltweit eine breite Informationsbasis über die abdichtende Wirkung von Ton in den verschiedensten geologischen Situationen zusammengekommen (z.B. Grunau 1981, Downey 1984, Watts 1987, Krooss et al. 1992). Es hat sich unter anderem auch gezeigt, dass das Abdichtungsvermögen von Tongesteinen auch durch tektonische Beanspruchung nicht notwendigerweise beeinträchtigt werden muss. Störungen und Klüfte in Tonschichten erweisen sich aufgrund von sogenannten Selbstabdichtungsmechanismen meistens als dicht. Dabei kommt neben zeitabhängigen, plastischen Verformungen auch das Quellvermögen der durch Reibung aus dem Gesteinsverband herausgeschleppten Tonminerale zum Tragen. Nicht selten wirken daher gerade Störungen mit tonreichem Gesteinsmehl (*clay smear*) als Barrieren (*sealing faults*) für migrierende Kohlenwasserstoffe. Aus dem Unter-

tagebau sind zudem zahlreiche Beobachtungen und Studien über die sehr geringe bis fehlende Wasserführung in tektonisch stark gestörten Tongesteinen dokumentiert (z.B. Gautschi 2001a). Die Selbstabdichtung von Diskontinuitäten im Gesteinsverband durch felsmechanische und geochemische Prozesse ist zur Zeit Gegenstand eines internationalen Projekts der "Working Group on Measurement and Physical Understanding of Groundwater Flow Through Argillaceous Media" (*Clay Club*), einer Arbeitsgruppe der OECD/NEA in Paris.

Diese Naturbeobachtungen zeigen, dass die Rekonstruktion erdgeschichtlicher Vorgänge eine solide Basis bildet für die Beurteilung des Langzeitverhaltens von Tongesteinen. Solche geologischen Studien ergänzen daher In-situ-Messungen und Experimente an Gesteinsproben im Labor, wo insbesondere dem Faktor Zeit aus naheliegenden Gründen nur beschränkt Beachtung geschenkt werden kann. Eine intermediäre Stellung nehmen experimentelle Arbeiten in untertägig erstellten Felslaboratorien ein. Dort können unter natürlichen geologischen Bedingungen unter Tage gezielt Fragen abgeklärt werden, die sich im Zusammenhang mit Ton als technischer Barriere und Tongesteinen als geologischer Schranke für den dauerhaften Einschluss langlebiger Schadstoffe stellen. Dazu gehören auch die Fragen, die sich mit den möglichen Einflüssen auf das Wirtgestein infolge der bergmännischen Erschliessung und des Betriebs einer Lageranlage befassen. Entsprechende Forschungseinrichtungen existieren auch in Tongesteinen schon seit einigen Jahren oder sind im Bau, unter anderem in Belgien (Mol: Neerdael & Boyazis 1997, IAEA 2001), in Frankreich (Tournemire: Bonin 1998, Boisson et al. 1998, Cabrera et al. 2001; Meuse/Haute-Marne: Andra 2001), in Japan (Horonobe: Aoki 2002) und in der Schweiz (Mont Terri: Thury & Bossart 1999, vgl. Kap. 2.3.4).

1.4.2 Natürliche Analoga

In der Natur gibt es zahlreiche Beispiele, dass Tone und Tonsteine über geologische Zeiträume als hydraulische und geochemische Barrieren wirken. Generell handelt es sich um Beobachtungen über das Verhalten von geochemischen Anomalien innerhalb der Tonformationen. Zudem werden äussere Einflüsse (z.B. Temperatureffekte), welche die Barrierenwirkung beeinträchtigen könnten, studiert. Solche Beobachtungen haben allerdings nur eine generische Aussagekraft, und eine direkte Übertragung der Schlussfolgerungen auf den Opalinuston ist aufgrund der beträchtlichen lithologischen Unterschiede und den andersartigen geologischen Randbedingungen nur mit entsprechenden Einschränkungen und Vorbehalten möglich. Tone, speziell auch natürliche Vorkommen von Bentonit, werden oft auch als Analoga zu kompaktiertem Bentonit, welcher in verschiedenen Lagerungskonzepten als technische Barriere dient, verwendet.

Ein gut bekanntes Beispiel einer physiko-chemischen Langzeitisolation durch Tongesteine ist der zwei Millionen Jahre alte fossile Wald von Dunarobba in Italien (Benvegnú et al. 1988). Dort wurde beim Abbau von oberpliozänen Tonen ein Feld von Baumstrünken in ursprünglich aufrechtstehender Position ausgegraben. Wegen der Isolation der Baumstrünke von advektivem Wasserfluss und von oxidierenden Bedingungen wurde die Zersetzung der Zellulose so stark unterbunden, dass die noch erhaltene Zellstruktur des Holzes mit derjenigen heutiger Bäume vergleichbar ist (Fig. 1.4-1). Das Holz ist nicht versteinert und kann immer noch zersägt und verbrannt werden.

Ein weiteres bekanntes Beispiel ist die Uranlagerstätte von Cigar Lake in Saskatchewan (Kanada), wo der bisher uranreichste Erzkörper der Welt gefunden wurde. Die Lagerstätte ist in 450 m Tiefe an der Basis eines proterozoischen Sandsteins im Kontakt zum kristallinen Grundgebirge lokalisiert und zeigt an der Erdoberfläche keine radioaktiven Anomalien. Der Erzkörper wird von einer 10–50 m mächtigen, hydrothermal entstandenen illit- und kaolinitreichen Zone umhüllt, die über geologische Zeiträume – in diesem Fall 2 Milliarden Jahre – eine hydraulische

Barriere darstellt, in welcher nur ein sehr beschränkter, hauptsächlich diffusiver Radionuklidtransport beobachtet wurde (Cramer & Smellie 1994, Miller et al. 2000).

In spezifischen Kapiteln des vorliegenden Berichts wird noch detaillierter auf einzelne Studien zu natürlichen Analoga eingegangen, z.B. bei der Diskussion des Einflusses erhöhter Temperatur (Kap. 7.6) oder des Einflusses alkalischer Zementporenwässer (Kap. 7.5) auf Tonsteine.

Eine umfassende Auswertung der Literatur betreffend natürliche Analoga ist – mit zahlreichen weiteren Fallbeispielen illustriert – in Miller et al. (2000) enthalten. De Putter & Charlet (1994) haben eine umfassende Zusammenstellung tonspezifischer Analogstudien publiziert.



Fig. 1.4-1: Fossiles Holz in oberpliozänem Ton. Dunarobba, Italien.
Aus Benvegnú et al. (1988).

2 Regionale geologische Untersuchungen im Rahmen des Entsorgungsprogramms für hochaktive Abfälle

2.1 Geologische Kriterien für die Wahl der Untersuchungsregion Nordschweiz

Die schweizerische Elektrizitätswirtschaft präsentierte 1978 in einer umfassenden Studie ihr Konzept für die Realisierung der nuklearen Entsorgung in der Schweiz (VSE et al. 1978), namentlich die bau- und sicherheitstechnischen sowie die rechtlichen Aspekte. Im Bericht werden verschiedene Konzepte der geologischen Lagerung dargelegt und die in Frage kommenden Wirtgesteine Steinsalz, Anhydrit, Kristallin, Mergel und Tonsteine diskutiert. Anschliessend erarbeitete die Nagra detaillierte Projektstudien mit Konzepten für Anlagen in tiefliegendem Opalinuston und im kristallinen Grundgebirge (Nagra 1980).

Für das Projekt Gewähr 1985 wählte die Nagra ein Lagerkonzept auf der Basis der bergmännischen Erschliessung. Bezüglich der Eignung der Wirtgesteine legte sich die Nagra nicht fest, ordnete jedoch – unter anderem in Anlehnung an die damals bereits laufenden skandinavischen Programme – für das Projekt Gewähr dem kristallinen Grundgebirge erste Priorität zu. Die grundsätzlich ebenfalls in Frage kommenden Ton- und Anhydritformationen im sedimentären Deckgebirge wurden damals als Reserveoptionen betrachtet.

Die Festlegung der Untersuchungsregion erfolgte aufgrund folgender Kriterien (Thury 1980):

1. Tektonische Langzeitstabilität: Ausschluss des Alpenraums und des Faltenjuras.

2. Wirtgesteinsvorkommen bis max. 1'500 m Tiefe für die bergmännische Erschliessung: Einschränkung auf die Region Nordschweiz für die Kristallin-Option.

3. Einflussbereich des Rheingrabens als westliche Begrenzung.

4. Einflussbereich des Hegau–Bodensee-Grabens als östliche Begrenzung.

In einer etwa 1'200 km^2 grossen Untersuchungsregion wurde ab 1982 ein umfangreiches erdwissenschaftliches Erkundungsprogramm durchgeführt. Die bis 1985 vorliegenden Ergebnisse bildeten die Grundlage für die geologischen, bau- und sicherheitstechnischen Arbeiten des Projekts Gewähr. Nach Abschluss aller Feldarbeiten und Studien wurden die Resultate in einem Synthesebericht zusammenfassend veröffentlicht (Thury et al. 1994) und durch eine sicherheitstechnische Beurteilung ergänzt (Nagra 1994a).

2.2 Regionale erdwissenschaftliche Untersuchungen in der Nordschweiz

Das Konzept der Nagra für die Erkundung möglicher Standorte basiert auf der Strategie einer schrittweisen Selektion der in Frage kommenden Gebiete aufgrund geowissenschaftlicher Erkenntnisse. Dabei nehmen Umfang und Detaillierungsgrad, wie auch die Anforderungen an die Datenqualität mit fortschreitender Einengung graduell zu. Zunächst erfolgen die Untersuchungen also auf breiter regionaler Basis. Danach folgen detailliertere, standortspezifische Untersuchungen und darauf aufbauend der quantitative Eignungsnachweis. Wie jedes Auswahlverfahren birgt dieses Vorgehen einen gewissen Ermessensspielraum in sich. Die anfänglich beschränkt verfügbaren Daten werden gebietsweise zusammengetragen, gegeneinander abgewogen und zu einem immer vollständigeren und detaillierteren Gesamtbild zusammengefügt. Die Nagra ging in der Nordschweiz von regionalen Untersuchungen aus, die zu Erkundungen im

lokalen Rahmen führten und künftig bei Bedarf zur Detailcharakterisierung des Untergrunds an einem Standort überleiten können.

Das regionale Untersuchungsprogramm in der Nordschweiz erstreckte sich über die Jahre 1982 bis 1993 (Thury et al. 1994). Es umfasste:

- Ein Bohrprogramm mit sieben überwiegend gekernten Tiefbohrungen, mit umfangreichen petrophysikalischen und hydrogeologischen Messungen (Gesteinsanalyse im Bohrloch, hydraulische Packertests und Wasserprobenentnahmen, Untersuchungen an Kernproben)
- Langzeitbeobachtungen der Tiefengrundwasser-Druckverhältnisse
- Geophysikalische Untersuchungen an der Erdoberfläche (Gravimetrie, Aeromagnetik, Magnetotellurik, Geothermie, 232 km Refraktions- und 400 km Reflexionsseismik)
- Eine geologische Kartenkompilation der zentralen Nordschweiz 1:100'000
- Neotektonische Untersuchungen: Installation von neun Erdbebenmessstationen zur Erfassung der Mikroerdbeben, hochauflösende geodätische Messungen (horizontale und vertikale Krustenbewegungen), geomorphologische Studien, Messungen des rezenten Spannungsfelds.

Dieses Untersuchungsprogramm in der Nordschweiz diente in erster Linie der Erkundung des kristallinen Grundgebirges, der Abklärung seiner Eignung als Wirtgestein und der Abgrenzung möglicher Standortgebiete. Mit den Untersuchungen, namentlich den meisten Tiefbohrungen und mit den seismischen Messungen, sind jedoch immer auch Daten über die Sedimentgesteine des paläozoischen Sockels sowie des mesozoischen und tertiären Deckgebirges erhoben worden. Als nach Einreichung von Projekt Gewähr – neben der Weiterführung des Kristallinprojekts – die Option der Sedimentgesteine verstärkt in die Evaluation einbezogen wurde, verfügte man über einen bereits gut fundierten Wissensstand über das sedimentäre Deckgebirge.

2.3 Untersuchungsprogramm Sedimentgesteine (1988–2000)

2.3.1 Sedimentstudie 1988

Die Sedimentgesteine des Deckgebirges im Falten- und Tafeljura sowie im Molassebecken der Nordschweiz nahmen bereits Mitte der 80er Jahre in der erdwissenschaftlichen Literatur einen viel breiteren Raum ein als das darunter liegende kristalline Grundgebirge. Der Hauptteil des ersten Zwischenberichts zur Sedimentstudie (Nagra 1988) bestand daher aus einer Sichtung und Bewertung dieser Literatur und einer Synthese mit den neuen Kenntnissen über das sedimentäre Deckgebirge, die im Rahmen des Untersuchungsprogramms Nordschweiz erworben werden konnten.

Als Kriterien für die Abgrenzung von möglichen Untersuchungsgebieten mit Sedimentgesteinen standen geologisch einfacher Bau, geringe tektonische Deformation und geringe Seismizität im Vordergrund. Prinzipiell sind diese Voraussetzungen, d.h. eine geologisch günstige Gesamtsituation, für das Mittelland und für den Tafeljura erfüllt.

Aus den in diesen Gebieten vorkommenden Gesteinsformationen wurden aufgrund der Vorgaben – ausreichende Mächtigkeit, geringe Wasserdurchlässigkeit, gutes Radionuklid-Rückhaltevermögen – zunächst die folgenden sieben potenziell in Frage kommenden Gesteinseinheiten ausgewählt: Perm, Anhydritgruppe, Gipskeuper, Opalinuston, Effinger Schichten, Untere Süsswassermolasse, Obere Süsswassermolasse. Schliesslich wurden aufgrund einer vergleichenden Beurteilung (Vorkommen in geeigneter Tiefenlage, stratigraphische und tektonische Verhält-

nisse, Hydrogeologie und Hydrochemie, Rohstoffe) der Opalinuston und die Untere Süsswassermolasse als aussichtsreichste Optionen innerhalb der Sedimentgesteine bewertet und entsprechende Untersuchungensgebiete abgegrenzt (Nagra 1988).

2.3.2 Regionale Untersuchungen und Studien von 1989 bis 1993 in der Unteren Süsswassermolasse und im Opalinuston

Aufgrund der Ergebnisse der Sedimentstudie 1988 (Nagra 1988) wurden, im Konsens mit den Aufsichtsbehörden und Experten des Bundes, der Opalinuston in der Nordschweiz und die Untere Süsswassermolasse (eine tonig-mergelige Formation mit Sandsteineinschaltungen) im Mittelland eingehender untersucht. Das Ziel der Untersuchungen war, eine breit abgestützte Datengrundlage bereitzustellen, um die Auswahl eines Sedimentgesteins erster Priorität und möglicher Untersuchungsgebiete nachvollziehbar begründen zu können. Die Ergebnisse wurden in zwei Zwischenberichten (Nagra 1991c, 1994b) veröffentlicht.

Untere Süsswassermolasse

Hauptziel der Studien über die Untere Süsswassermolasse (USM) war, zunächst den lithologischen und faziellen Aufbau der USM in einem überregionalen Bild zusammenzufassen. Zu diesem Zweck wurden die verfügbaren Daten aus Tiefbohrungen und Seismiklinien (Nagra- und Fremddaten) aus dem Gebiet zwischen Bodensee und Neuenburgersee (Fig. 2.3-1) zum Teil neu ausgewertet und interpretiert. Unter Berücksichtigung der tektonisch-strukturellen Gegebenheiten galt es, innerhalb der für ein Lager in Frage kommenden Tiefenbereiche Gebiete abzugrenzen, die im Bedarfsfall für weitergehende regionale Untersuchungen in Betracht gezogen werden könnten. Hauptkriterium war die auf Bohrbefunde und seismofazielle Interpretation abgestützte Identifikation tendenziell ton- bis mergelreicher Ablagerungssequenzen.

Durchgeführte Arbeiten (1989–1993)

Die heterogene Zusammensetzung der fluvioterrestrischen Ablagerungen der Unteren Süsswassermolasse wurde in einer regionalen Studie untersucht (Keller et al. 1990). Dabei konnten typische, die USM aufbauende Architekturelemente definiert werden, welche als sedimentäre Fazieseinheiten durch charakteristische geometrische und petrophysikalische Merkmale gekennzeichnet sind. Diese Studie bildete eine Grundlage für nachfolgende Untersuchungen, die eine Auswertung bestehender Daten von Tiefbohrungen und die darauf basierende seismofazielle Interpretation der Unteren Süsswassermolasse in reflexionsseismischen Linien durch den nördlichen Teil des schweizerischen Mittellands als Ziel hatten.

Als Basis für die seismofazielle Interpretation wurden verschiedene Untersuchungen und Studien zur Charakterisierung der USM in Bohrungen durchgeführt. Diese Arbeiten lassen die Möglichkeiten und Grenzen der Interpretation vorhandener Daten, aber auch von modernen Explorationsmethoden erkennen. Besonders aufschlussreich waren diesbezüglich die Befunde, welche durch Beteiligung an aktuellen Bohrarbeiten Dritter gemacht werden konnten. Dies betrifft zunächst die Untersuchungen in einem Erdsondenfeld (bei Burgdorf, Kt. Bern), wo die faziellen Architekturelemente geologisch und hydrogeologisch charakterisiert sowie ihre Erkennung aufgrund petrophysikalischer Bohrlochmessungen erprobt werden konnte (Ammann et al. 1993). Im Winter 1992/1993 konnten in Zusammenarbeit mit der Universität Bern durch Vertiefung einer Geothermiebohrung (bei Bassersdorf, Kt. Zürich) rund 250 Meter der Unteren Süsswassermolasse mittels durchgehender Kernentnahme erschlossen und charakterisiert werden (Blaser et al. 1994). Damit ergab sich die Gelegenheit, die bereits vorher abgeschlossene seismofazielle Interpretation im östlichen Molassebecken zu überprüfen.

Die Auswertung der Bohrresultate, vor allem auch im Zusammenhang mit den Studien über die Extrapolierbarkeit von Bohrbefunden (Bohrungen Herdern-1, Fendringen und Weiach) mit Hilfe der Seismik, hat substanziell zum Verständnis der sedimentologischen Besonderheiten der USM beigetragen.

Die Möglichkeiten und Grenzen der Interpretation bestehender (und gezielt reprozessierter) Seismiklinien bezüglich lithologisch-fazieller Aspekte der USM konnten mit den Studien von Meier (1994 a,b) aufgezeigt werden. Diese Studien bestätigten auch frühere Untersuchungen, wonach tendenziell ton- bis mergelreiche Sequenzen grösserer Ausdehnung in der USM vorhanden sind ("Aquitanian" im Osten, "Chattian" im Westen).

Fazit

Die Studien über die Möglichkeiten und Grenzen, Seismik-Daten für die Abgrenzung fazieller Architekturelemente zu verwenden, haben gezeigt, dass sich die Hauptlithologien (Sandstein, Mergel) grossräumig auch im Charakter der seismischen Fazies abzeichnen. Dem Auflösungsvermögen sind aber auch bei guter Qualität der ausgewerteten Seismik Grenzen gesetzt; die vertikale Auflösung ist in der Regel nicht besser als einige Dekameter.

Die Untere Süsswassermolasse verfügt als potenzielles Wirtgestein sowohl im östlichen bis zentralen wie auch im westlichen Mittelland über eine vergleichsweise grosse Ausdehnung. Allerdings ist das in Frage kommende Gesteinsvolumen durch den heterogenen Aufbau dieser fluvioterrestrischen Ablagerungen stark zu relativieren, da sich die für die Aufnahme eines Tiefenlagers potenziell geeigneten Zonen der USM auf ihre ton- bis mergelreichen Serien beschränken. Weitere Einschränkungen ergeben sich aufgrund der Vorgaben bezüglich der Tiefenlage, sowie tektonisch gestörter Zonen. Die grössten Vorbehalte bestehen indes bezüglich der Explorierbarkeit sicherheitsrelevanter Elemente, namentlich den Verlauf und die hydrogeologische Wirksamkeit von fluviatilen Rinnenfüllungen in Form von Sandstein.

Opalinuston

Für die Eingrenzung möglicher Untersuchungsgebiete im Opalinuston bestanden die Vorgaben betreffend die Langzeitsicherheit (minimale Felsüberdeckung ca. 400 m zum Schutz gegen Erosion) sowie die Maximaltiefe von ca. 900 m unter Terrain (aus Gründen der bergmännischen Erschliessung). Darauf basierend konnten zwei Gebiete abgegrenzt werden ("Nördlich Lägern–Weinland" und "Jurasüdfuss–Bözberg", Fig. 2.3-1), wovon letzteres aus tektonischen Gründen und vor allem wegen des westlich der Aare als regionaler Aquifer in Erscheinung tretenden Hauptrogensteins (im Dach des Opalinustons) als Reserveoption eingestuft worden ist.

Bestimmendes Element des Konzepts für die regionale Untersuchung des Opalinustons (Nagra 1991c) war die Zielsetzung, den Stand der geologischen Kenntnisse über das Gebiet der Nordostschweiz soweit zu ergänzen, dass eines oder mehrere Teilgebiete für lokale Untersuchungen (3D-Seismik, Bohrung) abgegrenzt werden konnten.

Durchgeführte Arbeiten

Den Schwerpunkt der Felduntersuchungen bildete die Aufnahme von insgesamt rund 220 km Seismiklinien im Winter 1991/92 zur Verdichtung des bestehenden Seismik-Netzes (Nagra- und Fremddaten) im Gebiet "Nördlich Lägern–Weinland". Die Auswertung der Seismik wurde ergänzt durch eine Reihe von begleitenden Untersuchungen und Studien zum Verständnis der regionalen Geologie und der Langzeitentwicklung.

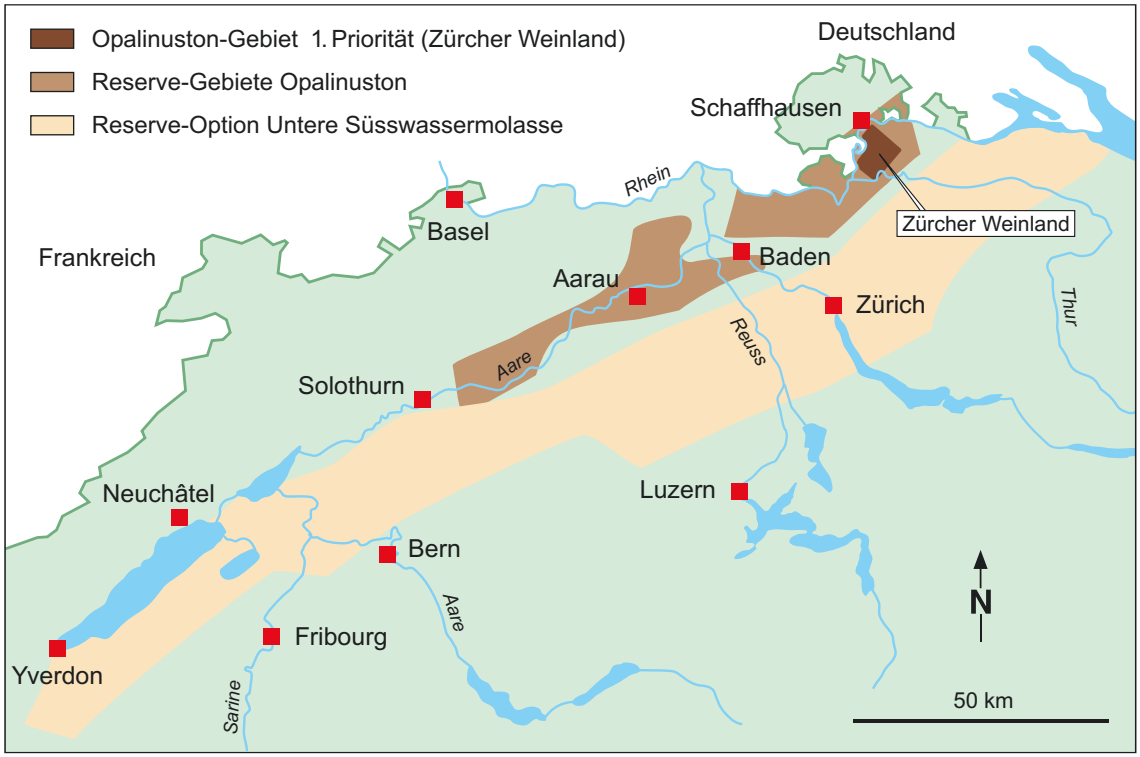


Fig. 2.3-1: Untersuchungsgebiete für die Sedimentgesteine Opalinuston und Untere Süsswassermolasse.

Für die Nordostschweiz konnte aufgrund der Auswertung der seismischen Daten eine regionale strukturgeologische Übersichtskarte erstellt werden (Naef et al. 1995; Fig. 2.3-2). Das Gesamtbild basiert auf den Erkenntnissen über das vormesozoische Grundgebirge sowie über das (mesozoische und tertiäre) Deckgebirge, deren Struktur dank einer umfassenden Synthese in der zentralen Nordschweiz (Diebold et al. 1991) bereits bekannt war und im östlich anschliessenden Opalinuston-Untersuchungsgebiet durch die seismischen Daten ergänzt werden konnte. Ein Inventar der im Aufschluss kartierbaren tektonischen Strukturen trug dazu bei, die auf der Seismik beruhende strukturelle Interpretation mit den entsprechenden Informationen aus den Beobachtungen im Gelände zu vergleichen.

Die ebenfalls erstellte Karte der Grundgebirgs-Oberfläche bildet eine Grundlage für die Abgrenzung von Permokarbon mit möglichen Kohlen- und Kohlenwasserstoffvorkommen (Thury et al. 1994). Die Kartierung der Felsoberfläche aufgrund seismischer Aufzeichnungen der oberflächennahen Schichten und einer Kompilation von zum Teil unveröffentlichten Daten von Sondierbohrungen (Nagra- und Fremddaten) ermöglichte die Lokalisation von Quartärrinnen mit bis zu 300 m unter Terrain reichenden Übertiefungen (Freimoser & Frank 1993).

In einer Studie über die fazielle Entwicklung vom Oberen Keuper bis zum Malm wurden acht relevante Tiefbohrungen (Nagra- und Fremddaten) ausgewertet, um sowohl den Opalinuston als auch die darüber und darunter liegenden Schichten in einem regionalen Rahmen zu charakterisieren und potenzielle Aquifere zu identifizieren. Diese Studie erlaubte die Eingliederung des Untersuchungsgebiets in ein kohärentes überregionales paläogeographisches Bild.

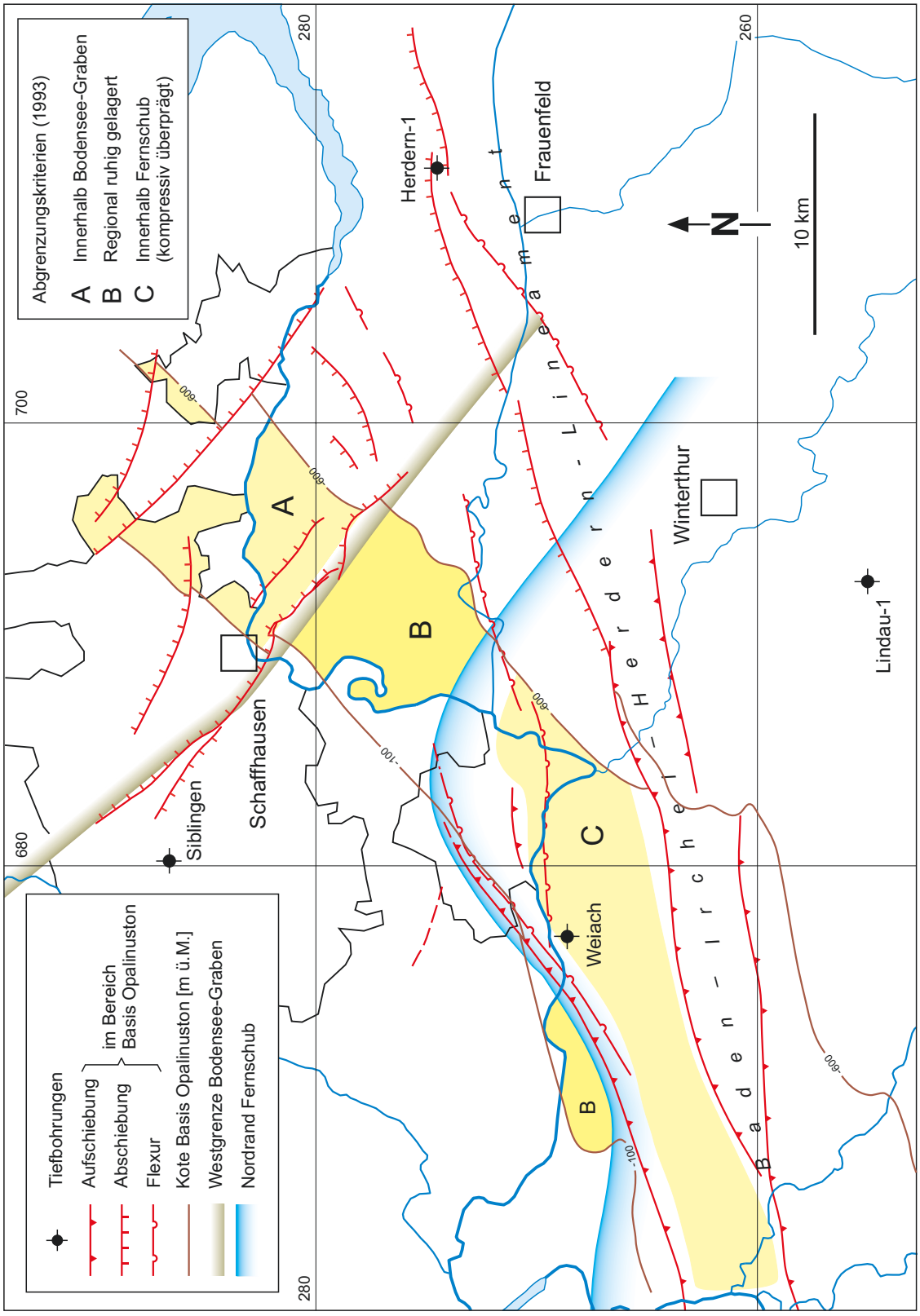


Fig. 2.3-2: Regionale strukturgeologische Übersicht der Nordostschweiz auf dem Niveau "Basis Opalinuston".

Wissensstand von 1993 (vgl. Fig. A7.1 in Nagra 1994b): Grundlage für die Abgrenzung von Untersuchungsgebieten mit geringer tektonischer Beanspruchung.

Ein Teil der in den Nagra-Bohrungen Riniken, Weiach und Schafisheim im Deckgebirge durchgeführten hydraulischen Tests wurde einer ergänzenden, auf die Sedimentgesteine fokussierten Auswertung unterzogen (Keuper, Lias, Dogger). Die hydraulischen Durchlässigkeiten im Oberen Dogger, Opalinuston und Oberen Lias sind sehr gering. Die durch Analysen von Daten aus Fremdbohrungen berechneten hydraulischen Potenziale sind allerdings mit grösseren Unsicherheiten behaftet (Johns et al. 1994).

Die Kompilation hydrogeologischer Beobachtungen in Opalinuston-Teilstrecken von Untertagebauten (mehrheitlich Tunnel im Faltenjura) ergab den Befund, dass im Opalinuston keine Wasserzutritte oder Feuchtstellen notiert worden sind, wenn die Felsüberdeckung mehr als 200 m betrug (Gautschi 1994). Auch der oberflächennahe Opalinuston der Schwäbischen Alb ist, unterhalb einer 10 bis 30 m mächtigen wasserführenden Auflockerungszone, durch eine sehr geringe Durchlässigkeit gekennzeichnet (Hekel 1994).

Fazit

Die prinzipielle Eignung des Opalinustons als Wirtgestein konnte im regionalen Massstab bestätigt werden, ebenso das Vorhandensein weiterer geringdurchlässiger Schichten über und unter dem Opalinuston, die als Rahmengesteine mit zusätzlicher Barrierenfunktion in Betracht gezogen werden können.

In der sedimentären Schichtserie und namentlich im Opalinuston wurden in den seismischen Profilen Mächtigkeitsänderungen erfasst. Die darauf basierenden Isopachenkarten zeigten eine Opalinuston-Mächtigkeit von 100 bis 120 m.

Die Eigenschaften des Opalinustons, insbesondere seine Mächtigkeit, wurden mithin im gesamten Untersuchungsgebiet in erster Näherung als konstant angenommen; demnach wurde das Kriterium der tektonischen Beanspruchung richtungsweisend für die weitere Abgrenzung möglicher Standortgebiete. Die Untersuchungsergebnisse der regionalen Seismik in der Nordostschweiz ermöglichten eine Gliederung in verschiedene Teilgebiete mit unterschiedlicher tektonischer Beanspruchung; Figur 2.3-2 dokumentiert den damaligen Wissensstand.

A: Ein Teilgebiet im westlichen Randbereich des Hegau–Bodensee–Grabens, mit tendenziell eher extensiver Deformation

B: Zwei dem (unter die Molasse einfallenden) Tafeljura zugehörige Teilgebiete mit regional ruhiger Schichtlage, ohne Anzeichen für tektonische Verformung

C: Ein Teilgebiet innerhalb der noch vom alpinen Fernschub geprägten Zone nördlich der Lägern (Vorfaltenzone), mit Anzeichen kompressiver Beanspruchung

In den Teilgebieten konnten bis mehrere Quadratkilometer grosse, von Störungen weitgehend unbeeinflusste Kompartimente im Opalinuston abgegrenzt werden. Die Präferenz für die Teilgebiete des molassebedeckten Tafeljuras (B) war durch Fehlen grösserer Anzeichen für Deformationen begründet.

Nicht nur die Merkmale und Qualitäten des Opalinustons – als Material an sich –, auch die regionaltektonischen Verhältnisse in der Nordostschweiz erfüllten also aufgrund des damaligen Kenntnisstandes prinzipiell die Anforderungen an ein Wirtgestein in einer geologisch günstigen Gesamtsituation.

2.3.3 Konsens über Priorität und Konzept für die lokale Erkundung des Opalinustons (1994)

Nach Abschluss und Auswertung der regionalen Seismik in der Nordostschweiz (Naef et al. 1995) und nach Vorliegen der seismofaziellen Interpretation der Unteren Süsswassermolasse (USM), wurden die Ergebnisse der Untersuchungen in einem Technischen Bericht zusammengefasst sowie das darauf beruhende Konzept für weitere Erkundungsschritte formuliert (Nagra 1994b). Auf dieser Basis erfolgte mit den Behörden und Experten des Bundes im Jahre 1994 eine Lagebeurteilung mit Überprüfung der Prioritäten und der Festlegung des weiteren Vorgehens.

Die Ergebnisse dieser Lagebeurteilung sind in einem Protokoll der HSK (vom 18. März 1994) festgehalten und können wie folgt zusammengefasst werden:

- Die Erfahrungen der USM-Studien liessen erkennen, dass eine weitergehende Erkundung der abgegrenzten, potenziell geeigneten Gebiete nur auf der Basis neuer, gezielt erhobener Datensätze im regionalen Rahmen sinnvoll wäre. Aufgrund der vorliegenden Ergebnisse wurde die Untere Süsswassermolasse wegen ihres inhärent heterogenen Habitus (Sandsteinrinnen) als Reserveoption mit grossem Vorbehalt bezüglich der Explorierbarkeit eingestuft.
- Der Opalinuston in tektonisch ruhiger Lage wurde als vergleichsweise gut abzuklärende Variante bewertet.
- Die Abgrenzung und Wahl des Untersuchungsgebiets für die lokale Exploration in erster Priorität wurde als geologisch nachvollziehbar und richtig beurteilt; es umfasst das grösste Areal mit Opalinuston in ruhiger Lage und im geeigneten Tiefenbereich. Das westliche Teilgebiet B (in Fig. 2.3-2) wurde wegen seiner geringen Ausdehnung zurückgestellt.
- Die übrigen Opalinuston-Teilgebiete östlich der Aare wurden als Reserve-Optionen bewertet, ebenso das Gebiet "Jurasüdfuss–Bözberg" westlich der Aare.

Das von der Nagra vorgeschlagene Erkundungskonzept für den Opalinuston wurde von den Behörden und Experten als angemessen und zielführend beurteilt: Es umfasste eine standortbezogene Felderkundung basierend auf der Kombination von hochauflösender 3D-Seismik mit einer Sondierbohrung. Parallel dazu sollten die Wirtgesteinseigenschaften durch ergänzende Untersuchungen (Aufschlüsse, bestehende Bohrungen, Untertagebauten, Felslabor Mont Terri etc.) erforscht werden.

Das Verfahren, welches zur Auswahl des Untersuchungsgebiets für die lokale Erkundung führte, wurde von der HSK in einem zusammenfassenden Überblick mit positiver Bewertung dokumentiert (HSK 2001). Dieses Gebiet liegt im Kanton Zürich zwischen Thur und Rhein und entspricht dem nördlichen Teil der geographischen Region Zürcher Weinland. Im vorliegenden Bericht wird das Untersuchungsgebiet – im Wesentlichen der Perimeter des 3D-Seismik-Gebiets – vereinfachend als Zürcher Weinland bezeichnet.

2.3.4 Allgemeine und lokale Untersuchungen im Opalinuston (1995 bis 2000)

Die Beurteilung des Wirtgesteins in Bezug auf seine sicherheits- und bautechnische sowie standortmässige Eignung erfordert ein breites Spektrum von Daten verschiedener Herkunft (Tab. 2.5-1). Das Untersuchungsprogramm für den Opalinuston (Nagra 1994b) orientierte sich an dieser Forderung durch Festlegen von zwei Schwerpunkten. Der eine lag bei der lokalen geowissenschaftlichen Erkundung des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland mit dem Ziel, einerseits ein möglichst kohärentes Bild der geologischen Architektur zu bekommen (3D-Seis-

mik), anderseits mit einer Sondierbohrung einen für das Gebiet repräsentativen standortspezifischen Datensatz zu erheben. Das Abteufen der Bohrung innerhalb des 3D-Seismik-Perimeters ergibt eine genaue Kalibrierung anhand der durchbohrten Sedimente und damit eine optimierte Aussagekraft der 3D-Seismik. Der andere Schwerpunkt lag bei der Erhebung zusätzlicher relevanter Daten über das Gestein Opalinuston, insbesondere durch Experimente im Felslabor Mont Terri sowie durch eine Reihe ergänzender Untersuchungen (Kap. 2.5). Als tragende Säulen des Untersuchungsprogramms werden im Folgenden das Felslaborprojekt Mont Terri sowie die standortgebundenen Erkundungen im Zürcher Weinland in ihrem Werdegang und im Projektablauf kurz dargestellt.

Felslabor Mont Terri

Bereits Ende der 80er Jahre konnten in der Opalinuston-Teilstrecke des Pilotstollens für den Tunnel der Autobahn A16 durch den Mont Terri Beobachtungen und Untersuchungen gemacht werden (Wasserführung, Felsmechanik). Aus diesen Erfahrungen erwuchs die Idee, ein internationales Forschungs- und Entwicklungsprogramm zu etablieren, an dem sich verschiedene Länder beteiligen, welche die Eignung von Tongesteinen für die nukleare Entsorgung abklären. Das Forschungsprogramm wurde im Jahr 1996 aufgenommen; es steht heute unter Leitung des Bundesamtes für Wasser und Geologie. Bewilligungsinstanz sind die zuständigen Behörden des Kantons Jura. Mittlerweile sind elf Organisationen aus sechs Ländern am Projekt beteiligt. Untersucht werden namentlich bau- und sicherheitstechnisch relevante Fragen, die für ihre Abklärung längerdauernde Experimente erfordern: Konvergenz von Stollen und Tunnel, Ausdehnung und Eigenschaften der Auflockerungszone, hydro-mechanisch gekoppelte Prozesse, Einlagerungs- und Verfülltechnik, thermische Einflüsse auf das Wirtgestein, hydrogeochemische Verhältnisse und Prozesse, Wasser- und Gastransport, Diffusion, Selbstabdichtung von Rissen in der Auflockerungszone, Wechselwirkung von Opalinuston mit technischen Barrieren, messtechnische Optimierungen, etc. Die ersten Ergebnisse sind zusammenfassend in Thury & Bossart (1999) dokumentiert.

3D-Seismik im Zürcher Weinland

Um die tektonischen Gegebenheiten im regionalen Rahmen der Nordostschweiz genauer abzuklären, hatte die Nagra bereits im Winter 1991/92 auf einer Fläche von knapp tausend Quadratkilometern insgesamt rund 220 km (2D-)seismische Profile aufgenommen. Die Auswertungen zeigten, dass der Opalinuston im Norden des Kantons Zürich einer nur geringen tektonischen Beanspruchung ausgesetzt gewesen ist (Naef et al. 1995). Diesen Befund galt es nun im lokalen Massstab und mit hoher Messdichte flächendeckend zu überprüfen und weiter zu detaillieren. Die damals vorliegenden Unterlagen ermöglichten eine optimierte Abgrenzung des Perimeters für die 3D-seismische Aufnahme des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland. Die Aufnahmen dauerten von Dezember 1996 bis März 1997. Die Ergebnisse der Auswertungen sind in einem Untersuchungsbericht dokumentiert (Birkhäuser et al. 2001).

Die 3D-Seismik ermöglicht ein differenziertes Inventar der geologischen Strukturen, die scharf konturiert in ihrer räumlichen Lage erscheinen (Kap. 4). Zusätzlich entsteht ein kontinuierliches Abbild der seismischen Charakteristika der einzelnen geologischen Schichten (Seismostratigraphie). Jede seismische Aufnahme bedarf jedoch zu ihrer geologischen Interpretation der direkten Information über den Aufbau und die Eigenschaften der durchfahrenen Gesteinsschichten. Im geologisch einfach aufgebauten Untergrund des Zürcher Weinlands ergänzten sich daher Bohrung und 3D-Seismik zur optimalen erkundungstechnischen Kombination.

Bohrung Benken

Mit den zuständigen Behörden des Kantons Zürich und der im Untersuchungsgebiet liegenden Gemeinden wurden verschiedene Möglichkeiten für den Standort eines Bohrplatzes diskutiert, denn vom wissenschaftlichen Ziel her war der Bohrstandort innerhalb der 3D-seismisch zu erfassenden Fläche prinzipiell frei wählbar. Auf dem Gebiet der Gemeinde Benken konnte ein Bohrplatz bezeichnet werden, der sowohl bezüglich der Projektvorgaben, der erschliessungstechnischen Aspekte als auch aus raumplanerischer Sicht geeignet war. Das erforderliche Sondiergesuch wurde im November 1994 dem Bundesrat eingereicht. Nach Abschluss der Bewilligungsverfahren auf den Stufen Bund, Kanton und Gemeinde konnte die Sondierbohrung im September 1998 angesetzt werden. Der Abschluss der Bohrarbeiten erfolgte im Mai 1999. Seit Juli 1999 ist das hydrogeologische Langzeitbeobachtungssystem im Bohrloch installiert. Die bau- und bohrtechnischen Aspekte sind in einem separaten Bericht publiziert (Macek & Gassler 2001). Die Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen sind in Nagra (2001) veröffentlicht.

2.4 Definition des Wirtgesteins und der Rahmengesteine

Die regional bereits gut fundierten Kenntnisse über den Aufbau des sedimentären Deckgebirges in der Nordostschweiz wurden durch die Ergebnisse der Bohrung Benken lokal präzisiert. Sie erlauben eine klare Abgrenzung des Wirtgesteinsintervalls sowie der im Liegenden und im Hangenden anschliessenden Rahmengesteine. Die zusätzliche Barrierenfunktion dieser Rahmengesteine war als "Erweiterte Variante Opalinuston" bereits Gegenstand eingehender Betrachtung im ersten Bericht zur Sedimentstudie (Nagra 1988) und ein wichtiger Grund für die Wahl der Region "Lägern–Zürcher Weinland" für vertiefte Untersuchungen.

Das rund 100–130 m mächtige *Wirtgestein* wird aus dem Opalinuston und den in gleicher toniger Fazies ausgebildeten Murchisonae-Schichten aufgebaut. Gegen Osten (Bohrung Herdern-1) und Westen (Bohrung Weiach) werden Letztere aber sandig resp. kalkig, so dass sie dort zu den Rahmengesteinen gezählt werden (Beil. 3.2-5).

Als *Rahmengesteine* werden die mehrheitlich gering durchlässigen Gesteinspakete zwischen dem Wirtgestein und den regionalen Aquiferen im Hangenden und Liegenden bezeichnet (Tab. 2.4-1). Sie bilden insbesondere in vertikaler, aber auch in lateraler Richtung eine zusätzliche geologische Barriere. Die in den tonigen Rahmengesteinen eingeschalteten, meist nur wenige Meter mächtigen, sandigen, kalkigen oder dolomitischen Schichten stellen aufgrund ihrer Lithologie potenziell wasserführende Schichten, in einzelnen Fällen (Stubensandstein-Formation) auch geringmächtige Aquifere mit beschränkter lateraler Kontinuität dar (Kap. 3.6, 4.6). Im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland beträgt die Mächtigkeit der oberen Rahmengesteine rund 100 m, die der unteren rund 150 m. Die Gesamtmächtigkeit der Rahmengesteine, inklusive Wirtgestein, schwankt im Raum Nordschweiz zwischen 300 und 450 m (Bläsi 1995, Albert & Bläsi 2001).

2.5 Erdwissenschaftliche Grundlagen der Geosynthese für den Entsorgungsnachweis

Die erdwissenschaftlichen Grundlagen für den Entsorgungsnachweis werden in der Form einer Synthese von Daten verschiedener Herkunft verarbeitet (Geosynthese). Die Herkunft der wissenschaftlichen Grundlagedaten und die Relevanz der einzelnen Aspekte für den Standortnachweis, den Nachweis der Langzeitsicherheit sowie für den Nachweis der bautechnischen Machbarkeit und die Auslegung eines geologischen Tiefenlagers gehen aus Tabelle 2.5-1 hervor.

Tab. 2.4-1: Gliederung der mesozoischen Sedimentgesteine in der Nordostschweiz im Hinblick auf ihre Funktion für die Langzeitsicherheit: Terminologie, Definitionen.

Systemkomponente	**Stratigraphie** (vgl. Beil. 3.2-5 und Fig. 4.6-1)	**Funktion betreffend Langzeitsicherheit** (Nagra 2002b)
Malm-Aquifer (Regionaler Aquifer)	Malmkalke: Plattenkalke bis Hornbuck-Schichten	Keine Barrierenfunktion, aber Verdünnung
Obere Rahmengesteine	Effinger Schichten bis Wedelsandstein-Formation *Abfolge von gering durchlässigen Schichten mit Einschaltungen von potenziell wasserführenden Schichten*	Obere (geologische) Zusatzbarriere
Wirtgestein	Opalinuston und Murchisonae-Schichten in Opalinuston-Fazies *Abfolge von gering durchlässigen Schichten*	Primäre (geologische) Barriere
Untere Rahmengesteine	Lias bis Keuper *Abfolge von gering durchlässigen Schichten mit Einschaltungen von potenziell wasserführenden Schichten (z.T. gering mächtige Aquifere mit beschränkter lateraler Kontinuität)*	Untere (geologische) Zusatzbarriere
Muschelkalk-Aquifer (Regionaler Aquifer)	Oberer Muschelkalk (inkl. Dolomit der Anhydritgruppe)	Keine Barrierenfunktion, aber Verdünnung

Der grösste Teil der Daten wurde im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland erhoben (Bohrung Benken, 3D-Seismik). Aufgrund der regional sehr uniformen lithologischen Zusammensetzung des Opalinustons können auch Ergebnisse von Untersuchungen aus Regionen ausserhalb des Zürcher Weinlands für die Beurteilung der Wirtgesteinseigenschaften beigezogen werden. In erster Linie handelt es sich dabei um:

- Bohrkernanalysen und Ergebnisse von hydraulischen Tests aus dem Opalinuston der Nagra-Sondierbohrungen Weiach, Riniken und Schafisheim[7].
- Ergebnisse von Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrungen und Mineral-/Thermalwasserbohrungen in der Nordschweiz und in Süddeutschland.

[7] Diese Bohrungen waren auf das kristalline Grundgebirge fokussiert. Wegen seines Potenzials als Wirtgestein wurde der Opalinuston aber immer vollständig gekernt und hydraulisch getestet.

Tab. 2.5-1: Übersicht über die Herkunft der wichtigsten erdwissenschaftlichen Grundlagen für den Entsorgungsnachweis.

Legende

Relevanz

1 relevant für Standortnachweis

2 relevant für Nachweis der Langzeitsicherheit

3 relevant für Nachweis der bautechnischen Machbarkeit und für die Auslegung des Tiefenlagers

● Schlüsselinformation

◐ wichtige Zusatzinformation

○ unterstützende Informationen

kein relevanter Beitrag

Erdwissenschaftliche Information	**Relevanz**	**Sondierbohrung Benken**	**2D-/3D-Seismik**	**Bohrungen, regionale Studien N-Schweiz/ S-Deutschland**	**Tunnel Faltenjura, Steinbrüche N-Schweiz/ S-Deutschland**	**Mont Terri**	**Andere Tonsteine, Analoga, generische Laborexperimente**
Geologische Entwicklung und Verhältnisse in der Nordostschweiz (Kap. 3)							
Geologische und paläogeographische Entwicklung (Kap. 3.2)	**1**	◐	◐	●		○	
Versenkungs- und Temperaturgeschichte (Kap. 3.3)	**1-2**	●		●		○	
Struktureller Aufbau, Tektonik, Neotektonik (Kap. 3.4 und 3.5)	**1**-2	◐	◐	●			
Regionale Hydrogeologie (Kap. 3.6)	1-2	●	○	●			
Regionale Hydrochemie (Kap. 3.7)	1-2	●		●			
Geothermische Verhältnisse (Wärmefluss) (Kap. 3.8)	**1**	●		●			
Rohstoffvorkommen (Kap. 3.9)	**1**	●	◐	●			
Geologische und hydrogeologische Verhältnisse im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland (Kap. 4)							
Struktureller Aufbau (Lage/Alter von Störungen) (Kap. 4.2)	**1**-2-**3**	◐	●	◐			
Mächtigkeit, Ausdehnung, Lithologie Wirtgestein und Rahmengesteine (Kap. 4.3)	**1**-2	●	●	◐			
In-situ-Spannungsverhältnisse (Kap. 4.4)	**3**	●		◐			
Temperaturverhältnisse (Kap. 4.5)	2-**3**	●					
Eigenschaften der hydrogeologischen Einheiten (Kap. 4.6)	1-**2**-3	●	○	●		○	
Hydrochemie und Isotopenhydrologie (Kap. 4.7)	1-**2**	●		◐		○	
Paläohydrogeologische Entwicklung (Kap. 4.8)	2	●		●		○	

Erdwissenschaftliche Information	**Relevanz**	**Sondierbohrung Benken**	**2D-/3D-Seismik**	**Bohrungen, regionale Studien N-Schweiz/ S-Deutschland**	**Tunnel Faltenjura, Steinbrüche N-Schweiz/ S-Deutschland**	**Mont Terri**	**Andere Tonsteine, Analoga, generische Laborexperimente**
Eigenschaften des Wirtgesteins (Kap. 5)							
Lithologie, Mikrostruktur, Porosität, Ton-Wasser-system (Kap. 5.3 und 5.4)	**2**-3	●		○		◍	◍
Deformationsstrukturen (Kap. 5.5)	2-3	◍	○	◍	◍	◍	○
Petrophysikalische Eigenschaften (Kap. 5.6)	2-**3**	●		○	○	●	○
Deformationsverhalten (Kap. 5.7)	**2-3**	●		○	○	●	◍
Hydraulische Eigenschaften (Kap. 5.8)	**2**-3	●		●	●	●	◍
Eigenschaften bezüglich Gasausbreitung (Kap. 5.9)	**2**	●				●	●
Diffusionsparameter (Kap. 5.10)	**2**	●				●	◍
Osmotische Effizienz (Kap. 5.11)	**2**					●	○
Geochemie des Porenwassers (Kap. 5.12)	**2**	●				●	◍
Hydrogeologische Barrierenwirkung des Wirt-gesteins und der Rahmengesteine (Kap. 6)		Synthese von Kap. 4 und 5					
Einfluss eines geologischen Tiefenlagers auf das Wirtgestein (Entwicklung des Stollenumfelds) (Kap. 7)							
Bautechnische Betrachtungen (Kap. 7.2)	**3**	◍			◍	●	○
Entwicklung der Auflockerungszone während Bau-/ Betriebsphase (Kap. 7.3)	**3**	◍			○	◍	◍
Langzeitentwicklung der Auflockerungszone (Kap. 7.4)	**2**					●	◍
Geochemische Effekte (Kap. 7.5)	**2**				◍	●	●
Temperatureffekte (Kap. 7.6)	**2**	◍		○		◍	●
Freisetzung von Tiefenlagergas (Kap. 7.7)	**2**-3	◍				●	●
Hydrogeologische Effekte (Kap. 7.8)	**2**-3	●				◍	◍
Geologische Langzeitentwicklung (Kap. 8)							
Hebung, Erosion und Oberflächenentwicklung (Kap. 8.3)	**2**	◍		●			
Bewegungen an Störungszonen, Erdbebeneffekte (Kap. 8.4)	**2**-3		◍	●			●
Hydraulische Effekte durch Dekompaktion, Gletscherbelastung (Kap. 8.5)	**2**	○		●	●		○
Geochemische Effekte (Kap. 8.6)	**2**	●		○			○

- Daten aus regionalen Studien in der Nordschweiz und in Süddeutschland, welche einerseits für das Verständnis der regionalen geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse, andererseits für die Evaluation der geologischen Langzeitentwicklung benötigt werden.
- Hydrogeologische Informationen aus dem Opalinuston von zehn Strassen- und Eisenbahntunnels im Faltenjura sowie Beobachtungen in Steinbrüchen/Tongruben.

Von grosser Bedeutung sind aber insbesondere die Erkenntnisse aus dem Felslabor Mont Terri, wo gewisse Aspekte des Verhaltens des Opalinustons (z.B. die Entwicklung der Auflockerungszone von Stollen) in Untertagebauwerken besser untersucht werden können als in einer Tiefbohrung von der Oberfläche aus.

Schliesslich können aus Veröffentlichungen über ausländische Tonformationen, welche als potenzielle Wirtgesteine für die Lagerung radioaktiver Abfälle oder als *cap rocks* von Kohlenwasserstofflagerstätten (Kap. 1.4.1) oder im Rahmen von Studien natürlicher Analoga (Kap. 1.4.2) untersucht wurden, wichtige Erkenntnisse für das Verständnis von Prozessen gewonnen werden, welche für ein Tiefenlager im Opalinuston relevant sind.

2.6 Vorgehenskonzept für die erdwissenschaftliche Evaluation geeigneter Optionen für ein geologisches Tiefenlager BE/HAA/LMA: Zusammenfassung

Das von der Nagra erarbeitete Vorgehenskonzept im Rahmen der erdwissenschaftlichen Evaluation geeigneter Optionen für ein geologisches Tiefenlager BE/HAA/LMA beruht auf folgenden Grundsätzen:

- Grossräumige Beurteilung der gesamten Schweiz mit vergleichender Bewertung der geologisch-tektonischen Verhältnisse.
- Systematische Prüfung und schrittweise Einengung in Frage kommender Gesteine und Gebiete anhand technisch-wissenschaftlicher und insbesondere sicherheitsbezogener Anforderungen, unter Einbezug einer breiten bestehenden und – wo erforderlich – gezielt ergänzten Informationsbasis.
- Umfassender Ansatz mit Untersuchungen und Studien mehrerer potenziell geeigneter Regionen und Wirtgesteine als Grundlage für die Identifizierung vorrangiger Optionen.
- Nachvollziehbarkeit der im Zuge des Verfahrens getroffenen Entscheide durch Dokumentation der Ergebnisse in veröffentlichten Berichten.
- Festlegung von Prioritäten bezüglich Wirtgesteinsoptionen und Untersuchungsregionen im Konsens mit den Aufsichtsbehörden und ihren Experten.
- Regional und lokal breit abgestützte Datengrundlage für den Entsorgungsnachweis basierend auf der Wirtgesteinsoption Opalinuston: Untersuchungen im Zürcher Weinland und im Felslabor Mont Terri, sowie Erkenntnisse aus verschiedenen Arbeiten in zahlreichen Tunneln und Bohrungen.
- Wahrung der Verfahrensflexibilität durch Festlegung von alternativen Optionen bezüglich Gesteinen und Gebieten, auf die man gegebenenfalls zurückgreifen kann.

3 Ergebnisse der erdwissenschaftlichen Untersuchungen in der Nordostschweiz

3.1 Einleitung

Die lokalen geologischen Verhältnisse sind für den Standortnachweis und für die Beurteilung der Langzeitsicherheit eines geologischen Tiefenlagers grundlegend. Die Beurteilung eines potenziellen Standortgebiets beruht auch auf einer regionalen Bewertung der geologischen Gesamtsituation. Die Ergebnisse von umfangreichen erdwissenschaftlichen Untersuchungen, welche für verschiedenste Zwecke, wie z.B. Rohstoffexploration oder Forschungsprojekte von Hochschulen, in den vergangenen Jahrzehnten in der ganzen Region Nordostschweiz durchgeführt worden sind, lassen in vielen Fällen Rückschlüsse auf das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland zu. Der besondere Wert dieser Untersuchungen liegt nicht zuletzt darin, dass sie auf Beobachtungen und Messungen an speziell geeigneten geologischen Aufschlüssen an der Oberfläche und in tiefen Bohrungen sowie auf langjährigen Messreihen beruhen. In einigen Fällen erwies es sich als sinnvoll, ergänzende Datensätze aus dem grenznahen süddeutschen Raum mit zu berücksichtigen. Aufgrund der regionalen Datensätze lassen sich zudem auch Randbedingungen für lokale, standortspezifische, geologische und hydrogeologische Modelle (Kap. 4 und 6) ableiten.

Ein grundlegendes Verständnis der geologisch-tektonischen Entwicklungsgeschichte der Region (Kap. 3.2–3.5) ist für Prognosen der geologischen Langzeitentwicklung des potenziellen Standortgebiets unerlässlich (Kap. 8). Daraus lassen sich Schlussfolgerungen bezüglich der geologischen Langzeitstabilität (Aktivität von Störungszonen, Hebungs- und Erosionsraten) herleiten.

Die Faziesverteilung (räumliche Verteilung der lithologischen Ausbildung) der verschiedenen Sedimentgesteinsformationen lässt sich aufgrund der Sedimentationsgeschichte und der paläogeographischen Entwicklung der Ablagerungsräume erklären (Kap. 3.2). Dies ist für die Kenntnis der regionalen hydrogeologischen Verhältnisse von Bedeutung, da die Durchlässigkeit der Formationen, die räumliche Verbreitung und hydraulische Verbundenheit (Kontinuität) der verschiedenen Aquifere sowie die grossräumige Abdichtungsfunktion der Aquitarde direkt davon abhängen (Kap. 3.6). Ergänzende Beiträge zum Verständnis der regionalen Grundwasserbewegung ergeben sich aus der Hydrochemie und Isotopenhydrologie (Kap. 3.7) sowie aus den regionalen geothermischen Verhältnissen (Kap. 3.8). Schliesslich basiert die Frage nach dem Vorkommen wichtiger Rohstoffe (Kap. 3.9), welche im Hinblick auf den Standortnachweis einen potenziellen Interessenkonflikt darstellen könnten, in erster Linie auf den Kenntnissen der regionalen geologischen und geothermischen Verhältnisse.

Generell sollen mit der nachfolgenden Darstellung der geologischen Entwicklungsgeschichte der Nordostschweiz und der geologisch-tektonischen, hydrogeologischen, hydrochemischen und geothermischen Verhältnisse folgende Ziele erreicht werden:

- Darlegung eines konsistenten erdwissenschaftlichen Verständnisses der Region Nordostschweiz als Basis für das Verständnis des potenziellen Standortgebiets Zürcher Weinland (Situation, Genese, Entwicklung).
- Bereitstellung von Grundlagen zur Herleitung von Randbedingungen für standortspezifische geologische und hydrodynamische Modelle.
- Begründung, dass das potenzielle Standortgebiet Zürcher Weinland auch im regionalen Quervergleich bezüglich Lithologie, Tektonik/Neotektonik, geringer Hebungstendenz, Hydrogeologie, Geothermie/Rohstoffe günstig liegt.

3.2 Geologische und paläogeographische Entwicklung der Nordostschweiz

Seit den 60er Jahren des letzten Jahrhunderts konnten die Kenntnisse über die Geologie der Nordschweiz vor allem dank der Erdöl- und Erdgasexploration und der Nagra-Untersuchungsprogramme grundlegend erweitert werden. Heute stehen deshalb neben den Daten der Oberflächengeologie eine ganze Reihe gut untersuchter Tiefbohrungen, zahlreiche Seismiklinien und weitere geophysikalische Daten zur Verfügung, deren Auswertung eine vergleichsweise detaillierte Rekonstruktion der regionalen geologischen Entwicklung der Nordschweiz ermöglichten. Die entsprechenden Resultate wurden in verschiedenen Studien und technischen Berichten publiziert (z.B. Büchi et al. 1965, Trümpy 1980, Ziegler 1982, Müller et al. 1984, Diebold et al. 1991, Naef et al. 1995, Birkhäuser et al. 2001, Müller et al. 2002).

Die heutigen Kenntnisse über den regionalen Bau des Gebiets zwischen Südschwarzwald – Oberrheingraben im Nordwesten und der Ostschweizer Alpenfront im Südosten sind in der tektonischen Übersichtskarte und einigen geologischen Profilen dargestellt (Beil. 3.2-1 bis 3.2-3). Diese zeigen die grossräumigen geologischen Zusammenhänge auf und dienen der Lokalisierung von wichtigen, benannten Strukturelementen; eine kurze Beschreibung der regionalen Tektonik erfolgt in Kapitel 3.4. Als Basis für das Verständnis der regionalen Zusammenhänge dient der folgende Abriss der geologischen Geschichte dieses Gebiets und der dabei entstandenen Gesteinsserien.

Die Entwicklung der Nordschweiz und angrenzender Gebiete wird in drei Hauptabschnitte gegliedert (vgl. auch Fig. 3.2-1):

- Bildung und Konsolidierung des kristallinen Grundgebirges inklusive Permokarbon-Vorkommen – insgesamt als Sockel bezeichnet – im Zusammenhang mit der variskischen Gebirgsbildung.
- Subsidenz der kontinentalen Plattform und Bildung der mesozoischen Sedimentgesteine; Gliederung des Ablagerungsraums durch leichte synsedimentäre Bewegungen:

  A: während der Trias am Südrand des Germanischen Beckens (intrakontinental) und
  B: während Jura und Kreide am Nordrand der Tethys (epikontinental).
- Bildung des Molassebeckens und strukturelle Überprägung der Nordschweiz im Einflussbereich der alpinen Orogenese während des Tertiärs und Quartärs.

Projektbezogen haben diese drei Hauptphasen der Entwicklung unterschiedliche Bedeutungen, was zu einem entsprechend unterschiedlichen Aufbau der einzelnen Abschnitte dieses Kapitels führte.

Bei der variskischen sowie der alpinen Entwicklung interesssieren weniger die Ausbildung und Eigenschaften der entstandenen Gesteine selbst, sondern vielmehr die tektonischen Prozesse, welche aus den Abfolgen der paläozoischen und känozoischen Gesteinsserien abgeleitet werden können (rechte Hälfte in Fig. 3.2-1); diese Daten zur "Sedimentation und Tektonik" sind im Hinblick auf die Neotektonik (Kap. 3.5) und die geologische Langzeitentwicklung wichtig (Kap. 8.2–8.4). Die Kapitel 3.2.1, 3.2.4 und 3.2.5 behandeln deshalb v.a. die Dynamik und tektonische Entwicklung des Paläozoikums resp. des Tertiärs.

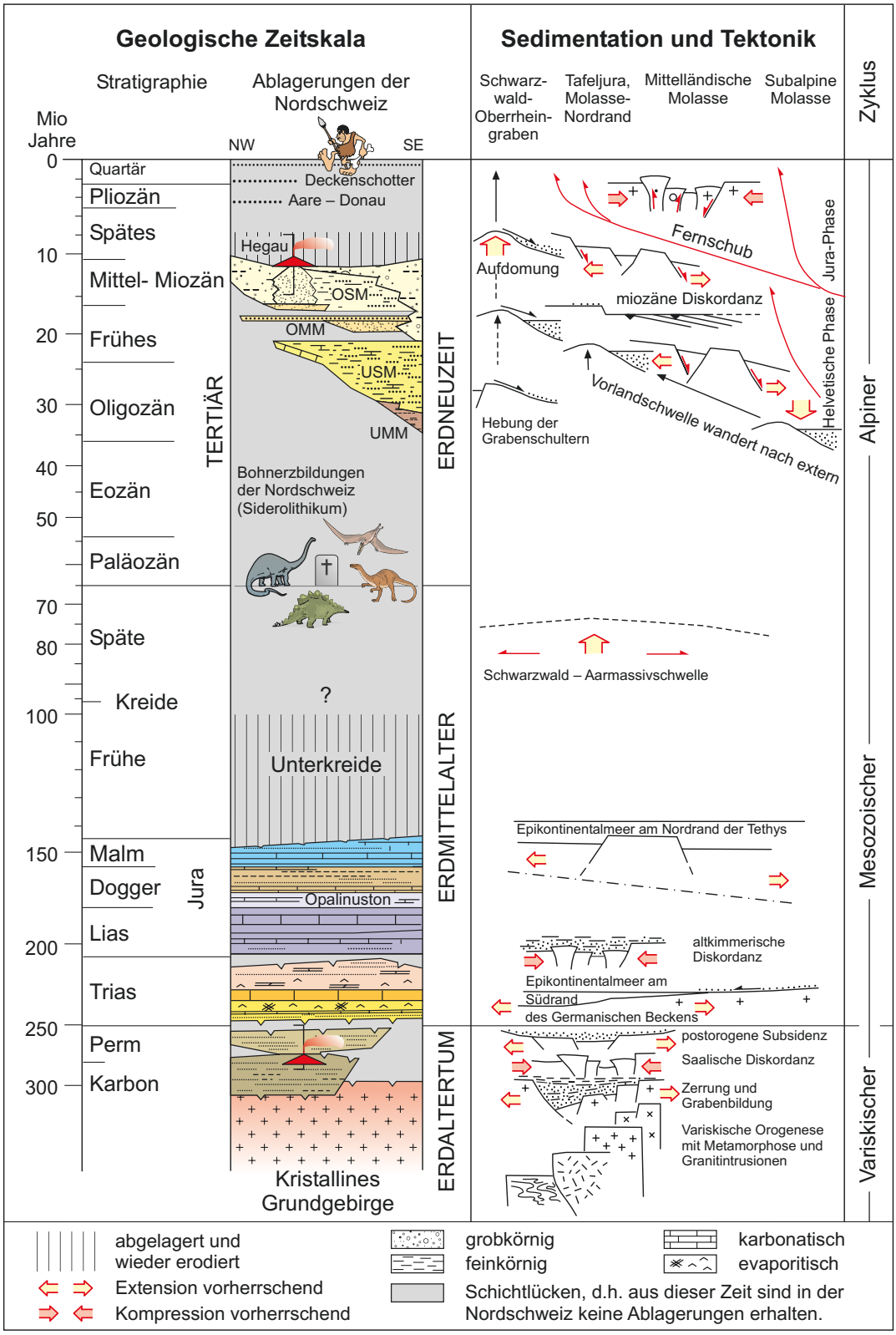


Fig. 3.2-1: Überblick über die geologische Entwicklung der Nordschweiz.

Auf einer nichtlinearen Zeitskala sind die bestimmenden lithologischen Merkmale sowie die tektonischen Rahmenbedingungen für die Ablagerung der jeweiligen Gesteinsserien schematisch dargestellt.

Die Kapitel 3.2.2 und 3.2.3 über das tektonisch vergleichsweise ruhige Mesozoikum konzentrieren sich dagegen auf eine lithologische Beschreibung der mesozoischen Formationen sowie die Darstellung der paläogeographischen und lithofaziellen Verhältnisse, unter welchen die entsprechenden Sedimentgesteine entstanden sind. Diese Daten bilden die Basis für die weitere hydrogeologische, hydrochemische und felsmechanische Charakterisierung v.a. der Rahmengesteine und des Wirtgesteins. Beilage 3.2-4 gibt einen Überblick über die Gliederung, Nomenklatur, Mächtigkeit und Alterseinstufung der mesozoischen Sedimentgesteine im Raum Nordschweiz–Süddeutschland. In Beilage 3.2-5 werden anhand ausgewählter Bohr- und Aufschlussprofile die Mächtigkeitsverhältnisse der einzelnen Formationen auf einem West–Ost-Profil durch die Nordostschweiz veranschaulicht. Die lithologische Beschreibung und Interpretation beruht im Wesentlichen auf Albert & Bläsi (2001), woraus auch die Korrelation der Bohrprofile von Weiach, Herdern-1 und Benken übernommen wurde.

Kenntnisse über die jüngste geologische Geschichte, nämlich die Entstehung und Anordnung (Morphologie, Geometrie, Höhenlage) der quartären Einheiten werden für die Abschätzung der relevanten exogenen Szenarien der geologischen Langzeitentwicklung benötigt (Kap. 3.5.2 und 8.2.3); im Kapitel 3.2.6 zur postmolassischen Geschichte geht es deshalb im Wesentlichen um die Chronologie und die Auswirkungen des pleistozänen Eishausklimas.

3.2.1 Kristallines Grundgebirge und Permokarbon

Die Kenntnisse über den paläozoischen Sockel im Untergrund der Nordostschweiz stammen aus Nagra- und Erdöl-Tiefbohrungen, geophysikalischen Erkundungen (Reflexionsseismik) und aus Vergleichen mit dem Kristallin des benachbarten Südschwarzwalds sowie mit den Permokarbon-Vorkommen Frankreichs.

Das Kristallin der Nordschweiz ist Teil der Kruste Zentraleuropas, die in ihrer heutigen Form während der variskischen Gebirgsbildung im späten Paläozoikum entstand und alle wichtigen Phasen einer Kontinent–Kontinent-Kollision durchmachte (Eisbacher et al. 1989, Mazurek & Peters 1992, Diebold et al. 1991, Thury et al. 1994). Es besteht aus mehrfach überprägten und deformierten prävariskischen Paragesteinen wie Metapeliten und Metagrauwacken (Bohrungen Weiach, Leuggern und Kaisten; Nagra 1989, Nagra 1991a, Nagra 1991b), Graniten (Bohrungen Böttstein, Leuggern, Siblingen), K-reichen Intrusiva (Bohrung Schafisheim) sowie untergeordnet aus Orthogneisen (Bohrung Herdern-1, Mazurek & Peters 1992). Die variskische Metamorphose führte zu einer teilweisen Aufschmelzung der älteren Kristallingesteine, wodurch neue Granitkörper und zahlreiche Ganggesteine entstanden. Alle kristallinen Gesteine des Südostschwarzwalds und der Nordschweizer Bohrungen weisen Merkmale einer teilweise intensiven postmetamorphen Deformation und mehrphasiger hydrothermaler Umwandlungen auf. Kataklasite und Kakirite als Ausdruck intensiver Spröddeformation belegen die spät- bis postkinematische Zerscherung des variskischen Gebirgskörpers. Durch Zerscherung und Transpression bildeten sich im Karbon zahlreiche, z.T. mehrere Kilometer tiefe intramontane Graben- bzw. Trogstrukturen, die mit dem Abtragsmaterial der umliegenden Hochzonen sukzessive aufgefüllt wurden.

Nach den letzten bedeutenden Bewegungen des variskischen Zyklus im frühen Perm (saalische Phase) wurde der Gebirgskörper bis zur Perm/Trias-Wende vor ca. 250 Ma unter mehrheitlich arid-kontinentalen Bedingungen weitgehend eingeebnet.

Die teilweise durch Bohrungen nachgewiesene Verbreitung von Sedimenten des Permokarbons im Untergrund der Nordschweiz – generell als Nordschweizer Permokarbon-Vorkommen bezeichnet – weist zumindest in den zentralen Trogbereichen z.T. ausgedehnte Kohlevorkommen und übereinandergreifende Schuttfächerserien auf. Detaillierte Untersuchungen an Kernmaterial

und lithostratigraphische Korrelationen zwischen den Permokarbon-Bohrprofilen der Nordschweiz sowie Vergleiche mit analogen Vorkommen in Frankreich belegen eine mehrphasige Sedimentationsgeschichte während des späten Karbons (Stephanian, 305–296 Ma) und des Perms (296–251 Ma; Matter 1987, Diebold 1988, Diebold et al. 1991, Blüm 1989). Das in Weiach (Nagra 1989) und in Dingelsdorf (Lemcke 1975) erbohrte kohleführende Stephanian ist geprägt von fluviatilen Ablagerungen eines feuchttropischen Klimas, das die Bildung mächtiger Moore begünstigte, die heute in Form von zahlreichen Kohleflözen vorliegen. Das ca. 600 m mächtige Stephanian der Bohrung Weiach wird im unteren Teil dominiert von zyklischen Sandstein-/Konglomerat-Serien und im oberen Teil von Sandstein-/Ton-Serien, in denen auch die meisten Kohleflöze vorkommen. Dieser kohleführende Abschnitt wechselt nach oben in überwiegend feinklastische, lakustrische Sedimente (Sand-, Silt- und Tonsteine) des frühen Perms (Autunian), die abschnittweise reichlich biogenes Material enthalten und insgesamt eine Zeit mit reduzierter Sedimentzufuhr dokumentieren.

Die Zeit zwischen dem frühen und dem späten Perm wurde in Zentraleuropa von mittel- bis grobklastischen, kontinentalen Rotsedimenten, dem Rotliegenden dominiert. Zwischen den meist grobdetritischen Schuttfächer-Ablagerungen des Unterrotliegenden und den vorwiegend feinkörnigen, in einer alluvialen Schwemmlandebene gebildeten Rotschichten des Oberrotliegenden (Playa-Serie), wird eine bedeutende Schichtlücke vermutet. Diese kann als Ausdruck der saalischen Phase interpretiert werden, welche zu einer ausgedehnten Zerscherung der variskisch konsolidierten Kruste Zentraleuropas führte.

Die ältere Serie der Permokarbon-Vorkommen bis und mit Unterrotliegendes wurde von Diebold et al. (1991) als untere Trogfüllung bezeichnet; sie beschränkt sich im Wesentlichen auf die zentralen, tiefen Teile des Weiach-Trogs. Die obere Trogfüllung (Oberrotliegendes), insbesondere die Playa-Serie, ist wesentlich weiter verbreitet und liegt in den Trogschulter-Bereichen direkt über dem kristallinen Grundgebirge.

3.2.2 Trias

Die Trias-Serien der Nordostschweiz umfassen eine 250–300 m mächtige Schichtreihe, deren Ausbildung als südliche Randfazies des Germanischen Beckens, einer ausgedehnten intrakontinentalen Senke, zu betrachten ist. Die stratigraphische Gliederung dieses ältesten Teils des Nordschweizer Deckgebirges entspricht deshalb den lithostratigraphischen Einheiten der Germanischen Trias. Die Abteilungen des vorwiegend terrestrischen Buntsandsteins, des überwiegend marinen Muschelkalks und des wiederum weitgehend kontinentalen Keupers werden als Formationsgruppen definiert (siehe z.B. Geologisches Landesamt Baden-Württemberg 1995); deren Alter entspricht je etwa der frühen (Skythian), mittleren (Anisian–Ladinian) und späten (Carnian–Norian–Rhätian) Trias. Im süddeutschen Raum werden die Formationsgruppen der Germanischen Trias in Untergruppen mit mehreren regional definierten Formationen unterteilt. Die Gliederung der Nordschweizer Trias-Profile orientiert sich so weit wie möglich an dieser Nomenklatur.

Buntsandstein-Gruppe (frühe Trias)

Der Buntsandstein besteht aus fluviatilen Sandsteinen und häufig pedogen überprägten tonreichen Schichten. Sie erreichen an der oberen Wutach eine Mächtigkeit von ca. 40 m und können dort nach Paul (1971) und Ortlam (1970) in vier lithostratigraphische Einheiten gegliedert werden:

Zyklische Sandsteine und Konglomerate (unten): Helle Grobsandsteine und Konglomerate (z.B. Weiach), in Benken nur als 0.7 m mächtige Konglomeratbank ausgebildet.

Karneolführende Schichten: Pedogen überprägte Sandsteine sowie Tonstein-Zwischenlagen mit Karneoladern (Benken); in Weiach enthält dieser Abschnitt im oberen Teil Anhydritknollen.

Plattensandstein: Oft unvollständig mit Quarz zementierte, schräggeschichtete Sandsteine mit geringmächtigen Tonstein-Zwischenlagen.

Röt (oben): Diese tonreichen, z.T. karbonatischen obersten Schichten des Buntsandsteins sind in den Bohrungen der Nordostschweiz nicht vorhanden, treten aber in den Bohrungen westlich der Aare (Riniken, Leuggern, Kaisten) in Erscheinung.

Im Merenbachtal erreicht der Buntsandstein noch eine Gesamtmächtigkeit von ca. 8 m, in der Bohrung Siblingen knapp 10 m, wobei hauptsächlich der Obere Buntsandstein ausgebildet ist (Hofmann et al. 2000).

In der Nordostschweiz ist der Buntsandstein nur aus Tiefbohrungen bekannt und bildet eine geringmächtige Einheit weisser und grüner Sandsteine; die im Südschwarzwald so charakteristischen roten und violetten tonigen Sandsteine fehlen hier. Die 4-teilige Gliederung kann nur teilweise erkannt werden und genauere Altersangaben sind mangels biostratigraphischer Belege nicht möglich, weshalb die Zuordnung zum Skythian unsicher bleibt.

Im Lauf der Versenkungsdiagenese wurden die plattigen Sandsteine häufig nur unvollständig mit authigenem Quarz zementiert (Albert & Bläsi 2001). Entsprechend weisen sie oft eine beachtliche Porosität auf. Zusammen mit dem obersten (verwitterten) Kristallin gilt der Buntsandstein als regionaler Aquifer.

Paläogeographische Situation: Zur Zeit des Buntsandsteins wurden am Südrand des Germanischen Beckens vorwiegend kontinentale Rotsedimente abgelagert, die teilweise von einer im Westen liegenden Landmasse herangeführt wurden. Insgesamt weisen die geringe Mächtigkeit, die fehlenden Datierungsmöglichkeiten und die generell heterogene Ausbildung des Buntsandsteins in den Bohrungen der Nordostschweiz auf eine reduzierte, typischerweise stratigraphisch unvollständige Randfazies hin.

Muschelkalk-Gruppe (mittlere Trias)

Die Muschelkalk-Gruppe ist im Raum Nordschweiz–Süddeutschland (Tafeljura–Schwäbische Alb) auffallend gleichförmig entwickelt. Aufgrund ihrer lithologischen Ausbildung wird sie im Sinne von Untergruppen dreigeteilt in den überwiegend aus Tonsteinen bestehenden Unteren Muschelkalk, das sogenannte Wellengebirge, den evaporitischen Mittleren Muschelkalk (Anhydritruppe) und den karbonatischen Oberen Muschelkalk.

Die Korrelationstabelle (Beil. 3.2-4) gibt einen Überblick über die weitere Unterteilung in einzelne Formation oder Formationsglieder und deren Mächtigkeiten. In den Bohrungen Weiach, Siblingen und Benken hat der gesamte Muschelkalk die gleiche Mächtigkeit von ca. 160 m, nach Norden nimmt diese auf ca. 185 m an der Wutach zu, nach Süden (Lindau) und Osten (Herdern-1, Benken und Kreuzlingen-1) aber deutlich ab (120–130 m, s. Beil. 3.2-5).

Unterer Muschelkalk (Wellengebirge)

Der Untere Muschelkalk besteht grösstenteils aus einer monotonen Serie von z.T. siltigen und kalkigen Tonsteinen. Darin eingeschaltet sind dünne Sandsteinlagen und einzelne Karbonatbänke sowie eine Sulfatbank in der obersten Einheit.

Das Wellengebirge zeigt in den drei Bohrungen Benken, Siblingen und Weiach eine einheitliche Ausbildung. Einzig im untersten Abschnitt ist von Osten (Benken) nach Westen (Weiach) ein

Fazieswechsel von sand- zu dolomitreicheren Schichten zu verzeichnen. Der Untere Muschelkalk wird wie im Süddeutschen Raum in drei Formationen unterteilt:

Wellendolomit (unten): Über den basalen dolomitischen Sandsteinen (Benken) oder Dolomitlaminiten (Weiach) folgen kalk- und dolomitlinsenführende Tonsteine; einige Karbonatlagen enthalten wenig Bleiglanz, wobei die oberste Bleiglanzbank überregionalen Leitwert besitzt (Paul 1971, Schwarz 1975).

Wellenmergel oder "Wellenkalk": Etwa 20 m mächtige Abfolge von plattigen, siltführenden bis siltigen Tonsteinen und Tonmergeln mit zahlreichen geringmächtigen, kalkig zementierten Silt- und Feinsandsteinlagen sowie Kalkbänken aus Muscheln oder Muschelschill (Spiriferina-Bank).

Orbicularis-Mergel (oben): Teilweise dolomitische Mergel mit einzelnen Sandstein- und Kalklagen. Als überregionale Leitbank tritt im unteren Teil eine Anhydritlage auf (Geislinger Bank); sie ist in der Schwäbischen Alb als Gipsbank aufgeschlossen (Becker et al. 1997).

Paläogeographische Situation: Der Untere Muschelkalk verkörpert eine Transgressionssequenz im untiefen Randbereich des germanischen Kontinentalmeeres. Über den Strandsedimenten an der Basis des Wellendolomits belegen Silt- und Sandsteinlagen mit Wellenrippeln und Kreuzschichten sowie Schillbänke eine Ablagerung in untiefem, aber offenem Wasser. Nach einem zwischenzeitlichen Meeresspiegelanstieg (Götz & Feist-Burkhardt 2000) verflachte sich der Ablagerungsraum zur Zeit der Oberen Wellenmergel wieder. Die Orbicularis-Mergel wurden bei intertidalen, teilweise lagunären Verhältnissen abgelagert, und es bildeten sich erste, subaquatische Evaporite.

Lokale Mächtigkeitsschwankungen des basalen Mesozoikums sind sowohl aus 2D-Seismiklinien (Diebold et al. 1991) wie auch aus Detailstudien der 3D-seismischen Daten bekannt. Diese deuten auf leichte synsedimentäre Bewegungen, wahrscheinlich bevorzugt im Bereich der Permokarbontrog-Randverwerfungen hin; denn überall wo bisher solche Mächtigkeitsschwankungen beobachtet wurden, ist das basale Mesozoikum generell über dem Trogbereich mächtiger. Ob es sich dabei um späte Kompaktionserscheinungen der Trogfüllung oder eine echte Reaktivierung von Bruchzonen durch veränderte Spannungsbedingungen handelt, ist nicht bekannt.

Mittlerer Muschelkalk (Anhydritgruppe)

Der Mittlere Muschelkalk stellt eine Evaporitserie mit Anhydritlagen und -bänken, Tonsteinen und Dolomithorizonten sowie gebietsweise einem Steinsalzlager dar. Letzteres ist westlich der Aare wahrscheinlich flächenhaft verbreitet und bildet in der Region Schweizerhalle–Rheinfelden das wichtigste Steinsalzvorkommen der Schweiz (Hauber 1971, 1993). Im östlichen Tafeljura kommt Steinsalz (Halit) in kleineren, isolierten Bereichen vor. So zeigten Prospektionsbohrungen im Klettgau bei Geisslingen und Oberlauchringen Halitlager mit Mächtigkeiten von 2.7 m, 9 m und 19.8 m (Bausch & Schober 1997), jene im nordöstlich anschliessenden Randen waren jedoch erfolglos (Hofmann 1981). In der Bohrung Benken wurde – eher überraschend – ebenfalls ein rund 13 m mächtiges Halitlager durchbohrt, welches allerdings stark mit Ton und Anhydrit durchsetzt ist. Die Anhydritgruppe wird, sofern ein Steinsalzlager ausgebildet ist, in die folgenden vier Einheiten gegliedert:

Untere Sulfatschichten: Über braunen Dolomitbänken mit bläulichen Anhydritlagen folgen geschichtete, weisse Anhydritbänke mit schwarzen Tonlagen.

Salzlager: In Benken 13 m mächtig, stark durchsetzt mit schwarzen und grünen Tonsteinen und hellem Anhydrit. In Weiach und Siblingen, wo das Steinsalz fehlt, folgt über den Unteren Sulfatschichten eine Wechsellagerung von Anhydritbrekzien mit feingeschichteten Horizonten aus Anhydrit, schwarzen Tonsteinen und Dolomitlagen.

Obere Sulfatschichten: Gebänderter Anhydrit und feingeschichtete Anhydrit-Tonstein-Wechselfolgen (sog. Heterogene Anhydritserie). Im obersten Teil vorwiegend Dolomit-, Mergel- und Tonsteinschichten mit Anhydritknollen.

Dolomit der Anhydritgruppe (oben): Über weite Distanzen uniform ausgebildete, laminierte Dolomite mit arenitischen und oolithischen Lagen, z.T. Silexknollen und Calcitdrusen; zahllose Lösungsporen.

Paläogeographische Situation: Der Mittlere Muschelkalk ist vom Pariser Becken bis zur Ostsee evaporitisch ausgebildet. Profile im Raum Nordschweiz–Süddeutschland zeigen alle die gleiche Entwicklung: Sehr geringmächtige Untere Sulfatschichten, darüber ein mehr oder weniger mächtiges Steinsalzlager oder auch keines und mächtige, hangende Sulfatschichten sowie eine Dolomitzone zuoberst (Geyer & Gwinner 1991). Auch in den Profilen der Nagra-Bohrungen, in denen weder Steinsalz noch Sulfatschichten durch Subrosion eliminiert wurden, kann eine bis zu den Kleinzyklen identische Fazies-Entwicklung und Abfolge erkannt werden (Dronkert et al. 1990).

Detaillierte Untersuchungen der Sulfatschichten zeigen zum einen Reliktstrukturen von subaquatisch gewachsenen Selenitkristallen, zum anderen zahllose Indizien von subaerischer Exposition wie Trockenrisse, synsedimentäre Brekzien und Gipsarenite. Kollapsbrekzien und synsedimentär angelöste Sulfatlagen zeugen von wechselnden Salinitäten während der Entstehung der Evaporite. Deshalb wird angenommen, dass die Sulfatschichten in einer weiten, in Lagunen und terrestrische Bereiche gegliederten Küstenebene gebildet wurden, wo je nach Exposition bezüglich der Wasserlinie und je nach Salinität gleichzeitig verschiedene Sedimente nebeneinander entstehen konnten. Periodische Wechsel führten zur kleinzyklischen Entwicklung der Sulfatschichten. Das nicht flächendeckende Vorkommen von Steinsalz lässt auf eine Entstehung in isolierten Salzseen schliessen. Andererseits zeigen die Kollapsbrekzien, die z.B. in Weiach anstelle des Salzlagers entwickelt sind, dass die Steinsalzausdehnung ursprünglich möglicherweise viel grösser gewesen war.

Oberer Muschelkalk

In den Tiefbohrungen der Nordostschweiz entspricht der Obere Muschelkalk einer 57 m (Siblingen) bis 69 m (Weiach) mächtigen Karbonatfolge, die im unteren Teil vorwiegend aus neritischen Kalken mit biogenem Material, dem sog Hauptmuschelkalk, und im oberen Teil aus plattigen bis massigen, teilweise porösen Dolomiten, dem Trigonodus-Dolomit besteht. Im westlichen Tafeljura sowie im Randen–Wutach-Gebiet kann der Hauptmuschelkalk weiter in Trochitenkalke (unten) und Plattenkalke (oben) geteilt werden (s. Beil. 3.2-4).

Hauptmuschelkalk (unten): Über einem basalen, oolithischen Abschnitt (der in Benken fehlt) folgen gebankte, mikritische Kalke, in die nach oben zunehmend Trochitenbänke mit oft beachtlicher Lösungsporosität eingeschaltet sind; die Bankfugen bestehen meist aus Stylolithen. Im oberen Teil erscheint der Muschelkalk als plattiges, geschichtetes, z.T. dolomitisches Gestein mit mergeligen Zwischenlagen und zahlreichen Kalkareniten sowie Schill- und Trochitenbänken.

Trigonodus-Dolomit (oben): Diese Formation umfasst nach Merki (1961) den vollständig dolomitisierten Teil des Oberen Muschelkalks und reicht daher mit einem heterochronen Verlauf unterschiedlich tief ins Liegende. Im unteren Teil besteht der Trigonodus-Dolomit eher aus plattigen Dolomiten mit dolomitmergeligen Zwischenlagen und dolomitisierten Oolithbänken. Oben sind es mehrheitlich schichtungslose, meist grobporöse Dolomite mit einzelnen Schilllagen, bei denen die Muschelschalen nur noch als Lösungshohlformen erhalten sind. Gebietsweise sind auch Löcher von gelöstem Anhydrit oder von Gipsknollen vorhanden, oder es ist eine rauhwackenartige Struktur ausgebildet.

Der Obere Muschelkalk stellt wegen seiner weiten Verbreitung, der meist intensiven Klüftung und der porös-kavernösen Ausbildung des Trigonodus-Dolomits einen regionalen Aquifer dar. Als solcher bildet er die Untergrenze der mehrheitlich undurchlässigen unteren Rahmengesteine.

Paläogeographische Situation: Der Obere Muschelkalk entspricht einem Transgressions–Regressions-Zyklus im germanischen Ablagerungsraum. Nach anfänglich noch intertidal-lagunären Bedingungen mit evaporitischen Bildungen (basale Oolith-Bank mit Anhydrit) entwickelten sich marine Verhältnisse mit nur wenigen terrigenen Einschaltungen (Ton- und Mergellagen). Die zahlreichen Trochiten- und Muschelschill-Lagen des Hauptmuschelkalks belegen

eine von Sturmereignissen dominierte Sedimentation im Bereich einer offenen Karbonatplattform. Im Trigonodus-Dolomit zeigt sich die erneute Regression, mit flachmarinen bis lagunären Bildungen und einer vollständigen, z.T. frühdiagenetischen Dolomitisierung der ursprünglich kalkigen Flachwassersedimente.

Die äusserst uniforme Ausbildung und gleichbleibende Mächtigkeit des Oberen Muschelkalks in allen Profilen der Nordostschweiz spricht für eine tektonisch ruhige Phase ohne nennenswerte Differenzialbewegungen im Untersuchungsgebiet. Mit den Daten der 3D-Seismik lassen sich allerdings auch im Niveau des Mittleren und Oberen Muschelkalks kleinräumige Mächtigkeitsschwankungen erkennen, als deren Ursache leichte tektonische Bewegungen, insbesondere im Bereich der Permokarbontrog-Randverwerfungen postuliert werden (Ringgenberg 2001).

Die Zeit des Muschelkalks gilt als erste Subsidenzphase der Trias und damit im Zusammenhang mit dem überregionalen Geschehen als erster tektonischer Ausdruck des alpinen Zyklus im Untersuchungsgebiet (Fig. 3.2-1 und 3.3-6). Die ca. 160 m mächtigen, vorwiegend marinen Sedimente wurden in der relativ kurzen Zeit von ca. 9 Ma abgelagert, was einer durchschnittlichen Subsidenzrate von (dekompaktiert) etwa 0.02 mm/a entspricht. Dabei fällt im Gegensatz zu den älteren Formationen der Trias auf, dass der Obere Muschelkalk im Bodenseeraum ebenso mächtig ist wie in der zentralen Nordschweiz; die Senkungszone des Germanischen Beckens hat sich also tendenziell ausgedehnt.

Keuper (späte Trias)

Die im Untersuchungsgebiet ca. 110 m (Herdern-1) bis 130 m (Siblingen) Serie des Keupers umfasst die mindestens 20 Ma dauernde Zeit der späten Trias (Carnian–Norian–Rhätian); genauere Datierungen sind allerdings nicht möglich. Der untere Teil ist geprägt durch eine regressive Entwicklung von der marinen Fazies des Muschelkalks zu kontinentalen Sedimenten. Er lässt sich weiter gliedern in einen geringmächtigen, basalen Lettenkeuper (= Unterer Keuper) und den evaporitreichen Gipskeuper (= Unterer Mittelkeuper). Im oberen Teil der Keupersedimente, dem "Bunten Keuper", dominieren bunte Tonsteine und Mergel, die von fluviatilen Sandsteinen und pedogenen Bildungen durchsetzt sind und dem Mittleren und Oberen Mittelkeuper entsprechen. Die Abfolge der sandsteinreichen Formationen des Oberen Mittelkeupers werden in Süddeutschland auch unter dem Begriff "Sandsteinkeuper" zusammengefasst. Der Obere Keuper, das sog. Rhät, ist nur im Osten als wiederum geringmächtige marine Bildung entwickelt.

Gemäss Definition in Kapitel 2.4 sind die Formationen der Keuper-Gruppe als Teil der unteren Rahmengesteine zu betrachten und werden deshalb etwas ausführlicher beschrieben. Beilage 3.2-5 zeigt die von Ost nach West relativ heterogene Schichtreihe des Keupers, deren lithostratigraphische Korrelation und chronostratigraphische Zuordnung v.a. im Oberen Mittelkeuper nicht durchwegs gesichert ist. Die einzelnen Abteilungen lassen sich etwa wie folgt charakterisieren:

Unterer Keuper oder Lettenkeuper, "Lettenkohle" (unten): In der Nordschweiz sehr geringmächtige Abfolge von mikritischen, teilweise kavernösen oder schillführenden Dolomitbänken, unregelmässig wechsellagernd mit sand- und biodetritusführenden Tonsteinlagen (Estherienschiefer) sowie dolomitischen und tonigen Horizonten mit zahlreichen Knochenfragmenten, "bonebeds".

Gipskeuper: Tonsteine, dolomitische Tonsteine, Tonmergel und Anhydrit in Form von Knollen unterschiedlichster Grösse und bis zu 5 m mächtigen, feingeschichteten Bänken mit zahllosen Anhydritadern. Der Anhydritgehalt nimmt im Profil nach oben generell ab. In Oberflächennähe erfolgt durch Wasseraufnahme eine Umwandlung zu Gips, weshalb die Formation als Gipskeuper bezeichnet wird. Der Gipskeuper kann in den Nordostschweizer Bohrungen aufgrund der Struktur und Häufigkeit des Anhydrits in vier Untereinheiten gegliedert werden:

- *Gebänderter, massiger Anhydrit (unten):* 7–11 m mächtige Abfolge von Anhydrit mit Dolomit- und Tonsteinzwischenlagen.
- *Feingeschichtete Serie:* 15–26 m mächtige feingeschichtete Tonsteine im Wechsel mit Dolomitmergeln und dünnen Anhydritschichten. In dieser Abfolge liegt die sogenannte Bleiglanzbank (Paul 1971, Aigner & Bachmann 1989), ein über grosse Distanzen korrelierbarer Horizont aus sand- und muschelreichem Dolomit, der offenbar eine kurze marine Ingression anzeigt (untere Leitbank).
- *Zyklische Serie:* 18–21 m mächtige Abfolge aus zahlreichen geringmächtigen Zyklen (dm-Bereich) mit (von unten nach oben) den 3 *Fazieselementen*:
  - Toniger und knolliger Anhydrit aus mm- bis cm-grossen Anhydritknollen in Tonmatrix oder beinahe lückenlos aneinandergereiht (Mosaikanhydrit).
  - Dolomitische Tonsteine mit tonigen Dolomitlagen und Anhydritschichten.
  - Tonsteine bis dolomitische Tonmergel, einzelne Anhydritknollen und zahlreiche steilstehende Anhydritadern.
- *Tonsteine mit Anhydritknollen (oben)*: 21–31 m mächtige Folge von z.T. dolomitischen Tonsteinen mit wenig Anhydrit als Knollen und in Form von steilstehenden Adern. Diese Einheit enthält eine weitere marine Leitbank aus feinsandigen, bioturbaten Dolomiten (obere Leitbank).

Schilfsandstein-Formation: Plattige oder laminierte, z.T. gerippelte, tonige Sandsteine (Rinnenfazies) und siltige bis feinsandige, glimmerführende Tonsteine sowie dolomitische Tonmergel (Überschwemmungsfazies). Die Sandsteine haben mit Quarz, Feldspat und Schiefer-Gesteinsbruchstücken die petrographische Zusammensetzung von Grauwacken. Die Matrix besteht in der Regel aus Ton, teilweise auch aus Anhydrit- und untergeordnet Quarzzement.

Gansinger Dolomit / Hauptsteinmergel und Kieselsandstein: Der Gansinger Dolomit ist in Form von feingeschichteten bis gebankten, teilweise laminierten Dolomiten vom Aargauer Jura bis ins Randen-Gebiet verbreitet. Im Klettgau ist er z.T. als kavernöses Karbonat oder als sog. "Durröhrlestein" ausgebildet (Hofman 1981), im Wutachgebiet als sogenannter Hauptsteinmergel. In der Bohrung Weiach ist der Gansinger Dolomit tonig und im unteren Teil brekziös, in Siblingen tritt eine basale Gipslage auf und in Benken ist an Stelle des Dolomits über dem Schilfsandstein eine 1.6 m mächtige Anhydritlage ausgebildet. Diese evaporitisch-brekzióse Ausbildung ist als lagunäre Randfazies des marinen Gansinger Dolomits zu verstehen. In den weiter östlich liegenden Bohrungen fehlt der Gansinger Dolomit; in ähnlicher stratigraphischer Position tritt dort der Kieselsandstein auf, der in den Bohrungen Herdern-1 und Berlingen-1 als grobe, von tonreichen, bunten Lagen durchsetzte, teilweise kieselig zementierte Subarkose ausgebildet ist. Die einzelnen, bis ca. 1 m mächtigen Sandsteinlagen wurden als mehrheitlich isolierte Linsen im Bereich eines distalen Schuttfächers abgelagert, wo die Sedimentation von Umlagerung des gröberen Materials, tonreichen Überschwemmungssedimenten und längeren Phasen subaerischer Exposition mit aszendenter Wasserzirkulation geprägt war (Caliche, Evaporite).

Bunte Mergel: Zwischen der Schilfsandstein- und der Stubensandstein-Formation kommen unterschiedlich mächtige Abschnitte mit bunten, dolomitischen Tonmergeln vor, die im Westen vom Gansinger Dolomit gebietsweise zweigeteilt werden (s. Beil. 3.2-5). Der früher als Untere Bunte Mergel bezeichnete Teil im Liegenden des Gansinger Dolomits wird heute als pelitisches Intervall der Schilfsandstein-Formation zugeordnet.

Stubensandstein-Formation: Die Stubensandstein-Formation der Nordschweiz ist als südwestlichster Ausläufer einer in Süddeutschland mächtig entwickelten Abfolge von mehreren terrestrischen Sandsteinschüttungen zu betrachten. Sie ist entsprechend heterogen mit von Bohrung zu Bohrung abweichender Lithologie ausgebildet, und ihre Mächtigkeit nimmt von NE nach SW generell ab (Fig. 3.2-2). In den Bohrungen Weiach und Riniken sind nur Spuren der Stubensandstein-Formation in Form von wenigen, in Dolomitmergeln eingelagerten Sandkörnern zu finden. In der Region Wutach–Benken sowie in den Erdölbohrungen der Ostschweiz und Süddeutschlands treten jedoch Stubensandsteinbänke von grösserer Mächtigkeit auf. Sie bilden jeweils von pedogen überprägten Tonmergeln überdeckte Bänke und weisen mehrere Generationen, z.T. krustiger Calcit- und Dolomit-Zemente auf.

Wie Figur 3.2-2 zeigt, ist die Stubensandstein-Formation in der Bohrung Benken mit 11 m aussergewöhnlich mächtig entwickelt. Sie kann dort in zwei lithologisch verschiedene Abschnitte gegliedert werden: Bunte Grobsandsteine und sandige Mergel (unten) sowie porösen brekziösen Dolomit (oben). Die Sandsteine bestehen aus grobkörnigem, meist schlecht gerundetem Detritus von Quarz, Quarziten, Vulkaniten und silifizierten Böden. Petrographisch sind es daher Litharenite bzw. Grauwacken. Der darüberliegende Dolomit besteht aus faustgrossen Dolomitkomponenten in Dolomitmatrix oder seltener in Tonmatrix. Matrix und Komponenten sind teilweise silifiziert, z.T. löcherig, z.T. rauhwackenartig und führen Drusen mit Calcitkristallen. Diese Phänomene belegen eine intensive frühdiagenetische (subaerische) Überprägung.

Die Stubensandstein-Formation ist damit faziell gut mit dem Kieselsandstein vergleichbar; die Mächtigkeit und laterale Kontinuität der Sandsteinbänke ist aber generell grösser, was auch eine grössere Bedeutung als lokaler und

gebietsweise auch regionaler Aquifer nahelegt, insbesondere im süddeutschen Raum. Die pedogene, poröse, karbonatische Fazies der Stubensandstein-Formation ist vor allem in einer von Benken nach Norden verlaufenden Zone stärker ausgeprägt (Fig. 3.2-2).



Fig. 3.2-2: Stratigraphie Nordostschweiz. Paläogeographie: Stubensandstein-Formation.

Knollenmergel: Diese jüngste Einheit der kontinentalen Keupersedimente ist im gesamten Untersuchungsgebiet verbreitet (s. Beil. 3.2-4). Sie besteht aus bunten, vorwiegend braunroten, ungeschichteten dolomitischen Tonmergeln und enthält knollige, zuweilen auch lagige, dolomitreichere Abschnitte. Wenn die Stubensandstein-Formation in ihrem Liegenden nicht ausgebildet ist, können die Knollenmergel von den lithologisch sehr ähnlichen Bunten Mergeln nicht getrennt werden.

In Benken sind die Knollenmergel durchsetzt von metallisch glänzenden, wahrscheinlich pedogenen Rutschharnischen, die mit ca. 60° einfallen und teilweise einen hauchdünnen Hämatitfilm aufweisen.

Oberer Keuper, Rhät: Das sogenannte Rhät besteht aus weissen, oft kalkarmen bis kalkfreien, porösen, fein- bis mittelkörnigen Quarzsandsteinen sowie schwarzen Tonsteinen. Untergeordnet enthalten sie biodetritusreiche, kalkig zementierte Sandsteine sowie tonige oder sandige Lagen mit zahlreichen Knochentrümmern (*bonebeds*). Der durch den Quarzzement nicht restlos gefüllte Porenraum blieb offen, selten ist er durch späten Calcit- oder Dolomitzement gefüllt. In den Bohrungen Berlingen-1 und Kreuzlingen-1 sind die Sandsteine ölimprägniert, in der deutschen Bohrung Pfullendorf enthalten sie ein Gaslager, weisen also einen korrespondierenden Porenraum auf.

In der Bohrung Benken wurde ein 60 cm mächtiges Rhät aus schwarzen Tonsteinen und einem 3 cm dünnen Sandsteinhorizont vorgefunden.

Paläogeographische Situation: Mit dem nur wenige Meter mächtigen Lettenkeuper vollzog sich im frühen Keuper der Wechsel von den marinen Sedimenten des Muschelkalks zu den kontinentalen Ablagerungen des germanischen Keupers. Der Gipskeuper der Nordschweiz und Süddeutschlands besteht aus einer von Kleinzyklen geprägten regressiven Grosssequenz (Dronkert et al. 1990, Aigner & Bachmann 1989). Sie beginnt mit den lagunären Sulfatbänken des gebänderten Anhydrits, der aus subaquatisch gewachsenen Selenitkristallen besteht. Diese vorerst noch marin-lagunären Sedimente werden nach oben von solchen der Sabkha und der kontinentalen Playa abgelöst. Eine marine Ingression führte zur Ablagerung der unteren Leitbank. Anschliessend folgte eine lange subaerische Phase mit verlangsamter Sedimentation und der Bildung der zyklischen Serie mit extensiver Sulfat-Pedogenese. Nach einer weiteren marinen Überflutung (obere Leitbank) leiten Tonsteine der Inland-Playa zu den kontinentalen Rotschichten des "Bunten Keupers" über.

Die Schilfsandstein-Formation ist Teil einer über ganz Westeuropa ausgedehnten Schwemmebene mit Liefergebiet im baltisch-skandinavischen Raum. Die Sande der Stubensandstein- und Kieselsandstein-Formation wurden dagegen über alluviale Schuttfächer aus dem böhmisch-vindelizischen Gebiet ins Germanische Becken abgeschwemmt und teilweise bis in die Nordostschweiz verfrachtet. Der Stubensandstein durchbricht in Deutschland mit mächtigen Sandsteinkörpern die Ablagerung roter Tonsteine. Die Verbreitung der Stubensandsteine geht über diejenige der Kieselsandsteine hinaus. Sie erreicht auch grössere Mächtigkeit, im nördlichen Baden-Württemberg etwa 120 m und bei Stuttgart 75 m (Geyer & Gwinner 1991). Dort werden vier Schüttungsvorstösse beobachtet, die sich teilweise noch weiter unterteilen lassen. Der zweite erreichte auch die Nordostschweiz (Brenner 1979).

Während im *Gipskeuper* die Lithologien noch weiträumig vergleichbar ausgebildet waren (z.B. Basisanhydrit), weisen die Formationen des Oberen Mittelkeupers (oder Sandsteinkeupers) eher kleinräumig wechselhafte, von Erosionsdiskordanzen durchsetzte Faziesverhältnisse auf, wie sie für kontinentale Serien charakteristisch sind. Dies erschwert Korrelationen und klare Alterszuordnungen auch über kürzere Distanzen (Birkhäuser et al. 2001).

Die Sandsteinschüttungen und die vergleichsweise stark variierende Mächtigkeit der einzelnen Formationen zwischen Gipskeuper und Rhät (s. Beil. 3.2-5) sind aber nicht nur Ausdruck der terrestrischen Fazies, sondern auch Indizien für eine Zeit verstärkter tektonischer Bewegungen, welche die triadische Plattform Mitteleuropas erfasste. Die zahlreichen pedogenen Bildungen und diskordanten Kontakte sowie das Fehlen des späten Keupers in der zentralen Nordschweiz (Schwarzwald–Aarmassiv-Schwelle) zeigen wiederholte Phasen der Hebung und Erosion und sind so weitere Hinweise auf endogene Bewegungen, welche mit der 3D-Seismik direkt nachgewiesen werden konnten (Kap. 4.2 und Ringgenberg 2001).

Auch die Transgression der marinen Rhätablagerungen im späten Keuper erfolgte nur sehr selektiv, was ebenfalls mit lokalen Senkungszonen und synsedimentären Bewegungen zusammenhängen könnte. Zwischen Schwarzwald und Aarmassiv entwickelte sich eine Hochzone, in deren Bereich Rhät vermutlich nie abgelagert oder vor der Lias-Transgression wieder erodiert worden ist (Trümpy 1980). Grösste Mächtigkeit erreicht das Rhät mit max. 20 m im Bodenseeraum (Beil. 3.2-5 sowie Geyer & Gwinner 1991).

3.2.3 Jura

Die in der Nordostschweiz etwa 500 m (Bohrung Benken) bis 600 m (Bohrung Berlingen-1) mächtige Schichtreihe des Jura-Systems kann grob in zwei lithologisch unterschiedliche Teile gegliedert werden. Lias und Dogger sowie der unterste Teil des Malms sind geprägt von tonreichen, teilweise auch sandigen Serien mit karbonatischen Einschaltungen. Sie umfassen das Wirtgestein, seine oberen sowie einen Teil der unteren Rahmengesteine. Der jüngere, grösste Teil des Malms besteht dagegen aus den z.B. im Randen aufgeschlossenen, mächtigen, gebankten bis massigen Kalkstein-Abfolgen. Grossräumig werden zwei Faziesbereiche unterschieden, nämlich die keltische, generell karbonatreichere Plattform in der Nordwestschweiz und die schwäbische, generell tonreichere Beckenfazies in der Nordostschweiz. Entsprechend gibt es auch unterschiedliche stratigraphische Nomenklaturen, deren Korrelation zwar weitgehend geklärt, im Detail aber noch nicht festgelegt ist.

Die durchwegs marinen Verhältnisse während des Juras ermöglichten eine zusammenhängende Ausbreitung mariner Faunen. Im Gegensatz zu den mehrheitlich fossilarmen Formationen der Trias, deren Gliederung und Definition vorwiegend auf ihrer lithologischen Ausbildung beruht, wurden für die Abgrenzung der Jura-Einheiten vor allem biostratigraphische Kriterien verwendet. Dies führte zur Benennung von lithostratigraphischen Einheiten mit biostratigraphischen Begriffen, was den heutigen Anforderungen an die stratigraphische Nomenklatur nicht mehr genügt. Eine zeitgemässe Gliederung der Jura-Ablagerungen in lithostratigraphische Gruppen, Formationen und Schichten besteht aber erst teilweise, weshalb weiterhin die bisher gebräuchlichen Bezeichnungen verwendet werden.

In Beilage 3.2-4 wird versucht, die wichtigen Einheiten zu korrelieren und insbesondere die Verbindung zwischen der Schwäbischen Gliederung, welche einen schwarzen, einen braunen und einen weissen Jura unterscheidet, und den international verwendeten Abteilungen Lias, Dogger und Malm sowie den Stufenbezeichnungen herzustellen (weitgehend nach Geyer & Gwinner 1991, siehe auch Geologisches Landesamt Baden-Württemberg 1995, Burkhalter 1996, Bausch & Schober 1997, Hofmann et al. 2000).

Lias (Früher Jura)

Die Lias-Ablagerungen der Nordostschweiz sind allgemein geringmächtig, lassen jedoch von Süden (Lindau-1 = 24 m) nach Norden (Siblingen = 48 m) eine deutliche, regional kontinuierliche Mächtigkeitszunahme erkennen. Sie bestehen überwiegend aus dunkelgrauen bis schwarzen, tonreichen, z.T. auch sandigen Sedimenten und untergeordnet marinen Kalkbildungen.

Der im Untersuchungsgebiet bis ca. 15 m mächtige schwäbische Lias α umfasst die Zeit des Hettangian und des frühen Sinemurian (ca. 10 Ma) und kann biostratigraphisch in die folgenden drei, auch lithologisch unterschiedlichen Einheiten unterteilt werden (s. Beil. 3.2-4):

Psiloceras-Schichten, Angulaten-Schichten und Arietenkalk (Lias α1–α3): Die Psiloceras-Schichten sind dunkelgraue bis schwarze, teilweise kalkige Tonsteine. Sie führen kalkig zementierte, z.T. gerippelte und laminierte Sandsteinlagen sowie einzelne dünne Schill-Lagen. In der Bohrung Benken sind sie generell kalkreich und enthalten sandige Kalkbänke und Mergel mit Austern, Muscheln, Echinodermentrümmern und einzelnen Kalkooiden. Die Angulaten-Schichten erscheinen als geringmächtige, sandführende Tonsteine mit knolligen Kalklinsen und der eisenoolithischen Angulatus-Bank.

Der Arietenkalk (Gryphäenkalk) ist im Gebiet Weiach–Benken–östlicher Tafeljura ca. 1.5 bis 3 m mächtig und besteht aus Kalkbänken mit Echinodermendetritus und Muschelschill, die durch mergelige, teilweise Gryphäenführende Zwischenlagen getrennt sind, sowie einer weiteren Eisenooid-Bank (Kupferfelsbank). Er bildet damit sowohl lithologisch wie auch als kleine Steilstufe im Gelände einen deutlichen Kontrast zum Liegenden.

Im Bodenseegebiet wird der relativ mächtig ausgebildete Lias α von Sandsteinen und Kalkareniten dominiert (Bläsi 1995), was als Ausdruck einer landnahen, littoralen Fazies zu deuten ist. In den Bohrungen Berlingen-1 und

Kreuzlingen-1 weist er Ölspuren auf (Büchi et al. 1965) und im süddeutschen Pfullendorf enthält er ein Gaslager (Vollmayr 1971).

Der Lias α3 besitzt aufgrund seiner kalkigen Ausbildung als Arietenkalk (Klüftung) im Westen und entsprechende Sandsteinschichten (Porosität) im Osten ein Potenzial als zumindest lokale Aquiferzone.

Die generell tonreichen jüngeren Formationen des Lias β bis ζ sind auffallend uniform ausgebildet und in jeweils gleichbleibender Lithologie und Fazies über das gesamte Untersuchungsgebiet verbreitet. Sie gelten deshalb als durchgehender, unmittelbar das Wirtgestein unterlagernder Aquitard.

Obtusus-Schichten (Lias β): In der Nordostschweiz ca. 15 m mächtige Abfolge von Tonsteinen mit lokal wechselndem, nach Süden generell zunehmendem Silt- und auch Feinsandgehalt. In der Bohrung Benken bilden sie eine monotone Serie plattiger, kalkarmer, siltiger Tonsteine mit einzelnen tonigen Siltsteinen. Ihren oberen Abschluss finden sie in den kalkigen, phosphoritreichen Obliqua-Bänken.

Numismalis-Schichten (Lias γ) und Amaltheen-Schichten (Lias δ): Stark kondensierte, nur wenige Meter mächtige Einheit aus meist belemnitenreichen Mergeln mit Kalk und Phosphoritknollen.

Posidonienschiefer (Lias ε): Feingeschichtete bituminöse Tonmergel und kalkige Tonsteine sowie laminierte Kalkbänke, die sog. Stinkkalkbänke.

Jurensis-Mergel (Lias ζ): Einige Meter mächtige, fossilführende Tonmergel mit bis 20 cm dicken, knollig-knauerigen Kalkmergel- und Kalkbänken. Mergel und Kalke führen Belemniten, einzelne Ammoniten, Biodetritus und z.T. viele filamentartige Muscheln.

Paläogeographische Situation: Das frühe Jurameer hatte im nordschweizerisch-südschwäbischen Ablagerungsraum den Charakter eines flachen Randmeeres zwischen dem Alemannischen Land im Süden, dem Böhmisch–Vindelizischen Land im Osten und dem Germanischen Becken im Norden (Fig. 3.2-3). Die faziell wie auch von der Mächtigkeit her stark unterschiedliche Ausbildung des Lias α deutet auf einen noch von Schwellen und Senken geprägten Ablagerungsraum. In der Bohrung Berlingen-1, die über dem Weiach-Trog liegt, ist der Lias α3 ca. doppelt so mächtig wie derjenige von Kreuzlingen-1 und Herdern-1, welche beide über Kristallin liegen; dies deutet auf entsprechende differenzielle Subsidenz resp. synsedimentäre Bewegungen hin. Diese Unterschiede scheinen sich im Lias β zumindest faziell auszugleichen, denn die einzelnen Schichten des mittleren und jüngeren Lias erstrecken sich in sehr ähnlicher Fazies von der Schwäbischen Alb bis zum Aargauer Jura. Die generelle Mächtigkeitszunahme von Süden nach Norden sowie grössere Unterschiede im Bodenseeraum belegen aber weiterhin regional unterschiedliche Subsidenz. Die entsprechenden, gemittelten Absenkraten sind aber mit ca. 0.002 mm/a durchwegs sehr klein.

Die Schichtreihe zeigt wiederholte Wechsel von toniger zu reduzierter Sedimentation mit Hartgrundbildung, die sich mit eustatischen Meeresspiegeländerungen korrelieren lassen. Es kann bereits eine ähnliche Zyklizität mit nach oben generell grobkörniger werdenden *shallowing-upward*-Sequenzen erkannt werden, wie sie dann für die Dogger-Formationen typisch ist (Bläsi 1995).

Dogger (Mitteljura)

Der Dogger der Nordostschweiz besteht aus einer ca. 200 m mächtigen Abfolge von Tonsteinen und wenigen Abschnitten mit Mergeln, Silt- und Sandsteinen, sandigen Kalken und zahlreichen Eisenoolithen. Er ist damit im Gegensatz zum karbonatreichen keltischen Dogger westlich der Aare (Hauptrogenstein) vollständig in schwäbischer Fazies entwickelt. Die Mächtigkeit des Doggers östlich der Aare nimmt zwar nach Norden zur Schwäbischen Alb hin generell zu, scheint jedoch im südlichen Randen–Klettgaugebiet ein lokales Minimum aufzuweisen, wobei v.a. der Opalinuston sehr geringmächtig entwickelt ist (Hofmann 1981, Bausch & Schober 1997). Der unterste, überwiegend tonreiche Abschnitt (Opalinuston und Murchisonae-Schichten in Opalinuston Fazies) stellen das Wirtgestein dar, die darüberliegenden Abteilungen bilden den unteren Teil der oberen Rahmengesteine (Kap. 2.4).

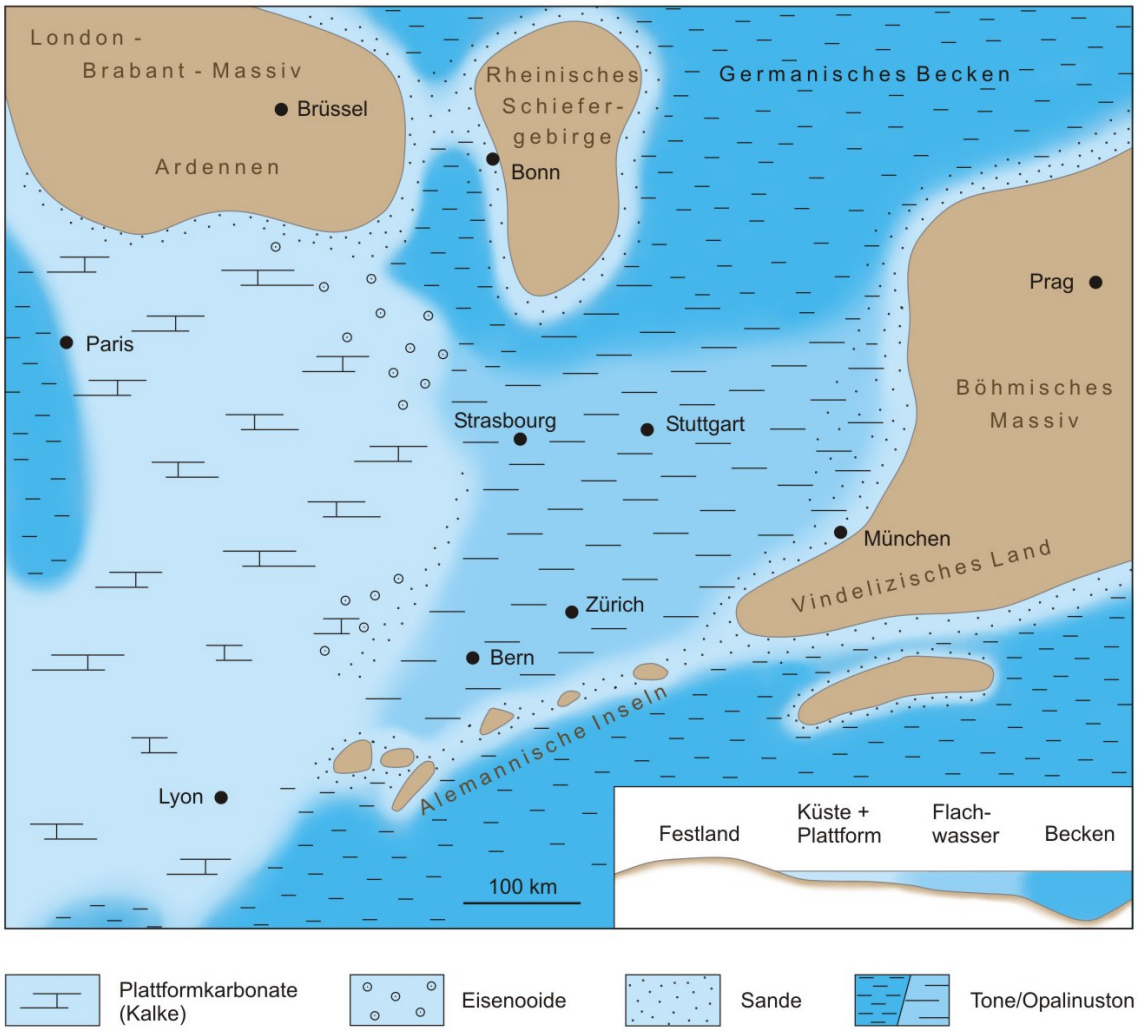


Fig. 3.2-3: Paläogeographische Situation zu Beginn der Ablagerung des Opalinustons.
Nach Allia (1996).

Opalinuston (Wirtgestein): Als älteste Formation des Doggers entspricht der Opalinuston definitionsgemäss der Zone des *Leioceras opalinum* resp. dem frühen Aalenian und umfasst damit einen Zeitabschnitt von knapp 1 Ma. Obwohl die Zonengrenze noch innerhalb der Jurensis-Mergel liegt, ist seine lithologische Untergrenze mit dem Dach der Jurensis-Mergel im gesamten Untersuchungsgebiet klar definiert. Die Obergrenze der Opalinuston-Fazies scheint jedoch heterochron zu verlaufen: Im keltischen Faziesbereich ist sie durch die Basis der kalkreichen Murchisonae-Schichten sowohl litho- wie biostratigraphisch klar definierbar. Östlich der Bohrung Weiach und im Klettgau–Randen–Wutach-Gebiet fehlen die Murchisonae-Schichten in ihrer typischen Ausbildung und die Opalinuston-Fazies reicht bis in stratigraphisch jüngere Schichten. In den Erdölbohrungen im Bodenseegebiet kann die Basis des sandigen Dogger β als Obergrenze der Opalinuston-Formation betrachtet werden (Burkhalter et al. 1997), im Wutach–Randen-Gebiet ist sie durch die sog. Wasserfall-Schichten, eine Sandsteinzone im Grenzbereich Dogger α / Dogger β oder noch höher definiert (Hofmann et al. 2000).

Der Opalinuston besteht aus einer relativ monotonen Folge dunkelgrauer, z.T. kalkiger, glimmerreicher, siltiger Tonsteine. Darin eingeschaltet liegen bis 20 cm mächtige, kalkig zementierte Feinsandstein- bzw. Siltsteinlagen, -linsen und -laminae sowie sandige Mergelhorizonte,

biodetritische Kalkbänke, knollige Hartgründe, Pyrit-, Siderit- und Kalkkonkretionen und einzelne Ammoniten. Auf Grund der vertikalen Unterschiede können die Opalinuston-Abfolgen in den verschiedenen Bohrungen gegliedert werden.

Im Folgenden wird vor allem der Opalinuston der Bohrung Benken mit demjenigen von Weiach verglichen (Figur 3.2-4). Die mineralogische Zusammensetzung zeigt in beiden Profilen gegen oben eine deutliche Zunahme des Karbonat- und Quarzgehalts. In den absoluten Karbonat- und Sandgehalten hingegen unterscheiden sich die beiden Profile deutlich: Vor allem in der unteren Hälfte ist die Abfolge von Weiach deutlich quarz- und karbonatärmer. Bemerkenswert ist die Übereinstimmung in der Profilentwicklung mit dem ca. 120 km entfernten Opalinuston des Mont Terri. Dabei ist dessen untere Hälfte nochmals quarzärmer.

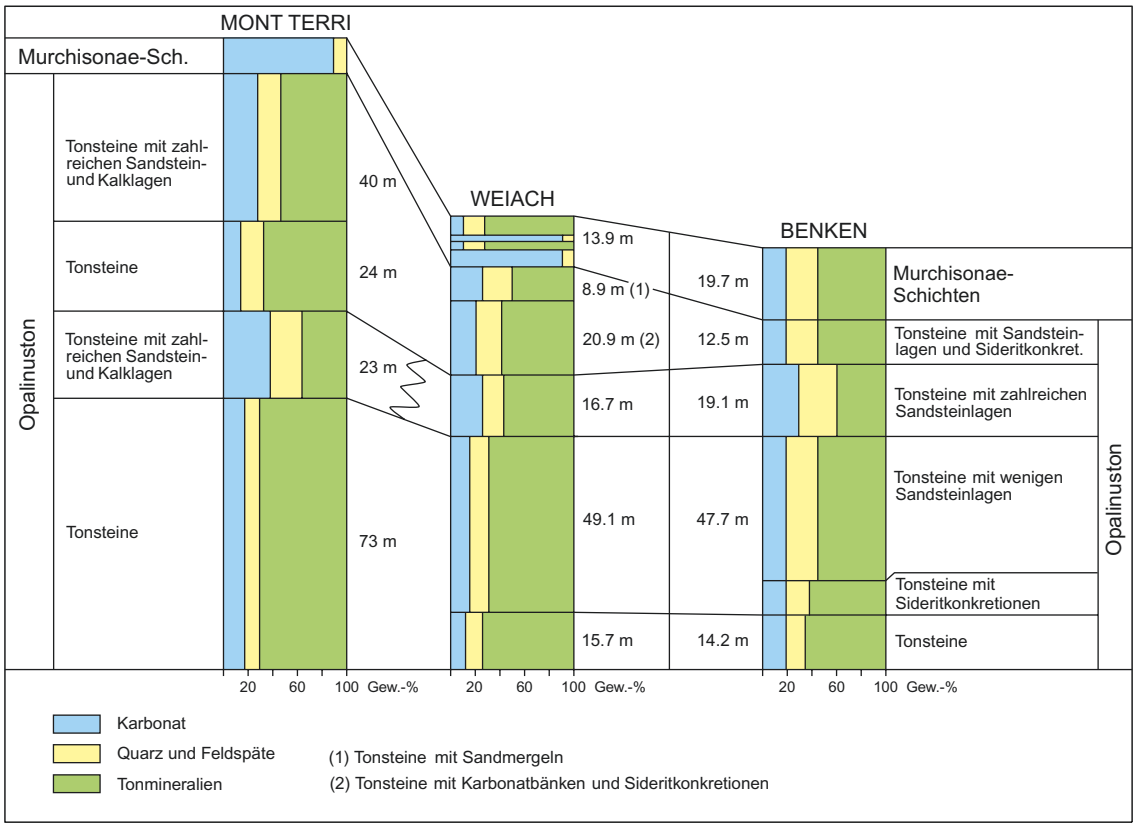


Fig. 3.2-4: Gliederung und Korrelation des Opalinustons von Weiach, Benken und Mont Terri aufgrund der Lithologie und der mineralogischen Zusammensetzung.

Der Opalinuston der Bohrung Benken kann von oben nach unten wie folgt lithologisch gegliedert werden:

- Tonsteine mit Sandsteinlagen und Sideritkonkretionen (12.5 m)
- Tonsteine mit zahlreichen Sandsteinlagen (19 m)
- Tonsteine mit wenigen Sandsteinlagen und z.T. Sideritkonkretionen (40 m)
- Tonsteine mit Sideritkonkretionen (8 m)
- Tonsteine (14 m)

Die drei unteren Einheiten bestehen aus feingeschichteten, dunkelgrauen, glimmerführenden, leicht kalkigen und siltigen Tonsteinen. Ihre Mächtigkeit beträgt rund 60 m und umfasst somit mehr als die Hälfte der Gesamtmächtigkeit. Die monotone Folge enthält einzelne, bis 5 mm dünne kalkig zementierte Silt- bis Feinsandsteinlaminae und -lagen. Meist sind sie jedoch vollständig verwühlt. Zudem sind gelblich-bräunliche Sideritkonkretionen ausgebildet, die entweder bis 5 m grosse, klar begrenzte Knollen bilden oder sich diffus kaum vom umgebenden Tonstein abheben. Pyrit ist in Form von kleinen, bis wenige mm-grossen Aggregaten allgegenwärtig. Der unterste Teil führt ferner kleine Müschelchen (*Bositra sp*.) und einige Steinkerne von *Leioceras opalinum*.

Oberhalb dieser sandsteinarmen Opalinustone folgt die rund 20 m mächtige Einheit "Tonsteine mit zahlreichen Sandsteinlagen". Die dunkelgrauen, glimmerführenden, kalkigen und sandigen Tonsteine führen zahllose, bis 3 cm mächtige, kalkig zementierte Sandsteinlagen und -linsen. Sie weisen z.T. eine erosive Basis, Gradierung und Laminierung sowie auch Rippelgefüge auf. Viele der ursprünglichen Lagen und Laminae sind infolge Bioturbation in kleine Linsen und Knoten aufgeteilt. Die meisten Sandsteine sind feinkörnig, mit detritischen Quarzen bis 100 µm, andere führen Körner bis 250 µm. Mit dem Quarz zusammen kommen stets auch biogene Komponenten, v.a. Bruchstücke von Muscheln vor. Pyrit bildet in den Sandsteinlagen bis 5 cm grosse Konkretionen. Die Sandsteinlagen treten innerhalb der Abfolge willkürlich auf, manchmal gehäuft in bis 20 cm mächtigen Intervallen.

Diese vier resp. drei[8] untersten Abschnitte des Opalinustons mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 80 m sind zwischen den Bohrprofilen von Benken und Weiach gut korrelierbar (Fig. 3.2-4). Im obersten Teil ist eine unterschiedliche Entwicklung erkennbar.

Die oberste Einheit weist in der Bohrung Benken im Grundsediment der dunkelgrauen, glimmerführenden, kalkigen und siltigen Tonsteine einzelne dünne, hellgraue Silt- bis Feinsandsteinlagen, -linsen und -laminae sowie bräunliche sideritische Linsen auf. Die meisten detritischen Lagen sind nur 0.1–3 mm dünne Laminae, wobei oft mehrere mit wenigen Abständen übereinander folgen. Die bräunlichen, flachen linsenförmigen Siderit–Calcit-Konkretionen weisen diffuse Grenzen zum umgebenden Tonstein auf und erreichen Mächtigkeiten von bis zu 2 cm. Die Sandsteine sind generell eisencalcitisch zementiert und führen zudem oft Pyrit, der sowohl die detritischen Quarzkörner als auch die Matrix verdrängt. In Weiach sind hingegen deutliche, ca. 10 m mächtige *shallowing-upward*-Sequenzen entwickelt, die nach oben zunehmend mächtigere Sandsteinlagen und als Abschluss jeweils eine knollige Hartgrund-Kalkbank aufweisen.

Paläogeographische Situation: Der Opalinuston wurde im flachen, seit dem Lias bestehenden Epikontinentalmeer abgelagert (Ziegler 1990), das sich zwischen der Vindelizischen Landmasse, den Alemannischen Inseln im Bereich des heutigen Aar–Gotthard-Massivs und einer mächtigen Karbonatplattform im Westen ausbreitete (Fig. 3.2-3).

Durch detritische Zufuhr von Süden und Osten wurden hier in der kurzen Zeit von knapp einer Million Jahren (Opalinum-Biozone) ca. 100 m tonreiche Sedimente abgelagert, was durch eine entsprechend rasche Subsidenz des Untergrunds ermöglicht wurde. Das Flachmeer mit einer maximalen Wassertiefe von wenigen Dekametern war in kleinere Teilbecken und Schwellen gegliedert, durch deren Anordnung die Zufuhr von detritischem Material kanalisiert wurde. Dadurch konnten die landferneren Bereiche des Opalinuston-Meers offenbar nur schlecht mit grobem Material beliefert werden, was z.B. den stark unterschiedlichen Quarzgehalt der Bohrprofile von Benken und Weiach erklären könnte. Der insgesamt nach oben zunehmende Quarzgehalt zeigt, dass die Verfrachtung von grobem Material ins Beckeninnere gegen Ende des Aalenian zunahm. Dies wurde nach Burkhalter et al. (1997) wesentlich durch Meeresspiegelschwankungen gesteuert.

Die Gesamtmächtigkeit des Opalinustons beträgt etwa 100–120 m, kann lokal aber variieren. Diese kleinräumigen Unterschiede können gemäss Allia (1996) und Wetzel & Allia (2000) als Ausdruck endogener Bewegungen im Sockel gedeutet werden, wobei die Maxima v.a. im Bereich der Nordschweizer Permokarbon-Vorkommen liegen. Birkhäuser et al. (2001) konnten im 3D-Seismik-Messgebiet ebenfalls lokale Mächtigkeitsschwankungen des Opalinustons im Bereich von Strukturzonen beobachten, was auf synsedimentäre Bewegungen hinweist. Die Mächtigkeitsangaben aus älteren Bohrungen, deren Abfolgen nicht genauer untersucht wurden,

[8] In der Bohrung Weiach sind die zweit- und drittuntersten Abschnitte zusammengefasst.

sind aber wegen der lithologisch unterschiedlichen Ausbildung der Murchisonae-Schichten, die ebenfalls in tonreicher Fazies vorliegen können, mit Vorsicht zu interpretieren.

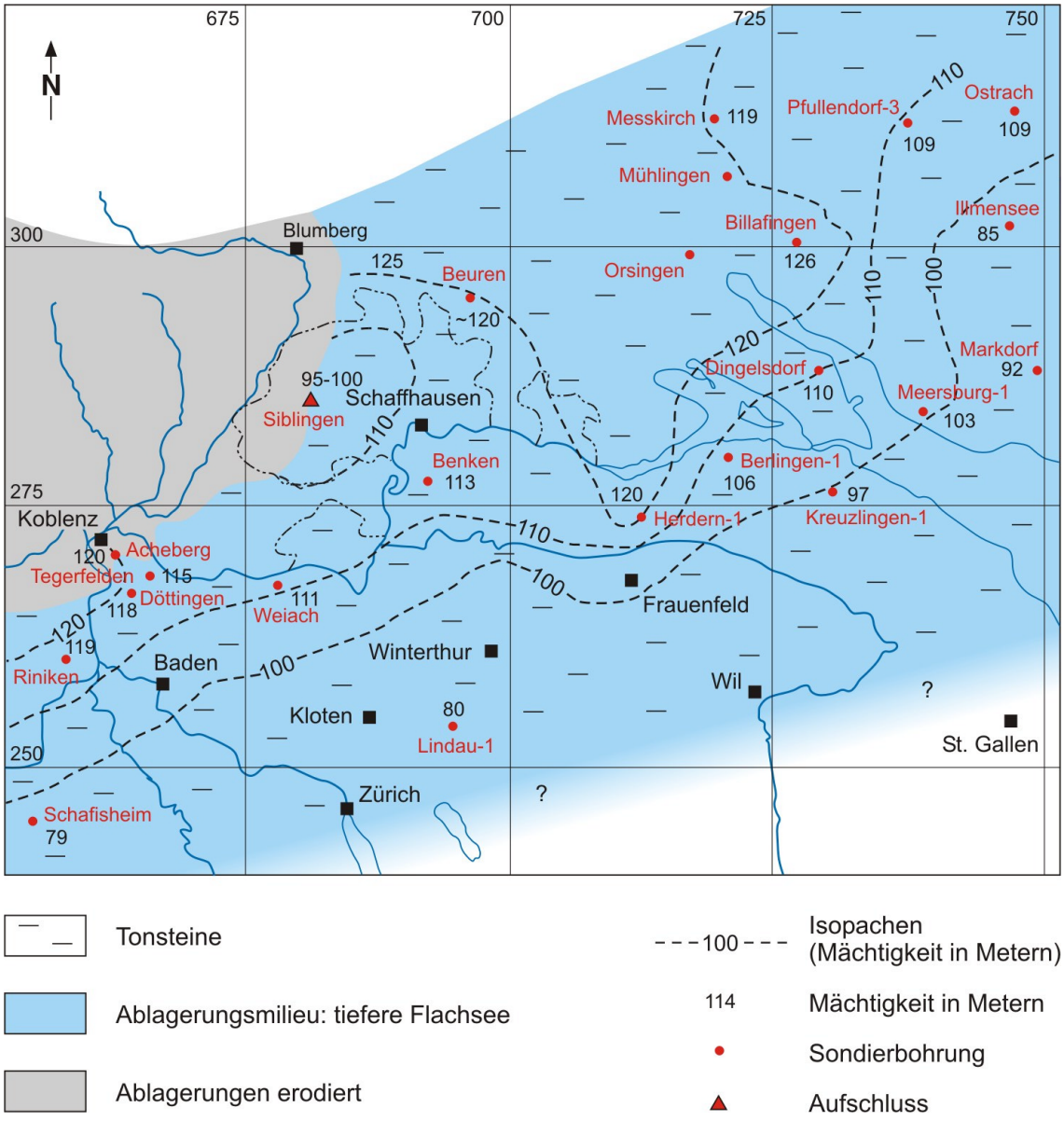


Fig. 3.2-5: Paläogeographie und Isopachen: Opalinuston sowie Murchisonae-Schichten in toniger Fazies.

Murchisonae-Schichten (Wirtgestein, sofern in Opalinuston-Fazies): Die Murchisonae-(Concava)-Schichten des Tafeljuras entsprechen lithostratigraphisch etwa dem schwäbischen (braunen) Dogger β; sie sind durch die entsprechenden Ammonitenzonen biostratigraphisch definiert und umfassen die Zeit des mittleren und jüngeren Aalenian. Sie unterliegen ausgeprägten regionalen bis lokalen Lithologie- und Fazieswechseln und können deshalb nur dort genau abgegrenzt werden, wo dies durch entsprechende Fossilien belegt ist.

In der Region Benken–Randen–Wutachtal (Beil. 3.2-5) bestehen sie aus dunkelgrauen, kalkigen, siltigen bis feinsandigen Tonsteinen mit wenigen, kalkig zementierten Feinsandsteinlagen, d.h. sie sind in der Fazies des obersten Opalinustons ausgebildet. Sie enthalten oben und unten je einen knolligen, kalkigen Hartgrund. Der obere entspricht dem Oberbeta-Oolith, einem Leithorizont des Randen–Wutach-Gebiets, wo der Dogger β in ähnlich tonreicher Ausbildung vorliegt (Hofmann et al. 2000). Bis zur mittleren Schwäbischen Alb steigt seine Mächtigkeit bis auf 65 m an, wobei zunehmend sandreiche Lithologien dominieren (Zopfplatten, Donzdorfer Sandsteine; s. Geyer & Gwinner 1991).

In der Bohrung Weiach hingegen bestehen die Murchisonae-Schichten aus Spatkalkbänken, eisenoolithischen bzw. limonitischen Lagen sowie feinsandigen Tonsteinen, welche lithologisch mit den karbonatreichen Murchisonae-Schichten des Schweizer Juras verglichen werden können. Diese wurden von Burkhalter (1996) neu beschrieben und als unteren Teil der Passwang-Alloformation definiert. Als bestimmendes Element für die regionale Korrelation wurden durch eustatische Meeresspiegelschwankungen bewirkte Sequenzen identifiziert.

Im Dogger β des Bodenseegebiets dominieren flaserige, tonige Sand- und Siltsteine, die in den Bohrungen Berlingen-1 und Kreuzlingen-1 durch mehrere eisenoolithische Aufarbeitungs- resp. Omissionshorizonte gegliedert werden können. Diese wurden von Burkhalter et al. (1997) ebenfalls als Sequenz-Grenzen erkannt, womit sich eine Möglichkeit zur Korrelation der sandreichen Ost-Fazies mit der karbonatreichen Ausbildung des Juras ergab.

Auf dem biostratigraphischen Niveau der Murchisonae-Schichten sind also regional drei Faziesbereiche zu unterscheiden: Eine kalkreiche Fazies im Westen, eine sandreiche Fazies im Osten (Bodenseegebiet) und eine tonreiche Fazies im Gebiet Benken–Randen–Wutachtal.

Sowerbyi-Sauzei-Schichten resp. Wedelsandstein-Formation: Die Sowerbyi-Sauzei-Schichten, welche von Bläsi (1987) für die Nagra-Bohrungen der Nordostschweiz und den Schweizer Tafeljura beschrieben wurden, entsprechen dem Dogger γ (frühes Bajocian) der schwäbischen Fazies. Dabei handelt es sich um eine vorwiegend sandig-mergelige Einheit mit eingeschalteten Kalksandsteinen. Eine Dreiteilung des Dogger γ in den liegenden Sowerbyi-Oolith, die Wedelsandstein-Formation (oder die Wedelschichten) und die hangenden Blaukalke, wie sie für die mittlere und westliche Alb typisch ist (Geyer & Gwinner 1991), kann im Wutach–Randen–Gebiet noch erkannt werden (Hahn 1971, Hofmann et al. 2000), ist aber in der Bohrung Benken nicht mehr nachvollziehbar.

In der Bohrung Benken liegen über einem 16 cm dünnen Sowerbyi-Oolith ca. 12 m sandige Mergel und mergelige, biodetritusführende Sandsteine. Darüber folgen ca. 18 m flaserige, siltige bis feinsandige Tonmergel, in welche helle, 30–80 cm mächtige Kalksandsteine und sandige Kalkbänke eingeschaltet sind. Die ganze Abfolge ist reich an biogenem Detritus und den wedelförmigen Wühlgefügen von *Zoophycos sp.*; eine obere Abteilung in Form von Blaukalken (= Dogger γ) fehlt.

In der Bohrung Weiach sind die zeitäquivalenten Schichten des Dogger γ als nur 1.5 m mächtiger, fossilreicher Tonstein ausgebildet, und in Herdern-1 erscheinen sie in Form von ca. 9 m mächtigen sandführenden Tonsteinen.

Die mächtige und stark sandige Ausbildung der Wedelsandstein-Formation von Benken dürfte sich aufgrund der seismischen Modellierung bis an die West- und Nordgrenze des 3D-Seismikgebiets erstrecken. Gegen Süden und noch vermehrt gegen Osten könnte die Mächtigkeit und/oder der Sand- und Kalkgehalt abnehmen. Dies bedeutet, dass der Wechsel zu den geringmächtigeren Sowerbyi-Sauzei-Schichten von Weiach wohl ausserhalb, hingegen der Wechsel zum tonreicheren und geringmächtigeren Dogger γ von Herdern-1 noch innerhalb des 3D-Seismik-Messgebiets stattfinden könnte (Birkhäuser et al. 2001).

Humphriesi-, Blagdeni- und Subfurcaten-Schichten: Diese Einheiten entsprechen dem unteren Dogger δ des Schwäbischen Juras. Sie bilden ein geringmächtiges, kondensiertes Schichtpaket aus z.T. fossilreichen eisenoolithischen Kalk- und Tonsteinen. In der Bohrung Benken bestehen die Humphriesi-Schichten aus mehreren dünnen, biodetritusreichen Kalkbänken, von denen zwei als typische Hartgründe ausgebildet sind mit Zwischenlagen von z.T. sandigen, biodetritischen Mergeln. Die Mergel enthalten bis zu 20 %, die Kalke jedoch nur 1–5 % feinkörnigen Quarzsand. Die Blagdeni-Schichten sind siltige bis feinsandige Tonmergel und enthalten nur wenige, bis 25 cm mächtige Kalkmergelbänke. Die Subfurcaten-Schichten setzen sich aus z.T. muschelreichen, kalkigen und tonigen Eisenoolithen zusammen. Die ursprünglich chamositischen Eisenooide wurden während der Diagenese durch Limonit, Eisencalcit und -dolomit ersetzt. In Benken ist der Dogger δ mit ca. 12 m relativ mächtig, in Weiach aber mit lediglich 2.4 m stark kondensiert; an der oberen Wutach umfasst dieser Schichtstoss knapp 7 m.

Parkinsoni-, Württembergica- und Varians-Schichten: Diese Schichten bilden eine ca. 40 m mächtige Tonsteinserie mit lokal nur geringfügigen Mächtigkeitsschwankungen (Beil. 3.2-5). Die Württembergica-Schichten führen im Westen Spatkalkbänke als Ausläufer der westlich anschliessenden keltischen Plattformfazies. In der Region Benken bestehen die Parkinsoni-Württembergica-Schichten aus siltigen bis feinsandigen Tonmergeln, mit einzelnen, 10 bis 20 cm mächtigen, flaserigen Kalkmergellagen; sie enthalten feinkörnigen Biodetritus, wenige Sideritkonkretionen

und Pyrit. Im untersten Abschnitt sind geringmächtige eisenooidführende Ton- und Kalkmergellagen ausgebildet. Die Varians-Schichten setzen sich aus hell- bis dunkelgrauen, biodetritusreichen, siltigen und feinsandigen Ton- und Kalkmergeln zusammen.

Macrocephalus-Oolith und Anceps-Athleta-Schichten: Die geringmächtigen Schichten des Callovians sind von der Schwäbischen Alb bis zum Aargauer Jura ca. 40 m als eisenoolithische Kondensationshorizonte entwickelt. Im Aargauer Jura, beispielsweise in Herznach, bilden sie abbauwürdige Eisenflöze (Jeannet 1951, Fehlmann & Rickenbach 1962). Im Gebiet Weiach bis Wutach setzte die Eisenooidbildung bereits während der Aspidoides-Zone des obersten Bathonian ein (Hahn 1971). Der Macrocephalus-Oolith besteht aus rostroten, kalkigen Eisenoolith-Schichten, die mit eisenoolithischen Tonsteinen und Kalken wechsellagern. Er führt Austern, Muscheln, Brachiopoden, Belemniten, Ammoniten, sowie zuunterst Quarzsilt. Die Anceps-Athleta-Schichten sind eisenooidführende Kalkschichten mit dünnen Tonmergellagen.

Paläogeographische Situation: Der Dogger besteht einerseits aus mächtigeren Tonsteinen und Mergeln, die eine relativ grosse Ausdehnung besitzen und andererseits aus Eisenoolithen, Karbonatbänken, Hartgründen und Sandsteinen, die z.T. lokal ausgebildet, z.T. auch im gesamten Gebiet zu finden sind. Generell gilt für die Dogger-Schichtreihe, dass sie in regressiven Zyklen (Bayer et al. 1985, McGhee & Bayer 1985) bzw. *shallowing-upward*-Sequenzen (Burkhalter 1996) organisiert ist. Diese beginnen mit Tonsteinen (unten), gehen in sandige und/oder bioklastische Mergel und Kalke über und enden häufig mit einer eisenoolithischen Dachbank. Die Sequenzen wurden wahrscheinlich von eustatischen Meeresspiegelschwankungen verursacht, die im gesamten Ablagerungsraum gleichförmig, d.h. zeitgleich verliefen. Dennoch führten sie während des späten Aalenian und des frühen Bajocian (Dogger β und γ) zu regional auffallend unterschiedlichen Ablagerungen und Mächtigkeiten.

So entstanden während des späten Aalenian (Dogger β) in Weiach die eisenoolithischen Murchisonae-Schichten, in Benken die Ablagerungen in Opalinuston-Fazies und im Bodenseegebiet Sandsteine mit eisenoolithischen Aufarbeitungshorizonten. Der Dogger γ ist in Weiach als sehr geringmächtiger, kondensierter Horizont, in Benken aber als 32 m und im Raum Herdern–Berlingen immerhin noch 15 m mächtige Wedelsandstein-Formation entwickelt (Fig. 3.2-6). Solche Unterschiede können durch differenzielle Subsidenz der Teilgebiete erklärt werden, was wiederum auf eine gewisse tektonische Aktivität im überregionalen Rahmen hinweist. Wetzel & Allia (2000) erwägen deshalb eine tektonisch bedingte Entstehung der zahlreichen Omissions- resp. Kondensationshorizonte in den Ablagerungen des späten Aalenian und frühen Bajocian: Durch Schollenrotation von Sockelsegmenten entstanden Hochzonen und dazwischenliegende Becken, wo zeitgleich entsprechend Erosions- resp. Akkumulationsbedingungen vorherrschten.

Die Rekonstruktion der regionalen Faziesverhältnisse zeigt, dass während dieser Zeit wieder vermehrt detritisches Material von den Landmassen im Süden und Osten ins Schwäbische Meer geliefert und dort in Form von Sandbarren über grosse Distanzen verfrachtet wurde. Durch Sturmereignisse wie auch Meeresspiegelschwankungen (isostatische wie eustatische) wurden diese Sande selektiv bis in distale Beckenbereiche transportiert. Die kleinräumig wechselhaften Lithologien können also durch verschiedene, sowohl sedimentäre wie auch tektonische Mechanismen erklärt werden, womit eine Korrelation oder Extrapolation über grössere Distanzen stark erschwert wird. Zudem zeigen die Untersuchungen von Burkhalter et al. (1997), dass in den Dogger β–γ-Profilen der zentralen und östlichen Nordschweiz mit teilweise immensen Schichtlücken zu rechnen ist.

Die Ablagerungen des jüngeren Doggers zeigen wieder wesentlich grossräumiger korrelierbare Verhältnisse innerhalb des schwäbischen Raums, deren Fazies nach Burkhalter (1996) weiterhin von Meeresspiegelschwankungen bestimmt ist.

Trotz der zahlreichen Meereshochstände blieb die Meerestiefe aber während des ganzen Doggers gering. Sie variierte von den Murchisonae-Schichten bis zum Anceps-Oolith zwischen

15 und 30 m (Allia 1996). Während die Zeit des Opalinustons mit ca. einer Million Jahren relativ kurz war, dauerte die Ablagerung der jüngeren Doggersedimente bis zum Beginn des Malms ca. 20 Ma. Dabei herrschten wieder stark verminderte Akkumulationsraten vor, wodurch eine deutlich verzögerte Subsidenz im gesamten Gebiet angezeigt wird (Fig. 3.3-6). Insgesamt ergibt sich wieder das Bild einer von Süden nach Norden und von Osten nach Westen generell zunehmenden Subsidenz, wie das z.B. auch während der frühen Trias der Fall war.

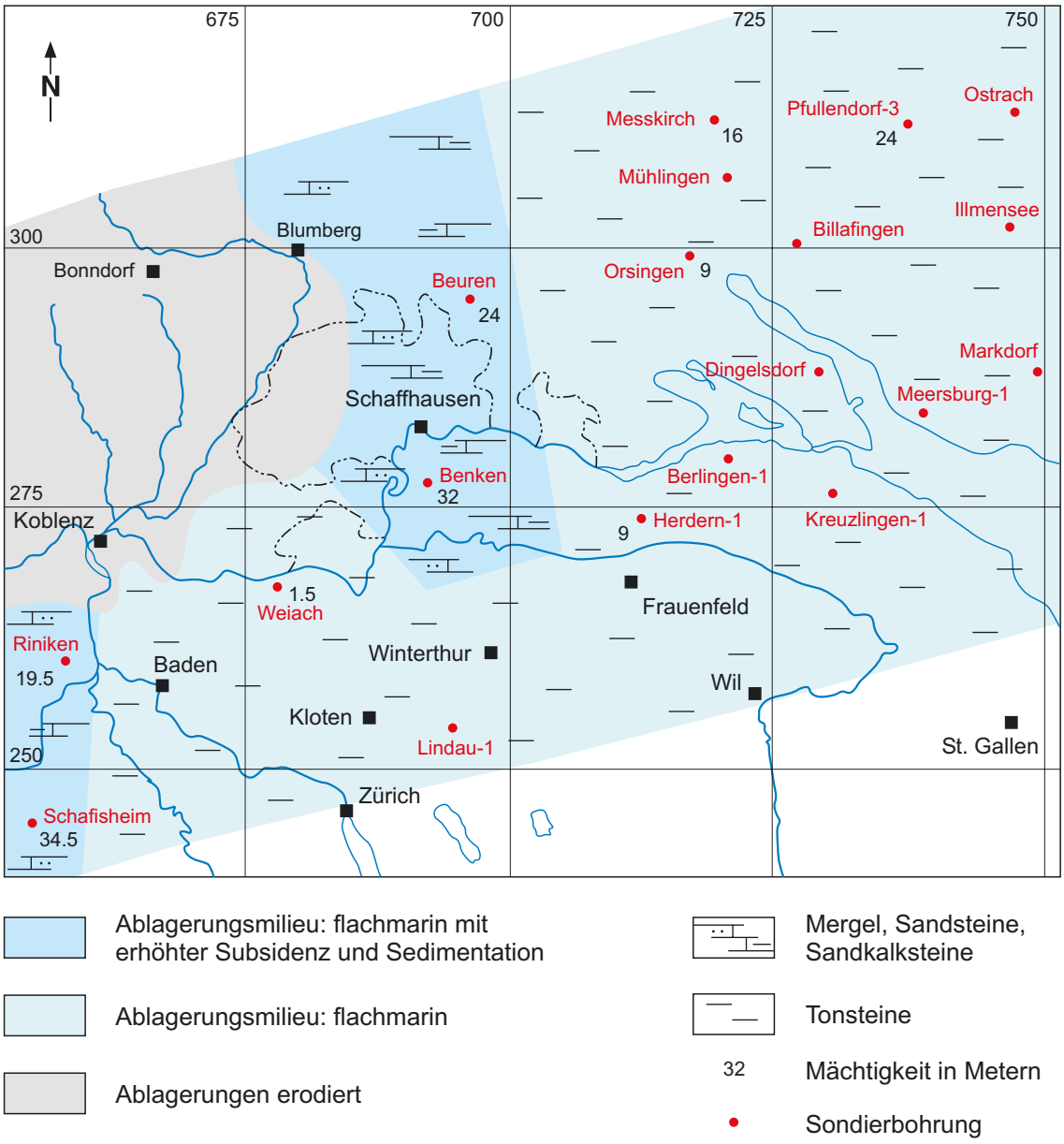


Fig. 3.2-6: Paläogeographie: Wedelsandstein-Formation/Dogger γ/Sowerbyi-Sauzei-Schichten.

Malm (Später Jura)

Der Malm ist generell die Einheit der hellen Jurakalk-Formationen. Eine Korrelation der Nordostschweizer Malmprofile zeigt von Westen nach Osten bedeutende laterale Mächtigkeits- und Fazieswechsel (Büchi et al. 1965, Gygi & Persoz 1986). Während des späten Juras verlagert sich das Mächtigkeitsmaximum, indem die Schichten des frühen Malms (Oxfordian) von der unteren Aare (> 250 m) bis zu den Tiefbohrungen am Bodensee (> 60 m) sehr geringmächtig werden, die Plattformkarbonate des späten Malms (Kimmeridgian und Tithonian) aber in gleicher Richtung von 0 m (prämolassische Erosion?) auf > 300 m zunehmen (Beil. 3.2-5). Die Gesamtmächtigkeit des Malms schwankt zwischen ca. 250 m (Benken) und ca. 370 m (Berlingen-1). Der untere tonreiche Teil des Malm wird noch den oberen Rahmengesteinen zugerechnet, die darüberliegende kalkreiche Abfolge bildet den regionalen Malm-Aquifer (Kap. 2.4 und 3.6.6).

Die stratigraphische Nomenklatur für den Malm im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland und dessen Korrelation mit den Einheiten des schwäbischen weissen Juras, orientiert sich an der Beschreibung des Profils von Weiach sowie neuesten Publikationen über die Schichtreihe des Randen (Hofmann et al. 2000). Von unten nach oben wurden folgende Einheiten definiert (Beil. 3.2-4):

Glaukonit-Sandmergel (Malm α1): Ca. 1 m mächtige Einheit aus Tonmergeln, die bis zu 20 % mittelkörnigen Glaukonit, wenig Quarzsilt, Belemniten und Ammoniten führen. Diese basale Schicht des Oxfordian tritt auch in Weiach auf und wird nach Westen mit der ebenso geringmächtigen eisenoolithischen Schellenbrücke-Schicht korreliert. Die jüngeren Birmenstorfer Schichten scheinen in Benken zu fehlen (Gygi & Persoz 1986, Hofmann et al. 2000).

Effinger Schichten (Malm α1): Diese v.a. im Solothurner und Aagrauer Jura mächtig entwickelte, tonreiche Beckenfazies des Oxfordian wird nach Osten immer geringmächtiger und ist in der Bohrung Benken nur noch 14 m dick und deutlich kalkreicher als weiter im Westen. Im Randen sind die Effinger Schichten ebenfalls relativ kalkig ausgebildet und werden als Impressa-Mergel bezeichnet. In den noch 86 m mächtigen Effinger Schichten der Sondierbohrung Weiach wechseln 10–15 m mächtige kalkreiche mit tonreicheren Intervallen ab. Letztere bestehen aus Tonmergeln mit einzelnen Sandsteinlagen, die kalkigeren Abschnitte enthalten zusätzlich Kalkmergel und Kalkbänke. Die Effinger Schichten werden als oberster Teil der oberen Rahmengesteine betrachtet.

Hornbuck-Schichten (Malm α2 unten) und Wohlgeschichtete Kalke (Malm β oben): Diese beiden Einheiten des jüngeren Oxfordian bilden eine geschichtete Folge von mikritischen Kalken mit tonigen Schichtfugen und mergeligen Zwischenlagen. Die *Hornbuck-Schichten* sind generell knollig enwickelt, was einerseits auf Verwühlung, andererseits auch auf Schwammkalken mit knolligen Hartgründen beruht; letztere weisen z.T. schwarze, phosphoritische Krusten auf. In den *Wohlgeschichteten Kalken* wechseln plattige Abschnitte aus 2–20 cm mächtigen Kalkschichten und 1–5 cm dünnen Tonzwischenlagen mit grobgebankten Abschnitten (Albert & Bläsi 2001).

Mittlere Malmmergel bzw. Schwarzbach-Schichten (Malm γ): Die mergelreichen Schichten des basalen Kimmeridgian bilden einen wichtigen, auch seismisch gut kartierbaren Korrelationshorizont innerhalb der gebankten Kalke des weissen Juras. In der Bohrung Benken und im Randengebiet bestehen sie aus dunkelgrauen, z.T. glaukonitführenden Mergeln und tonigen Kalkbänken, die fein verteilten Pyrit führen.

Quaderkalk und Massenkalk (Malm δ und ε): Der Quaderkalk stellt im Schaffhauser Jura eine gut gebankte Schichtserie von dichten mikritischen und fossilreichen Kalken dar. Lateral wird der Quaderkalk vom Massenkalk, einem massigen ungeschichteten Kalk in Schwammfazies abgelöst. Mit dieser Verzahnung von plattigen Mikriten und Massenkalken ist im gesamten Untersuchungsgebiet zu rechnen. Dabei wechselt der Anteil der Massenkalk-Fazies von Ort zu Ort. Dieser Anteil ist insofern wichtig, weil er wahrscheinlich für das Ausmass der Verkarstung des Massen-/Quaderkalks verantwortlich ist.

Der Massenkalk von Weiach besteht aus biodetritusführenden Mikriten und zuckerkörnigen Kalken. Letztere stellen diagenetisch stark veränderte ehemalige Schwammkalke dar, die zuerst dolomitisiert und später wieder calcitisiert wurden. Sie sind im Randen teilweise noch dolomitisch (Hofmann et al. 2000), treten in verschiedenen Niveaus auf und sind allgemein bedeutend stärker verkarstet als die biodetritusführenden Mikrite. In Benken konnten nur wenige zuckerkörnige Kalke gefunden werden.

Plattenkalke: Über dem Quaderkalk/Massenkalk folgen im Raum Benken bis zum Randen plattige und mikritische Kalkschichten des Plattenkalks (Beil. 3.2-4). Die jüngsten Schichten des Randens, die sog. Zementmergel (Hofmann et al. 2000) fehlen im Profil der Bohrung Benken.

Paläogeographische Situation: Während des Malms erstreckte sich ein flaches Epikontinentalmeer über den schwäbischen Faziesraum, dem auch die Region des Zürcher Weinlands angehörte. Das nächstgelegene Festland war das Belgisch-rheinisch-böhmische Land im Norden. In südlicher Richtung ging das Schelfmeer in den offenen Ozean der Tethys über (Geyer & Gwinner 1991). Die Malm-Formationen weisen beachtliche laterale Ausdehnungen auf und sind damit das Resultat andauernd stabiler Sedimentationsverhältnisse.

Über grössere Distanzen machen sich aber doch Mächtigkeitsschwankungen bemerkbar. So zeichnet sich in der primär sehr geringen Mächtigkeit des Oxfordian der Nordostschweiz, insbesondere bei Benken, eine regionale Hochzone, resp. eine Zone mit stark verzögerter Subsidenz ab. Nach Südosten geht die Schwäbische Schwamm- und Korallenkalk-Fazies in die helvetische Region des Quintnerkalks über.

3.2.4 Kreide und Alttertiär

In den Sedimentabfolgen des Nordostschweizer Deckgebirges klafft eine grosse Schichtlücke, welche etwa den Zeitraum zwischen Ende Malm und Mitte Eozän umfasst (ca. 144–45 Ma). Kreideablagerungen sind heute SW einer Linie Biel–Besançon und in den Alpen erhalten. Die Studie über die Beckenentwicklung (Kap. 3.3) lässt vermuten, dass auch in der Nordostschweiz über dem heute noch vorhandenen Malm rund 500 m Kreidesedimente abgelagert, aber noch vor der Transgression der ältesten Molasseablagerungen wieder erodiert wurden. Während dieser spätkretazisch(?)–alttertiären Erosions- und demnach auch Hebungsphase wurde offenbar auch ein Teil der obersten Malmablagerungen abgetragen, was sich in den stark unterschiedlichen Gesamtmächtigkeiten und der heterochronen Obergrenze des Nordschweizer Malms abzeichnet. Überreste dieser Malm–Kreide-Sedimente, wahrscheinlich vorwiegend Flachwasserkarbonate ohne wesentlichen Anteil an siliziklastischem Material, sind die besonders im Randengebiet verbreiteten Bolustone mit Bohnerz, welche als ton- und eisenreiche Verwitterungsresiduen in Karsttaschen und -spalten vorkommen und unter dem Begriff Siderolithikum zusammengefasst werden. Der regionale Grundwasserspiegel lag bis zu mehreren Dekametern unter der Geländeoberfläche, wodurch die tiefgründige Verkarstung ermöglicht wurde (Pasquier & Persoz 1977). Auf zahlreichen Seismiklinien am Nordrand des Molassebeckens ist die diskordante Auflagerung der Molasse über einer erosiven Malmoberfläche zu sehen.

Auch in der 3D-Seismik des Zürcher Weinlands ist dies gut zu sehen: Mit einer Detailstudie konnte Ringgenberg (2001) die von SE nach NW zunehmende prämolassische Erosion der Malmoberfläche verfolgen; auffallende Deformationen des Reflektors Top Malm, welche als Abbild von Dolinen und damit Hinweis auf eine fortgeschrittene Verkarstung interpretiert werden, wurden vor allem im Südosten des 3D-Seismik-Messgebiets, d.h. im Bereich der Permokarbon-Vorkommen beobachtet.

Siderolithische Bildungen des Eozäns sind in den Einheiten des Helvetikums, im Malm des Aarmassivs und im Autochthon des nördlichen Alpenvorlands weit verbreitet. Sie widerspiegeln damit den bedeutenden Rückzug des alpinen Meeres im frühen Tertiär. Diese Phase der Hebung und Erosion wird als Folge der alpinen Kollision und Krustenverkürzung interpretiert, wobei im Bereich einer Vorland-Hebungszone ("Vorlandschwelle", s. Fig. 3.2-1) bedeutende Erosion stattfand (z.B. Crampton & Allen 1995); Hebungen von bis zu 500 m sind allerdings durch diese Prozesse allein schwer zu erklären, weshalb zusätzliche Argumente gefunden werden mussten.

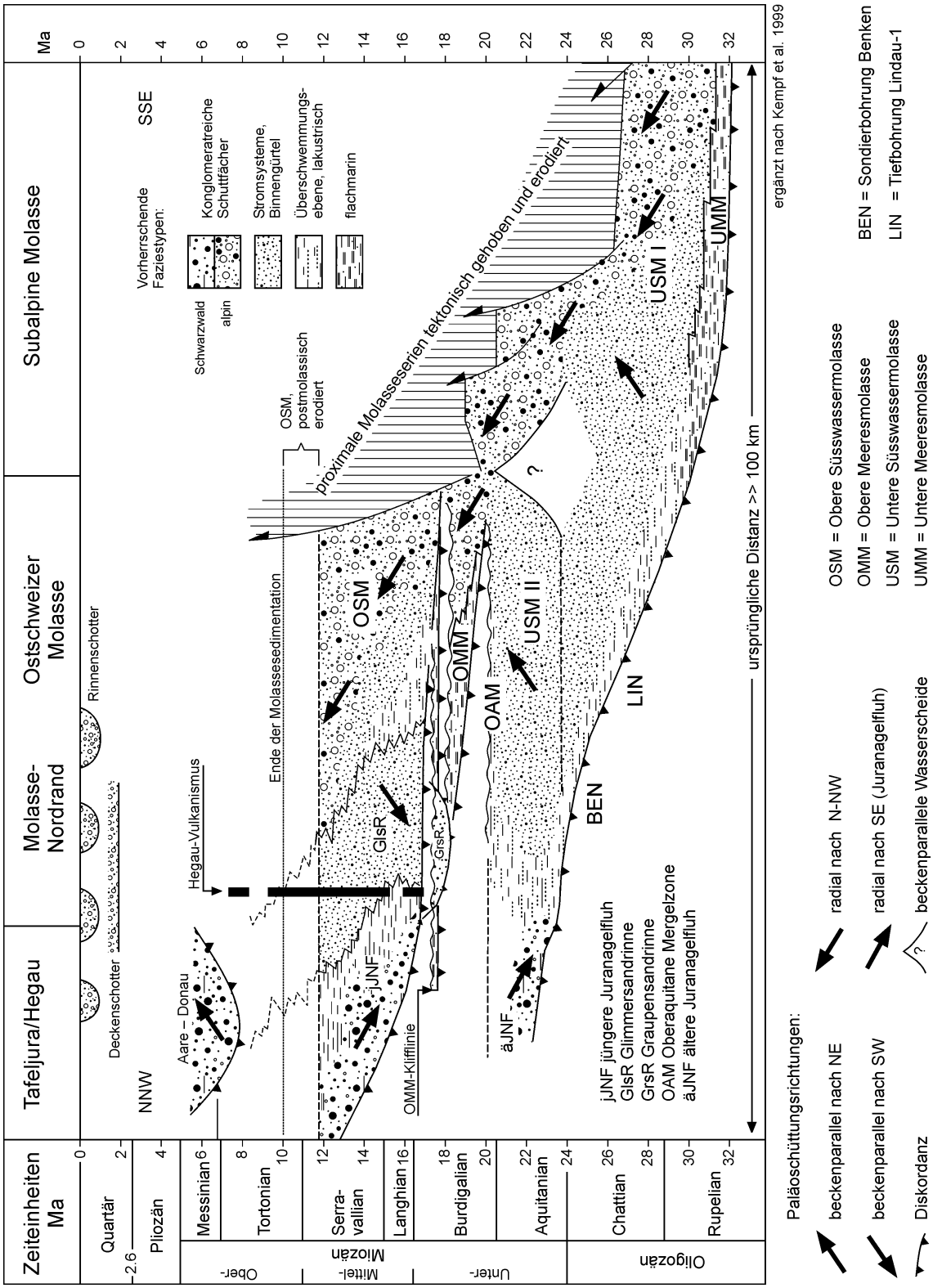


Fig. 3.2-7: Chronostratigraphischer Querschnitt durch das Ostschweizer Molassebecken.

Die jüngste USM zeigt in Form der weit verbreiteten "Oberaquitanen Mergelzone" (OAM) eine verminderte Detrituszufuhr und damit bedeutende Veränderungen im tektonischen Geschehen an.

3.2.5 Molasseablagerungen

Vom späten Eozän bis zum Ende des frühen Oligozäns (Priabonian–Latdorfian) transgredierte das alpine Meer wieder weit nach Norden und Westen (helvetische Flysche) und im Verlauf des mittleren Oligozäns (Rupelian) erfolgte der Übergang von der Flysch- zur Molassesedimentation. Lithologie, Fazies und Paläogeographie der Molasseablagerungen lassen vier Grosszyklen erkennen, die mit entsprechenden tektonischen Vorgängen der entstehenden Alpen korreliert werden können (Fig. 3.2-7, Kempf et al. 1999).

Untere Meeresmolasse (UMM)

Die Tiefseeablagerungen des Nordhelvetischen Flyschs (spätes Eozän–frühes Oligozän) werden überlagert von den flachmarinen bis littoralen Schichten der UMM. Die sich aus dem Meer erhebenden Gebirgsketten der entstehenden Alpen bewirkten eine zunehmende Lieferung von Erosionsmaterial, das sich in Form von mächtigen Deltas in der nordalpinen Vortiefe ablagerte. Entsprechend werden die Lithologien der UMM von tonreichen Sand- und Siltsteinen dominiert; untergeordnet kommen Konglomeratschüttungen vor (Diem 1986). Die Schichten der UMM wurden in den Tiefbohrungen der Nordostschweiz nicht angetroffen; es wird deshalb vermutet, dass der Nordrand des UMM-Meeres unter der Ostschweizer Molasse wesentlich weiter im Südosten lag (Büchi & Schlanke 1977, Berger 1996), während das UMM-Meer in der Zentral- und Westschweiz und v.a. im süddeutschen Raum östlich des Bodensees bedeutend weiter nach Norden reichte (Geyer & Gwinner 1991).

Untere Süsswassermolasse (USM)

Mit zunehmender Abbiegung der Vorlandkruste infolge Zusammenschubs im Alpenkörper schritt die basale Transgression der Molassesedimente bis ins früheste Miozän sukzessive von SE nach NW voran, wobei etwa ab Ende des frühen Oligozäns (Rupelian) terrestrische Verhältnisse herrschten (Fig. 3.2-7). Im Querschnitt zeigt der keilförmige Sedimentkörper der USM eine typische Faziesanordnung mit grobklastischen Schuttfächerserien im alpennahen (proximalen) Bereich (Paläoschüttungen radial) und siltig-sandigen Ablagerungen von Flüssen und Überschwemmungsebenen im alpenfernen (distalen) Bereich; diese mündeten in ein breites, nach Nordwesten fliessendes axiales Entwässerungssystem, das durch die fortschreitende Absenkung ebenfalls immer weiter nach NW verlagert wurde; jenseits dieses beckenparallelen Stromsystems kommen teilweise limnische Bildungen vor (Knollen- und Krustenkalke). Die jüngsten, von alpinem Material geprägten Schichten der Nordostschweizer USM findet man heute bis zu einer Linie Brugg–Schaffhausen–Hegau, an der sie sich teilweise mit konglomeratischen Schüttungen aus dem Schwarzwaldgebiet verzahnen (ältere Juranagelfluh). Zusammen mit sedimentpetrographischen Befunden, v.a. Schwermineralanalysen, ergibt sich für die Schweizer USM das paläogeographische Bild von mächtigen, generell nach NW bis N progradierenden Schuttfächerserien mit jeweils charakteristischem Sedimentspektrum und einem vorgelagerten, 10–20 km breiten, generell nach NE bis E entwässernden axialen Flusssystem (Füchtbauer 1958, Büchi & Schlanke 1977, Berger 1996).

Obere Meeresmolasse (OSM)

Das Burdigalian (spätes Frühmiozän) war zumindest in seinem externen Teil, der heutigen Mittelländischen Molasse, von marinen Sanden und bedeutenden Schichtlücken geprägt. Diese marinen Sequenzen der OMM werden nach NW deutlich geringmächtiger und fehlen am Aussenrand des Molassebeckens vollständig. Die Analyse der seismischen Fazies von USM und OMM unter dem Ostschweizer Molasseplateau (Meier 1994a,b) zeigt überdies deutliche Win-

keldiskordanzen zwischen Top USM und basaler OMM; letztere liegt zudem häufig in grobdetritischer Fazies vor (transgressives Basiskonglomerat). Zwischen Top USM und Basis OMM scheint hier eine grössere Schichtlücke vorzuliegen, die aber biostratigraphisch nicht genauer abgrenzbar ist (Berger 1996).

Erosionsdiskordanzen und ungewöhnliche Mächtigkeits- und Fazieswechsel über kleine Distanzen prägen auch die jüngeren OMM-Ablagerungen (Helvetian) am Aussenrand des Molassebeckens, die zwischen Aare–Limmat und dem Hegau aus zahlreichen Aufschlüssen und Bohrprofilen bekannt sind (Brandenberger 1925, von Braun 1953, Büchi & Hofmann 1960, Schreiner 1992). Allerdings liegt die Klifflinie, d.h. der Aussenrand des noch vom OMM-Meer erreichten Gebiets, bedeutend weiter nordwestlich als die heute noch erhaltenen externsten USM-Vorkommen. Entsprechende Ablagerungen sind aber nur örtlich als Erosionsrelikte von jeweils wenigen Metern Mächtigkeit erhalten und liegen direkt auf Malmkalken. Diese Befunde legen nahe, dass die relativ uniforme spätoligozän–frühmiozäne Subsidenzgeschichte der alpinen Vortiefe im späteren Frühmiozän durch Hebungen und kleinräumige Differenzialbewegungen zumindest im gut bekannten externen Teil unterbrochen wurde (Fig. 3.3-6).

Obere Süsswassermolasse (OSM)

Im spätesten Frühmiozän hatte sich das Meer weitgehend zurückgezogen und es bildete sich ein über den Hegau und Schaffhausen nach SW verlaufendes Flusssystem, das sich teilweise bis zu 100 m tief in die älteren Molasseablagerungen einerodierte und grobdetritisches Material aus dem Osten lieferte, die sogenannten Graupensande.

Ab Beginn des Mittelmiozäns herrschten im Ostschweizer Alpenvorland wieder durchgehend kontinentale Verhältnisse; es kam zu einer weiteren, ausgeprägten Subsidenzphase mit den terrestrischen Ablagerungen der OSM. Ähnlich wie während der USM bauten sich am Alpenrand grosse Schuttfächer auf, die nach N und NW in ein breites, jetzt nach SW fliessendes Stromsystem, die Glimmersandrinne mündeten (Hofmann 1960, 1969).

Die Nagelfluhen, Sandsteine und Mergel der Ostschweizer Molasse wurden im Bereich des Hörnli-Schuttfächers abgelagert, dessen Aussenrand sich etwa auf der Linie Konstanz–Frauenfeld–Winterthur–Zürich mit den Glimmersanden des axialen Stromtals verfingert. Am Beispiel des Hörnli-Schuttfächers kann die Faziesabfolge vom proximalen, konglomeratreichen Bereich über einen mittleren Teil mit stark wechselnden Konglomerat-, Sandstein- und Silt/Mergel-Assoziationen zum distalen Bereich mit dominierenden Überschwemmungsebenen anhand der Aufschlüsse in der Nordostschweiz im Detail nachgewiesen werden (Bürgisser 1980, Bolliger 1992).

In der Nordschweiz und im angrenzenden süddeutschen Molassenordrand, v.a. im Hegau, verzahnen sich die fluviatilen Glimmersande mit detritischen Schüttungen aus NW, dem heutigen Schwarzwald. Diese als jüngere Juranagelfluh bekannte Formation besteht aus einzelnen, konglomeratreichen Schuttfächern und dazwischenliegenden Stillwasserbereichen, wo vorwiegend ton- und karbonatreiche, lakustrische Feinsedimente, z.T. als Helicidenmergel bezeichnet, dominieren.

Das Alter der jüngsten Molasseschichten wird in der Nordostschweiz und im Hegau mit Hilfe biostratigraphischer Befunde auf ca. 12–13 Ma geschätzt (Bolliger 1998), was mit absoluten Altersbestimmungen an Tuff- und Vulkanitlagen des Hegaus korreliert. In früheren Arbeiten wurde deshalb das Ende der Molasseablagerungen etwa an die Wende vom mittleren zum späten Miozän gestellt. Die neuesten Resultate der Beckenanalyse (Kap. 3.3) scheinen die Vermutung zu bestätigen, dass über den höchsten heute in der Nordostschweiz erhaltenen OSM-

Schichten noch zusätzlich ca. 1'000 m Molasse abgelagert wurden, bevor die definitive Trendwende zur postmolassischen Zeit der Nettoerosion stattfand. Dies führt dazu, dass das Ende der Molassezeit auf etwa 10 Ma vor heute verlegt werden muss, was Auswirkungen auf die Interpretation der jungtertiären Dynamik (Kap. 3.5) haben wird.

Lagerungsverhältnisse und Diskordanzen

Durch die auch im Miozän anhaltenden Hebungen im Gebiet des heutigen Schwarzwalds (Konglomerate der jüngeren Juranagelfluh) und die Absenkung am Alpennordrand wurden die mesozoischen Schichten schräggestellt, so dass sie heute generell mit ca. 5° nach ± SE unter die keilförmig mächtiger werdende Molasse einfallen. Die basalen Molasseablagerungen liegen leicht diskordant über dem Mesozoikum und fallen in ähnlicher Weise nach SE ein; ihre Neigung nimmt aber innerhalb des Molassekeils nach oben zusehends ab, so dass die höheren Lagen der OMM und besonders der OSM im ganzen Gebiet – abgesehen von lokalen tektonischen Störungen – praktisch horizontal sind.

3.2.6 Postmolassische Zeit (Pliozän und Quartär)

Für die Zeit des jüngsten Tertiärs ergibt sich eine Schichtlücke von mindestens 8 Ma, aus welcher, abgesehen von den schwer datierbaren Restschottern der pliozänen Aare–Donau, keine Ablagerungen vorliegen.

Die postmolassische Zeit ist geprägt von einem fortschreitenden, flächenhaften Abtrag und einer zunehmenden Reliefentwicklung im Alpenvorland. Infolge Um- und Zwischenlagerung blieben in diesem Regime teilweise mächtige, v.a. grobdetritische, fluviatile Sedimentkörper erhalten. Die Vorlandgletscher der vor ca. 2.6 Ma einsetzenden quartären Eiszeiten bewirkten eine sukzessive Akzentuierung des Reliefs, eine flächenhafte Verteilung von Erosionsschutt (Moränen) sowie zahlreiche mächtige Seeablagerungen als zwischeneiszeitliche Füllungen übertiefter Täler. Die Entstehung und Faziesassoziationen der fluviatilen und glazialen Sedimente der postmolassischen Zeit sind heute weitgehend bekannt. Hingegen besteht für die Altersbeziehungen zwischen den einzelnen und häufig isoliert vorkommenden Sedimentkörpern noch kein befriedigendes Gesamtkonzept, weshalb das vor über 100 Jahren begründete Prinzip der Morphostratigraphie – zumindest für die fluviatilen Ablagerungen – im Grundsatz weiterverwendet wird. Unter dem Prinzip einer fortschreitenden Tieferlegung der Erosionsbasis wird dabei eine Korrelation der Höhenlage von Schotterkörpern mit ihrem Alter vorgenommen. Dieses Vorgehen führt zu den vier bekannten Quartärformationen, die ihrerseits mit weiträumigen Vorlandvereisungen korreliert wurden (Modell der "Glazialen Serie" von Penck & Brückner 1901–1909). Neuere Untersuchungen zeigen, dass die vier klassischen morphostratigraphischen Einheiten des schweizerischen Alpenvorlands wie Höhere Deckenschotter/Tiefere Deckenschotter (Graf 1993), Hochterrasse (Dick et al. 1996, MBN AG 1998) und Niederterrasse (Schlüchter 1978, Schneider & Matousek AG 1995) intern, d.h. lithostratigraphisch, z.T. weiter gliederbar sind. Es ist damit erwiesen, dass eine direkte Überlagerung von Sedimenten verschiedener Vergletscherungen innerhalb eines einzigen morphostratigraphischen Schotterkörpers oder einer der klassischen Schotterstufen kein Ausnahmefall ist. Dies führt zu einer wesentlich verfeinerten Gliederung der pleistozänen Ablagerungen und damit zur Definition von weit mehr Vereisungen, als dies durch die klassische Vierteilung vorgegeben war. Die in Figur 3.2-8 vorgeschlagene Gliederung des Nordschweizer Pleistozäns in insgesamt 13 Eisvorstösse fasst den heutigen Stand der Kenntnisse zusammen.

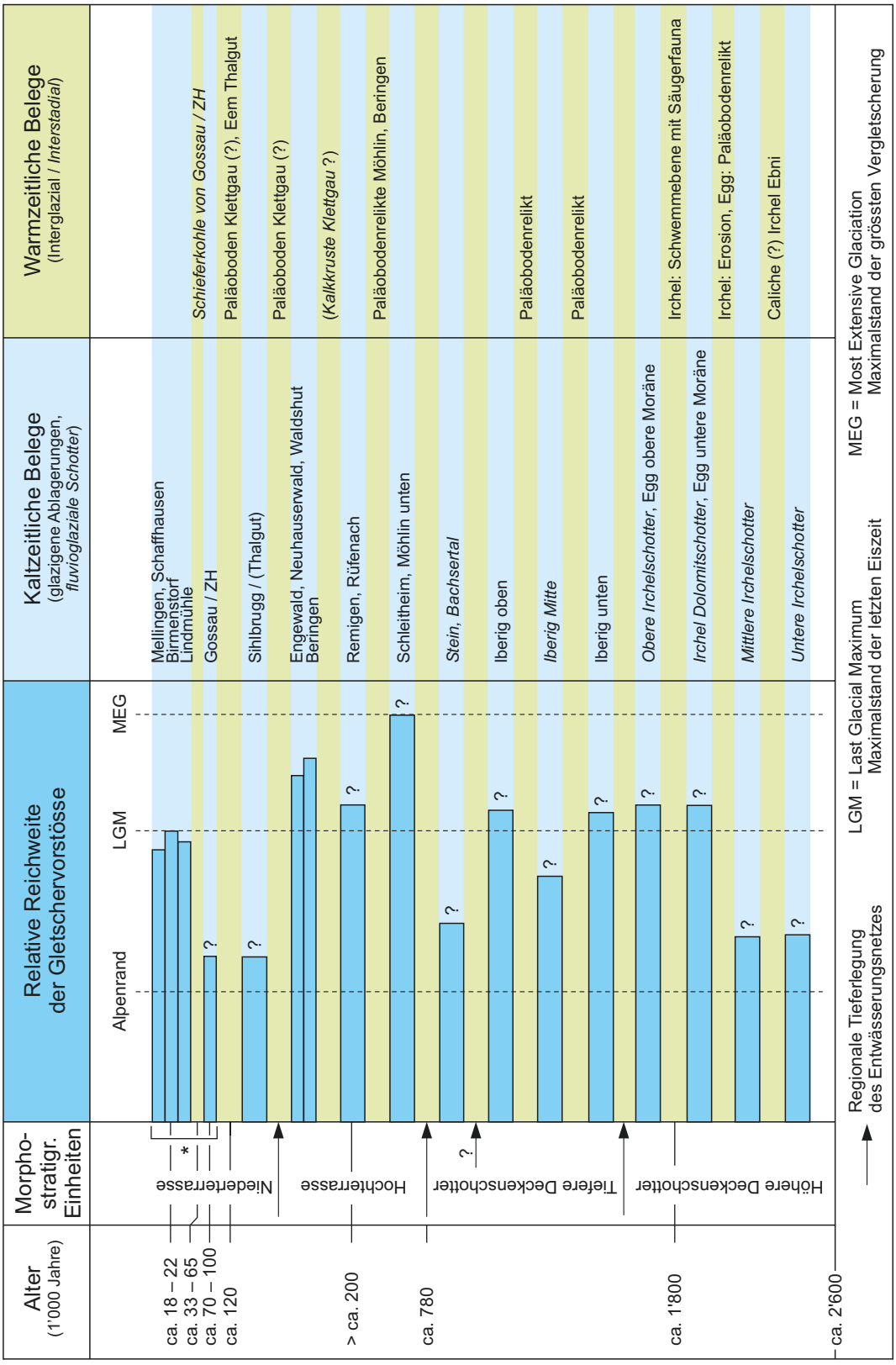


Fig. 3.2-8: Relative Reichweite der verschiedenen Gletschervorstösse während des Quartärs in der Nordostschweiz, kalt- und warmzeitliche Belegslokalitäten.

Verändert und ergänzt nach Schlüchter (1989).

Das Vereisungsschema wurde im Sinne einer "Minimal-Stratigraphie" entworfen. Das heisst, es wurden so wenige Warm-/Kalt-Zyklen wie möglich, jedoch so viele wie nötig, unterschieden. Einschränkend ist darauf hinzuweisen, dass nicht alle der vorgeschlagenen Korrelationen gesichert sind; sie entsprechen lediglich einer optimierten Interpretation der heutigen Kenntnisse über die eiszeitliche Geschichte der Nordostschweiz. Jede der insgesamt 13 Einheiten kann jeweils von der Einheit im Liegenden und Hangenden mit Hilfe paläoklimatologischer Argumente abgegrenzt und daher jeweils einem eigenen Klimaereignis zugeordnet werden.

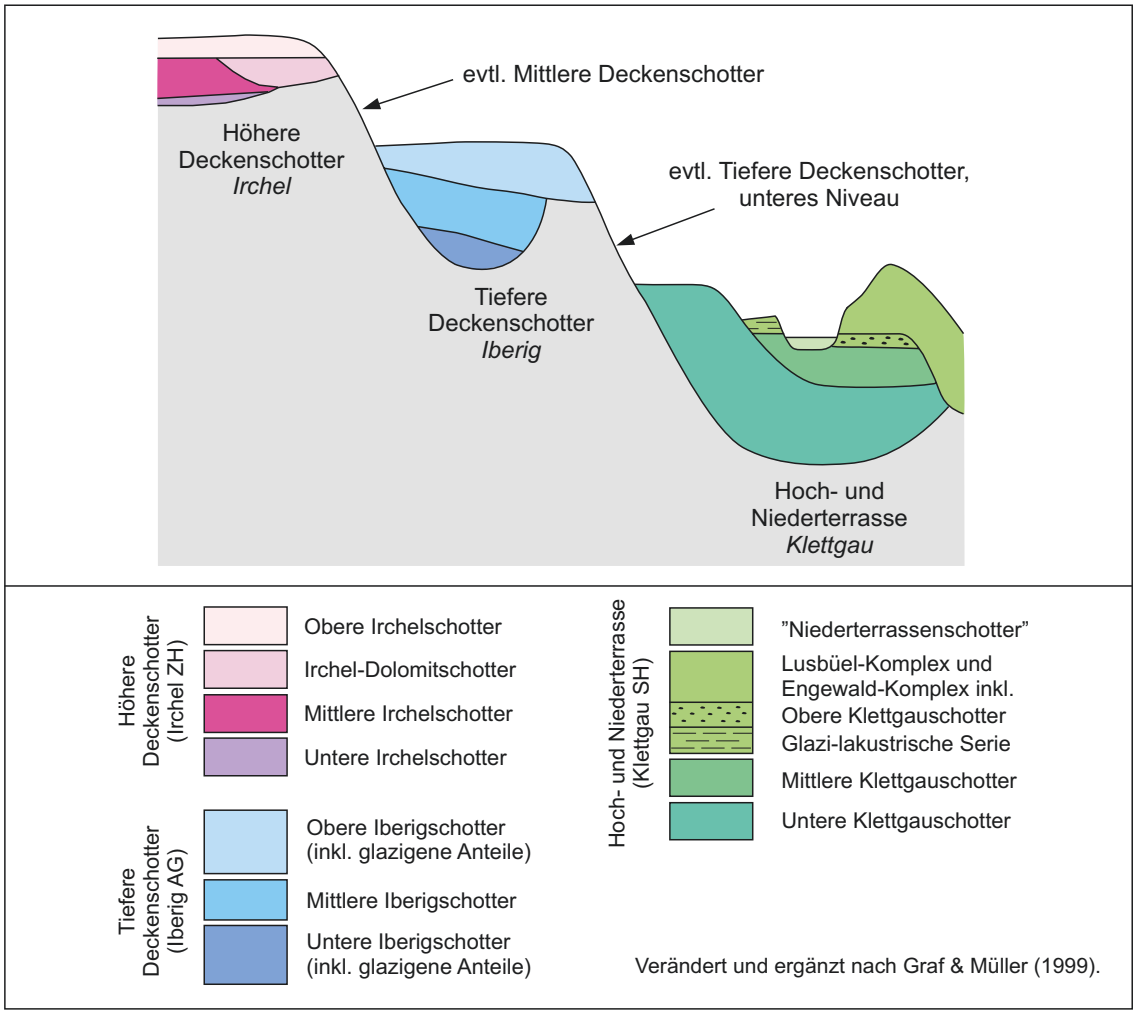


Fig. 3.2-9: Morphostratigraphisches Schema der quartären Ablagerungen in der Nordostschweiz.

3.2.7 Geologische und paläogeographische Entwicklung der Nordostschweiz: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Die Geologie und Stratigraphie der Nordostschweiz ist dank zahlreicher Untersuchungen gut bekannt und dokumentiert. Als Ergänzung zu den Resultaten des Projekts Opalinuston wurden alle wichtigen Unterlagen Dritter durch die Nagra aufgearbeitet und auf aktuellstem Stand dargestellt. Die regionale Analyse der aus zahlreichen Tiefbohrungen praktisch lückenlos bekannten Gesteinsabfolge erlaubt eine plausible Rekonstruktion der geologischen Geschichte der 300 Ma seit dem späten Paläozoikum. Das Verständnis dieser geologischen Geschichte der

Nordostschweiz beruht auf Kenntnissen über die Stratigraphie und Lithologie des Sockels, des mesozoischen Deckgebirges, der Molasse (Tertiär) und des Quartärs. Es lässt sich wie folgt zusammenfassen:

- Bedeutende tektonische Bewegungen und Umgestaltungen sind nur aus dem späten Paläozoikum (Permokarbon) bekannt. Danach war das Gebiet der Nordostschweiz mit Ausnahme des Faltenjuras am SW-Rand des Gebiets durchwegs Teil des mitteleuropäischen Kontinentalsockels, dessen tektonisches Regime seit 250 Ma von regional wenig differenzierten Senkungen und Hebungen und entsprechenden Sedimentations- und Erosionsphasen bestimmt wird.
- Kenntnisse über die regionale Gliederung des Sockels und die Verbreitung der Permokarbon-Vorkommen sind für das Verständnis der mesozoischen und neogenen Bewegungen und deren Auswirkung auf die Faziesanordnung und Mächtigkeit der Deckgebirgs-Formationen von Bedeutung.
- Die mesozoischen Formationen weisen im Gebiet der Nordostschweiz teilweise grössere Fazies- aber nur geringe Mächtigkeitswechsel auf, wobei im Westen eher karbonatreiche und im Osten vermehrt tonreiche, aber auch sandige Lithologien vorherrschen.
- Das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland ist Teil des tonreichen schwäbischen Faziesraums.
- Das Wirtgestein erweist sich auch regional als äusserst homogen und lässt sich über weite Distanzen bis ins Detail korrelieren.
- Die regionalen Lithologie- und Faziesverläufe der verschiedenen Formationen der Rahmengesteine stellen eine wichtige Grundlage der regionalen Hydrogeologie dar. Besondere Aufmerksamkeit galt dabei den lateralen Fazieswechseln innerhalb von potenziellen Aquiferformationen.
- Die Analyse von Lithologie und Fazies innerhalb der Molasseformationen vermittelt ein plausibles Bild der neogenen Sedimentation und Tektonik in der Nordostschweiz.
- Kenntnisse über die molassische und postmolassische Geschichte sowie die Morphostratigraphie des Quartärs erlauben eine grobe Quantifizierung der jungen Absenkungen und Hebungen.

3.3 Versenkungs- und Temperaturgeschichte

3.3.1 Zielsetzung, Datenbasis

Die Versenkungsgeschichte (zeitliche Entwicklung der Tiefenlage des Opalinustons infolge Überlagerung und Erosion) und die Temperaturgeschichte (zeitliche Entwicklung der Temperatur im Opalinuston) wurden mit verschiedenen, voneinander unabhängigen Methoden untersucht und quantifiziert (Tab. 3.3-1). Der Schwerpunkt der Untersuchungen lag im Raum Benken–Weiach; es wurden aber auch weitere Daten aus der ganzen Nordschweiz, einschliesslich des Felslabors Mont Terri, einbezogen. Die vorrangigen Zielsetzungen waren:

- *Bereitstellung von Grundlagen zum Systemverständnis in Bezug auf die Langzeitentwicklung des* Opalinustons. Hierzu zählt z.B. das Verständnis der beobachteten hydraulischen Überdrücke im Opalinuston der Bohrung Benken (s. Kap. 6.3) in Abhängigkeit von der Kompaktion und Entlastung im Verlauf der geologischen Geschichte.
- *Erarbeitung einer Basis für die Übertragbarkeit von Daten und Interpretationen, welche im Felslabor Mont Terri gewonnen wurden, in den Raum von Benken.* Da zahlreiche Prozesse

und Parameter, wie z.B. Diffusion (s. Kap. 5.10) oder Deformationsverhalten (s. Kap. 5.7), stark von der Porosität abhängen, muss deren Entwicklung im Verlauf der Versenkungsgeschichte in beiden Regionen untersucht werden.

- *Bereitstellung von Grundlagedaten für die Beurteilung von Temperatureffekten des Tiefenlagers im Vergleich zu den im Verlauf der geologischen Geschichte abgelaufenen Prozessen.* Vom hochaktiven Abfall wird ein zeitlich beschränkter Temperaturpuls ins Wirtgestein ausgehen. Zur Abschätzung der Konsequenzen (v.a. Gestein/Wasser-Wechselwirkungen) wird die zu erwartende Temperatur mit der Maximaltemperatur, welche der Opalinuston im Verlauf seiner Versenkung bereits erfahren hat (s. Kap. 7.6), ins Verhältnis gesetzt.
- *Abschätzung der Geschwindigkeit von Vertikalbewegungen*, insbesondere der Hebungsrate seit dem Ende der jungtertiären Versenkung, welche ein wichtiger Faktor für die Beurteilung der neotektonischen Hebung und damit der Erosionsszenarien im Rahmen der geologischen Langzeitentwicklung (Kap. 3.5 und 8.2) ist.

Tab. 3.3-1: Für die Charakterisierung der Versenkungs- und Temperaturgeschichte des Opalinustons angewandte Methoden.

Methode	**Zielsetzung**	**Vorteile**	**Limitationen**
Stratigraphie	Versenkungsgeschichte	liefert absolute Zahlen (Mächtigkeiten, Zeitdauer)	Unsicherheit bei Schichtlücken (Mächtigkeiten der fehlenden Schichten)
Diagenese	Versenkungs- und Temperaturgeschichte	Integrale geologische Betrachtung	Angaben oft nur qualitativ
Fluideinschlüsse	Temperaturgeschichte	liefert direkt Temperaturen	Einschlüsse in Tonsteinen sind sehr klein; metastabile, einphasige Einschlüsse sowie *Stretching* erschweren die Interpretation
Tonmineralogie	Temperaturgeschichte	gängige Methode, zahlreiche Vergleichsmöglichkeiten	liefert nur relative Angaben, Daten z.T. laborabhängig
Vitrinit-Reflexion	Temperaturgeschichte	gängige Methode, zahlreiche Vergleichsmöglichkeiten; liefert Zeit-Temperatur-Integrale	erfordert unabhängige Evidenz über den zeitlichen Verlauf der Temperatur
Organische Geochemie (v.a. Biomarker)	Temperaturgeschichte	liefert absolute Zahlen bzw. Zeit-Temperatur-Integrale	erfordert unabhängige Evidenz über den zeitlichen Verlauf der Temperatur
Apatit-Spaltspuren	Temperaturgeschichte	vermag komplexe Temperaturentwicklung zeitlich aufzulösen; liefert absolute Zahlen	braucht unabhängige geologische Evidenzen für eine eindeutige Interpretation
Porosität / Kompaktion	Versenkungsgeschichte	einfache Methode	Abhängigkeit von Mineralogie und Diagenese; Kalibration auf Referenzkurven nötig
Beckenmodellierung	Versenkungs- und Temperaturgeschichte	integriert quantitativ zahlreiche Methoden im selben Modell; erlaubt Prüfung der internen Konsistenz	erfordert für verlässliche Resultate unabhängige Kalibrationsdaten

3.3.2 Stratigraphie

Mit Absenkdiagrammen, also Darstellungen von Zeit gegen Tiefe, kann die vertikale Bewegung (Subsidenz und Hebung) eines stratigraphischen Markerhorizonts über geologische Zeiträume hinweg dargestellt werden. Im Falle von Bohrungen wird die Tiefe von wichtigen Schichtgrenzen relativ zum stratigraphischen Alter analysiert. Dabei werden Höhenänderungen der Referenzoberfläche (Meeresboden oder Landoberfläche) und kompaktionsbedingte Mächtigkeitsänderungen mit berücksichtigt (Beschreibung der Methode in Leu et al. 2001 und Naef et al. 1985). Absenkdiagramme, wie hier beschrieben, bilden die stratigraphische Basis für die Beckenmodellierung (Kap. 3.3.10). Die Mächtigkeit allenfalls erodierter Schichten (d.h. Schichtlücken) kann aufgrund stratigraphischer Argumente nur indirekt hergeleitet werden, und zur vollständigen Charakterisierung des betrachteten Zeitraums werden die in Kapitel 3.3.10 diskutierten Methoden und Modellrechnungen herangezogen.

Raum Benken–Weiach

Die Versenkungsgeschichte spiegelt sich in den Bohrprofilen von Benken und Weiach durch Gesteinsfolgen mit gegen oben kontinuierlich jünger werdendem stratigraphischem Alter wider, wobei mehrere bedeutende erosive Schichtlücken Zeitabschnitte mit Hebung und Erosion dokumentieren. Bei der jüngsten Erosionsdiskordanz wird die Untere Süsswassermolasse vom Quartär, bei der nächst tieferen der Malm von Eozän überlagert. In der Bohrung Weiach wurde zudem eine erosive Schichtlücke im Perm erbohrt, die als Saalische Diskordanz interpretiert wird.

Die stratigraphische Evidenz zeigt also, dass der Opalinuston seit seiner Ablagerung zwei aufeinanderfolgende Versenkungsphasen mit nachfolgender Hebung erlebt hat. Die erste Versenkung ist an die Abkühlung und Ausdünnung der kontinentalen Kruste am nördlichen Tethysrand gebunden und wurde im Verlauf der späten Kreide abgeschlossen. Die zweite, schnellere Absenkung stand im Zusammenhang mit der Bildung der tertiären Vorlandsenke, dem Molassebecken, und führte zur Maximalversenkung im Jungtertiär. Die zwei Subsidenzphasen sind durch eine Zeit mit Hebung und Erosion getrennt, die wahrscheinlich vom Beginn des Paläozäns bis weit ins Alttertiär reichte, was zur beobachteten Schichtlücke führte (vgl. Fig. 3.2-1). Der genaue Zeitpunkt des Hebungsbeginns ist nicht bekannt; die in der späten Kreide beginnende Inversion der europäischen Platte ist eine direkte Folge der Krustenverkürzung im piemontesischen Raum (vgl. z.B. Stampfli & Marchant 1997). Ziegler (1990), Bachmann et al. (1987) und Bachmann & Müller (1991) postulieren eine starke Inversionsphase im externen Bereich des heutigen Molassebeckens während des Paläozäns und des frühen Eozäns im Zusammenhang mit grossräumigen Kompressionsbewegungen der laramidischen Phase (alpine/ pyrenäische Orogenese). Die Hauptphase der tertiären Absenkung in der Nordostschweiz fand vom späten Oligozän bis ins späte Miozän statt (Fig. 3.2-1). Seit der Maximalversenkung im Jungtertiär (~10 Ma) befindet sich das ganze Gebiet in der post-molassischen Hebungs- und Erosionsphase, die bis heute andauert (Kap. 3.2, 3.5 sowie Müller et al. 2002).

Mont Terri

Die mesozoische Versenkung des Opalinustons am Mont Terri ist aufgrund der stratigraphischen Evidenz vergleichbar mit derjenigen im Gebiet Benken–Weiach. Zwar liegt der Mont Terri weiter westlich und somit näher an den bekannten Unterkreidevorkommen, hingegen ist er in einer distaleren Beckenposition. Die Molasse war, falls je vorhanden, wesentlich weniger mächtig als im Raum Benken–Weiach.

Ein weiterer Unterschied ist die pliozäne Jurafaltung, welche das Gebiet des Mont Terri erfasst hat. Die damit verbundene Hebung und Erosion hatte zur Folge, dass der Opalinuston heute an

der Oberfläche aufgeschlossen ist, während er auf der Südflanke, im Bereich des Felslabors, von 200-300 m Dogger überlagert wird. Dort fehlen gemäss gesicherter stratigraphischer Evidenz zumindest der oberste Dogger (50-100 m) und der Malm (~400 m) (Laubscher 1963, Thury & Bossart 1999, Wermeille & Bossart 1999).

3.3.3 Diagenese: Zementation und Aderbildung

Die Diagenese-Untersuchungen an ausgewählten mesozoischen Schichtgliedern der Nordostschweiz sind in Bläsi et al. (1996) zusammengefasst. Eine v.a. karbonatische Zementation ist hauptsächlich in den sandigen und kalkigen Lithologien in bedeutendem Ausmass vorhanden, während sie in tonigen Gesteinen nur von untergeordneter Bedeutung ist. Sie erfolgte zum kleineren Teil frühdiagenetisch, d.h. bereits in den obersten Dekametern des Sedimentstapels, während der grössere Teil mit der späteren Versenkung zusammenhängt. Im Raum Benken–Weiach–Siblingen dominiert die Paragenese Calcit/Fe-Calcit mit z.T. wenig Quarz. Nach der Zementation entstanden untergeordnet Sprödstrukturen, welche durch dieselbe Paragenese verheilt wurden und zur Entstehung von dünnen Adern (Mächtigkeiten mehrheitlich im Bereich von Millimetern) führten. Die Aderbildung erfolgte im Vergleich mit mikritischem Matrixcalcit (welcher die Bedingungen am Meeresboden repräsentiert) bei 30–60°C höheren Temperaturen. Im Bereich des Bodensees (Bohrungen Herdern-1, Berlingen-1, Kreuzlingen-1, Meersburg) ist die Paragenese von Zementen und Adern reichhaltiger und umfasst vor allem Fe-Calcit, Fe-Dolomit und Anhydrit. Adern kommen hier häufiger vor, sind mächtiger und enthalten teilweise Spuren von Erdöl.

Während einer Versenkungsdiagenese bildet sich in Zementen mit zunehmender Temperatur typischerweise die Sequenz Quarz → Calcit → Fe-Dolomit → Anhydrit, und diese Abfolge ist auch in der Nordostschweiz vorhanden. Das Auftreten von Fe-Dolomit und Anhydrit im Raum Bodensee zeugt von einer etwas stärkeren diagenetischen Überprägung im Vergleich zum Raum Benken.

3.3.4 Fluideinschlüsse

Homogenisationstemperaturen

Fluideinschlüsse in Adermineralien oder Zementen des Mesozoikums der Bohrungen Benken, Weiach und Siblingen sind sehr selten und äusserst klein (einige µm). Zum grossen Teil sind sie metastabil einphasig und können allenfalls durch wiederholte Kühl-/Heiz-Zyklen in den stabilen, zweiphasigen Zustand gebracht werden, welcher dann eine Messung der Homogenisationstemperatur (= minimale Bildungstemperatur) erlaubt. Die vorhandene Datenbasis ist demzufolge klein und mit Unsicherheiten behaftet. Gemessene Homogenisationstemperaturen liegen mehrheitlich unterhalb von 75 °C (Bläsi 2002). Es wurden auch höhere Werte (bis 120 °C) gemessen, wobei hier teilweise *Stretching* (irreversible Volumenvergrösserung des Einschlusses) beobachtet oder vermutet wurde und diesen Daten demzufolge wenig Gewicht beigemessen wird.

Weiter östlich, im Raum Bodensee, ist die Datenlage besser. An Material der Bohrungen Herdern-1, Berlingen-1 und Meersburg haben Bläsi et al. (1996) im Bereich Dogger β–Schilfsandstein (Keuper) mehrheitlich zweiphasige Einschlüsse in Zementen und in Adern identifiziert und Homogenisationstemperaturen erhalten, die zum grossen Teil im Intervall 80–120 °C liegen. Aufgrund textureller Kriterien folgern Bläsi (2002), dass die Einschlüsse in den Zementen mit dem ersten Temperatur-Maximum, also der mesozoischen Versenkung, zusammenhängen. Die Einschlüsse in den Adern sind jünger und möglicherweise der jungtertiären

Versenkung zuzuordnen. Die im Vergleich zum Raum Benken höheren Temperaturen sind mit der regionalen Geologie durchaus konsistent, zumal v.a. die Schichtmächtigkeiten der Molasse (und somit auch die Versenkungstiefen) gegen Osten generell zunehmen.

Salinität des wässrigen Fluids

Die Salinitäten von Porenwässern, aus welchen Zemente gebildet wurden, waren in der ganzen Region hoch und erreichten oft ein Mehrfaches der Meerwassersalinität (Bläsi 2002). Die Porenwassersalinitäten zur Zeit der Aderbildung umfassen ein sehr weites Spektrum von stark verdünnt bis hochsalin und werden als Folge von Mischungsprozessen mit infiltrierenden meteorischen Wässern interpretiert. Die zeitliche Einordnung der Aderbildung und der Mischungsprozesse ist nicht vollständig geklärt; ein Zusammenhang mit der zweiten, jungtertiären Versenkung ist denkbar.

3.3.5 Tonmineralogie

An Proben der Bohrung Benken und des Felslabors Mont Terri wurde die tonmineralogische Zusammensetzung des Opalinustons im Detail untersucht. Röntgendiffraktogramme der Tonfraktion wurden einer mathematischen *Peak*-Entflechtung unterzogen, wobei einerseits die relativen Anteile verschiedener Tonmineralien sowie andererseits deren Kristallinität (Breite der *Peaks*) charakterisiert werden konnten (Details in Langer et al. 2001):

- Die mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion beider Lokalitäten ist nahezu identisch. Der einzige Unterschied ist das Vorkommen kleiner Anteile schlecht kristallisierter Mineralien (Chlorit/Smektit-Wechsellagerungen, ungeordnete Smektit-reiche Illit/Smektit-Wechsellagerungen) in Benken.
- Die mittlere *Peak*-Breite von Illit ist in Benken etwas grösser als am Mont Terri, wenn auch grosse Überlappungen bestehen.

Die Abwesenheit schlecht kristallisierter Wechsellagerungen sowie die etwas schlankeren Illit-*Peaks* am Mont Terri könnten als Hinweise auf eine geringfügig stärkere thermische Überprägung am Mont Terri im Vergleich zu Benken interpretiert werden. Da diese geringen Unterschiede aber auch einer Variabilität in der primär-sedimentären Zusammensetzung der Tonfraktion (z.B. wegen unterschiedlicher Sedimentquellen und Transportdistanzen) zugeschrieben werden könnten, dürfen sie nicht überbewertet werden.

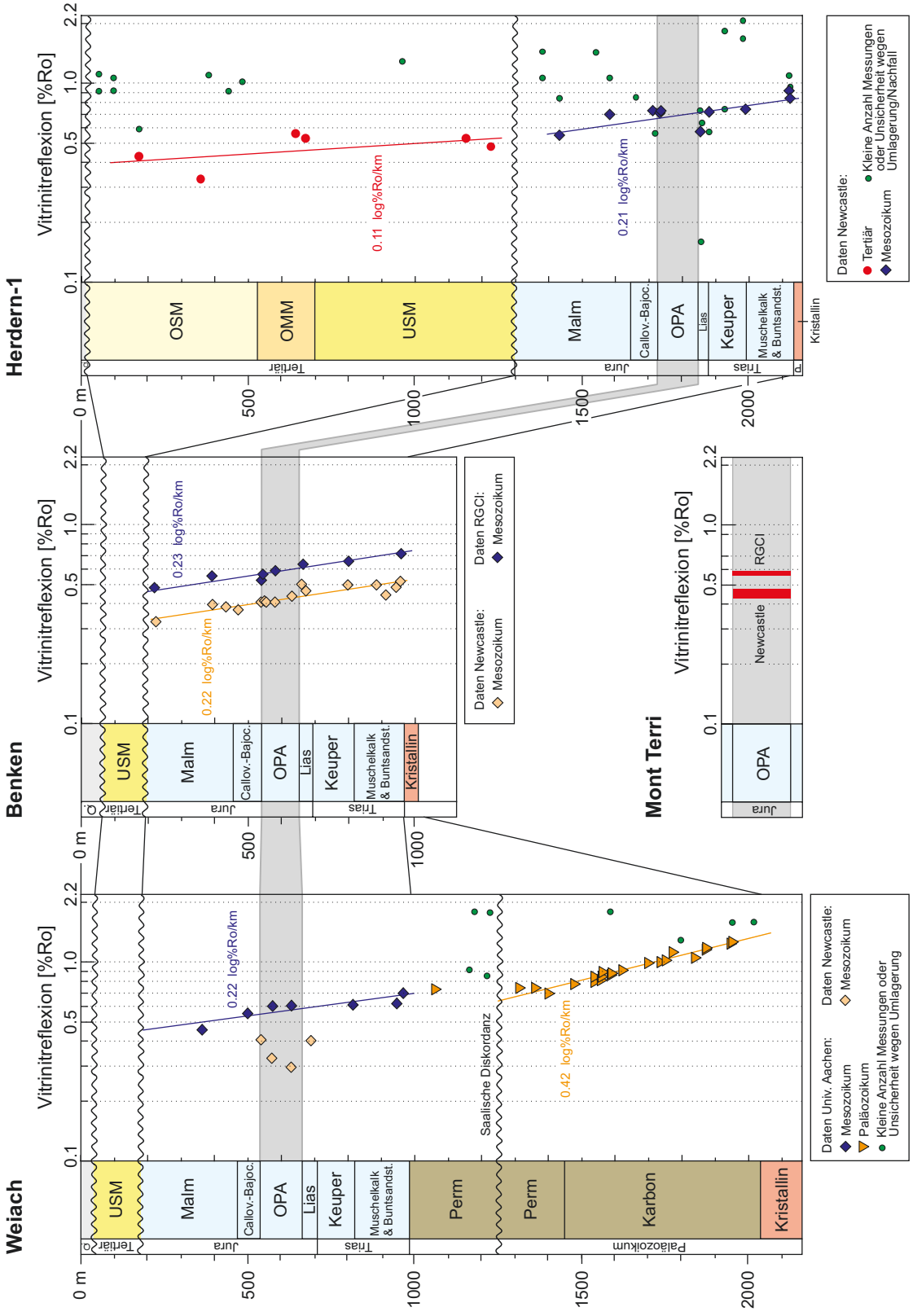


Fig. 3.3-1: Resultate der Vitrinit-Reflexions-Messungen an Kern- und *Cutting*-Material der Bohrungen Benken, Weiach und Herdern-1.

Daten der Bohrung Benken aus Nagra (2001), Daten von Weiach und Herdern-1 aus Leu et al. (2001). Zum Vergleich sind auch die Daten des Mont Terri dargestellt.

3.3.6 Vitrinit-Reflexion

Die Bestimmung des Inkohlungsgrads des organischen Materials ist eine der Möglichkeiten, um Anhaltspunkte über die thermische Geschichte von Sedimentgesteinen zu erhalten. Der Inkohlungsgrad wird mit Hilfe mikroskopischer Reflexionsmessungen an Vitriniten, den aus humosen Substanzen hervorgegangenen organischen Bestandteilen im Sediment, ermittelt. Bei steigender Inkohlung nimmt der Reflexionsgrad des Vitrinits irreversibel zu (Tissot & Welte 1984, Teichmüller 1987). Als weiteres Kriterium der organischen Reife dient die Fluoreszenzfarbe von Liptiniten, welche sich mit steigender Inkohlung von grün nach rot verschiebt, unter gleichzeitiger Abnahme der Intensität. Der Beginn des Ölfensters, also der thermokatalytischen Produktion von flüssigen Kohlenwasserstoffen, entspricht einer Vitrinit-Reflexion von 0.5-0.6 %.

Für Gesteinsmaterial aus der Bohrung Benken wurden Messungen von zwei verschiedenen Labors (Universität Newcastle, England sowie RGCI [Reinhardt Geological Consulting International, Deutschland]) durchgeführt und in Nagra (2001) dokumentiert. Die Ausbeute an messbaren Vitriniten war teilweise sehr gering. Ein weiteres Problem war die mit einiger Subjektivität behaftete Unterscheidung von in situ gereiften und resedimentierten Vitriniten im Mikroskop, wobei letztere nicht die Versenkung des heutigen Gesteinsverbandes charakterisieren und daher unberücksichtigt bleiben müssen. Die beiden Datensätze sind in Figur 3.3-1 dargestellt[9]. In beiden Fällen ist eine zunehmende Maturität mit der Tiefe feststellbar; allerdings besteht zwischen den beiden Labors ein systematischer Unterschied von ca. 0.15–0.2 %, wobei den Daten der Universität Newcastle weniger Gewicht beigemessen wird[10]. Im Bereich des Wirtgesteins liegen die Werte bei 0.52 bis 0.58 % (RGCI) bzw. 0.41 bis 0.44 % (Univ. Newcastle). Daraus lässt sich folgern, dass die Maturität des organischen Materials im Wirtgestein gering ist und sich knapp unterhalb oder am Anfang des Ölfensters befindet.

An Kernproben der Bohrung Weiach wurde über das gesamte Profil von der Universität Aachen (Wolf & Hagemann 1987) der Inkohlungsgrad bestimmt. Die Daten sind denjenigen von RGCI für die Bohrung Benken sehr ähnlich. Die wenigen Messungen der Universität Newcastle liegen wiederum systematisch tiefer. Der Inkohlungsgradient unterhalb der saalischen Diskordanz im Perm (Fig. 3.3-1) ist in Weiach deutlich höher als im mesozoischen Abschnitt. Dies ist eine Folge von erhöhtem Wärmefluss und/oder starker Erosion während des Perms (Leu et al. 2001).

In der Bohrung Herdern-1 wurden Inkohlungsmessungen durch die Universität Newcastle durchgeführt. Gekoppelt an die tiefere Versenkung ist auch der Inkohlungsgrad im mesozoischen Abschnitt höher. Mit Reflexionswerten im Bereich 0.70–0.73 % befindet er sich bereits im Ölfenster. Aufgrund der systematischen Diskrepanzen der Messungen der Universität Newcastle zu andern Labors (s.o.) sollten die Vitrinitwerte von Herdern-1 nur mit Vorbehalten interpretiert werden.

---

[9] Eine verlässliche Angabe der Vitrinitreflexion beruht auf mindestens 25 brauchbaren Einzelmessungen. In Figur 3.3-1 sind die unsicheren Werte (nur wenige Einzelmessungen pro Probe, Verdacht auf Umlagerung älterer Vitrinite) speziell gekennzeichnet und wurden nicht für die Berechnung des Inkohlungsgradienten (Regressionsgeraden) verwendet. Im Fall der Bohrung Herdern-1, wo Bohrklein-Proben analysiert wurden, besteht zudem die Möglichkeit, dass Nachfall (d.h. Material, welches aus geringerer Tiefe stammt) mitanalysiert wurde. Durch diesen Umstand werden die links der Regressionsgeraden liegenden Datenpunkte erklärt.

[10] In Anbetracht der methodischen Randbedingungen (kleine Anzahl messbarer Vitrinite, erwähnte Subjektivität) ist die Diskrepanz zwischen den Labors nicht durch die einfache Vergleichsmessung von Standards lösbar. Die Daten der Universität Newcastle werden aus folgenden Gründen als weniger vertrauenswürdig eingestuft:

1. Die Diskrepanz zu den Werten von RGCI im Fall der Bohrung Benken ist analog auch für Proben der nahen und bezüglich Maturität vergleichbaren Bohrung Weiach zu Messungen der Universität Aachen festzustellen. RGCI und Universität Aachen liefern in sich konsistente Werte, welche sich von denjenigen von Newcastle abheben.
2. Die Beckenmodellierung (s. Kap. 3.3.10) dient u.a. zur Konsistenzprüfung aller verfügbaren Reifeparameter. Während sich die RGCI-Daten sehr gut in den Rahmen aller anderen Reifeparameter einfügen, ergeben sich bei Verwendung der Daten der Universität Newcastle Inkonsistenzen (s. Leu et al. 2001).

Vom Felslabor Mont Terri wurden zum Vergleich einige Proben Opalinuston ebenfalls von zwei Labors analysiert (RGCI, Universität Newcastle). Sie liefern Werte, welche mit denjenigen des Opalinustons der Bohrung Benken nahezu identisch sind, was auf sehr ähnliche Maturitäten an beiden Lokalitäten hinweist. Auch hier sind die Werte der Universität Newcastle etwas tiefer (s. Fig. 3.3-1).

Der Inkohlungsgradient, definiert durch die Regressionsgeraden in Figur 3.3-1, ist ein grobes Mass für das thermische Regime zur Zeit der Maximalaufheizung des Sedimentstapels. Werte kleiner als 0.1 $\log R_0$/km sind typisch für "kühle" oder hypothermale Regionen, wogegen Werte von mehr als 0.25 $\log R_0$/km in "warmen" oder hyperthermalen Gebieten beobachtet werden. Die vorhandenen Daten zeigen, dass während des Mesozoikums an allen drei Bohrstandorten mit 0.21–0.23 $\log R_0$/km vergleichbare, moderate thermische Bedingungen geherrscht haben. Der relativ tiefe Inkohlungsgradient im Tertiär der Bohrung Herdern-1 reflektiert die Vorlandsituation des Molassebeckens mit hohen Sedimentationsraten und thermischen Isolationseffekten. Der mit 0.42 $\log R_0$/km hohe Inkohlungsgradient im Permokarbon der Bohrung Weiach ist ein deutliches Indiz für erhöhte geothermische Gradienten zu dieser Zeit (s. Leu et al. 2001).

3.3.7 Organische Geochemie

Das organische Material verschiedener toniger Formationen der Bohrung Benken sowie des Felslabors Mont Terri wurde zunächst qualitativ untersucht. Die Zielsetzung war einerseits die Abklärung der Herkunft des organischen Materials (marin, kontinental) und andererseits eine Aussage über die relative Reife des Opalinustons von Benken im Vergleich zum Mont Terri. Anschliessend wurde ein ausgedehntes experimentelles Programm zur künstlichen Maturation an zwei Proben aus der Bohrung Benken durchgeführt, mit dem Ziel einer Quantifizierung der Temperaturgeschichte. Eine ausführliche Beschreibung von Probenmaterial, Methoden und Resultaten ist in Elie & Landais (2000) zu finden. Der Interpretation unterliegt die Annahme, der grösste Teil des organischen Materials sei authigen entstanden und stamme nicht aus aufgearbeiteten älteren Sedimentgesteinen.

Charakterisierung des organischen Materials

Untersucht wurden Proben aus der Bohrung Benken (Opalinuston, Posidonienschiefer, Murchisonae-Schichten, Jurensis-Mergel) sowie aus dem Felslabor Mont Terri (Opalinuston, Posidonienschiefer, Obtusus-Ton).

Der *Gehalt an löslichem organischem Material* (Chloroform-Extrakt) ist mit 0.1–0.2 mg/g Gestein durchwegs tief, wobei die Posidonienschiefer mit 4–7 mg/g Gestein die erwartete Ausnahme bilden. Die Zusammensetzung der Extrakte ist in Figur 3.3-2 dargestellt und lässt folgende Schlüsse zu:

- Die Posidonienschiefer enthalten nur einen kleinen Anteil polarer Kohlenwasserstoffe, was auf eine marine Herkunft des organischen Materials hinweist.
- Der vom Opalinuston eingenommene Bereich ist charakteristisch für eine Mischung von marinem und kontinentalem organischem Material (Typ II/III, s. Tissot & Welte 1984). Eine Probe mit sehr hohem Anteil an polaren Kohlenwasserstoffen entstammt der sandigeren Fazies aus der Bohrung Benken (s. Kap. 5.3) und bestätigt die Dominanz von kontinentalem Detritus in dieser Fazies.
- Zwischen den Proben aus der Bohrung Benken und dem Felslabor Mont Terri sind keine systematischen Unterschiede erkennbar.

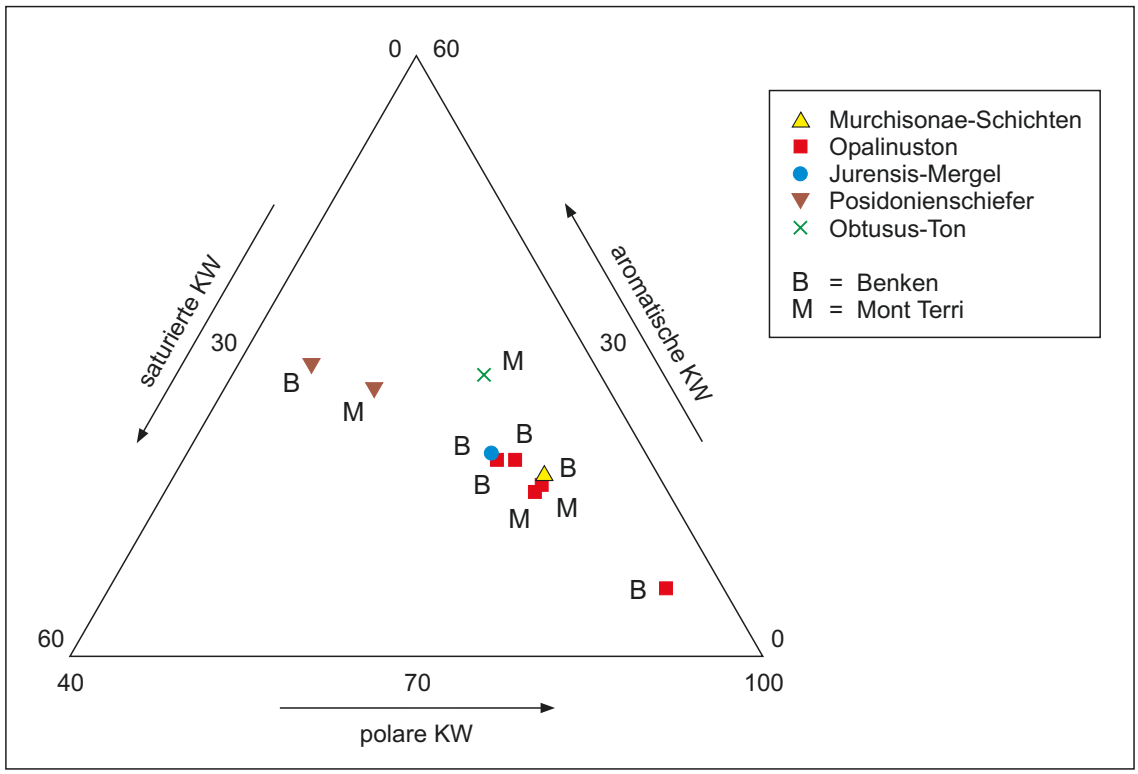


Fig. 3.3-2: Zusammensetzung der Chloroform-Extrakte an Kernmaterial der Bohrung Benken und des Felslabors Mont Terri.

Aus Elie & Landais (2000). KW = Kohlenwasserstoffe.

Die *totalen Alkane* sowie die *aromatischen Kohlenwasserstoffe* wurden mittels Gaschromatographie untersucht und quantifiziert. Aus diesen Messungen lassen sich eine Reihe von Indizes (z.B. *Carbon Preference Index* CPI) berechnen, welche einerseits die Art des organischen Materials und andererseits dessen Maturität charakterisieren. Wiederum zeigen die Daten eine gemischt marin/kontinentale Herkunft des organischen Materials im Opalinuston, im Gegensatz zu den rein marinen Posidonienschiefern. Die Indizes deuten ausserdem auf eine geringe Reife des organischen Materials hin; die thermischen Bedingungen für die Entstehung von Erdöl wurden nicht erreicht. Wiederum bestehen keine Unterschiede zwischen Material aus der Bohrung Benken und dem Felslabor Mont Terri.

Weitere Aufschlüsse über die Maturität des organischen Materials wurden aus Untersuchungen von *Biomarkern* gewonnen. Insbesondere wurden Hopane und Sterane (v.a. Bestandteile von Zellmembranen) untersucht, deren Molekülstrukturen sich während der Versenkung von den metastabilen, "biologischen" Konfigurationen zu den stabileren "geologischen" Strukturen umwandeln. Der Grad dieser Umwandlung wird durch sogenannte Isomerisationsverhältnisse ausgedrückt. Zwei solche Verhältnisse sind in Figur 3.3-3 dargestellt, mit folgenden Schlussfolgerungen:

- Die Isomerisationsverhältnisse zeigen eine geringe Maturität und liegen zum grossen Teil knapp unterhalb des Ölfensters. In einem rezenten, ungereiften Sediment dominiert im Falle von Hopan C_{30} die ββ-Struktur; mit zunehmender Reife bildet sich zunächst die βα-Form, welche mit steigender Temperatur in die αβ-Form übergeht. Somit sinkt im Verlauf der Maturation das in Figur 3.3-3 dargestellte βα/αβ-Verhältnis von sehr grossen Werten auf

weit unter 1. Im Falle von Hopan C_{31} dominiert in einem rezenten Sediment die 22R-Form, so dass das in Figur 3.3-3 dargestellte Verhältnis 22S/(22S + 22R) nahe bei 0 zu liegen kommt.

- In der Bohrung Benken lässt sich ein Tiefentrend feststellen. Dies zeigt, dass die in der Figur dargestellten Reifeparameter im vorliegenden Maturitätsbereich sensitiv sind, d.h. auch kleine Änderungen der Reife zu unterscheiden vermögen. Da die Daten aus dem Felslabor Mont Terri nahezu identisch mit denjenigen von Benken sind, kann somit von sehr ähnlichen Reifegraden ausgegangen werden.

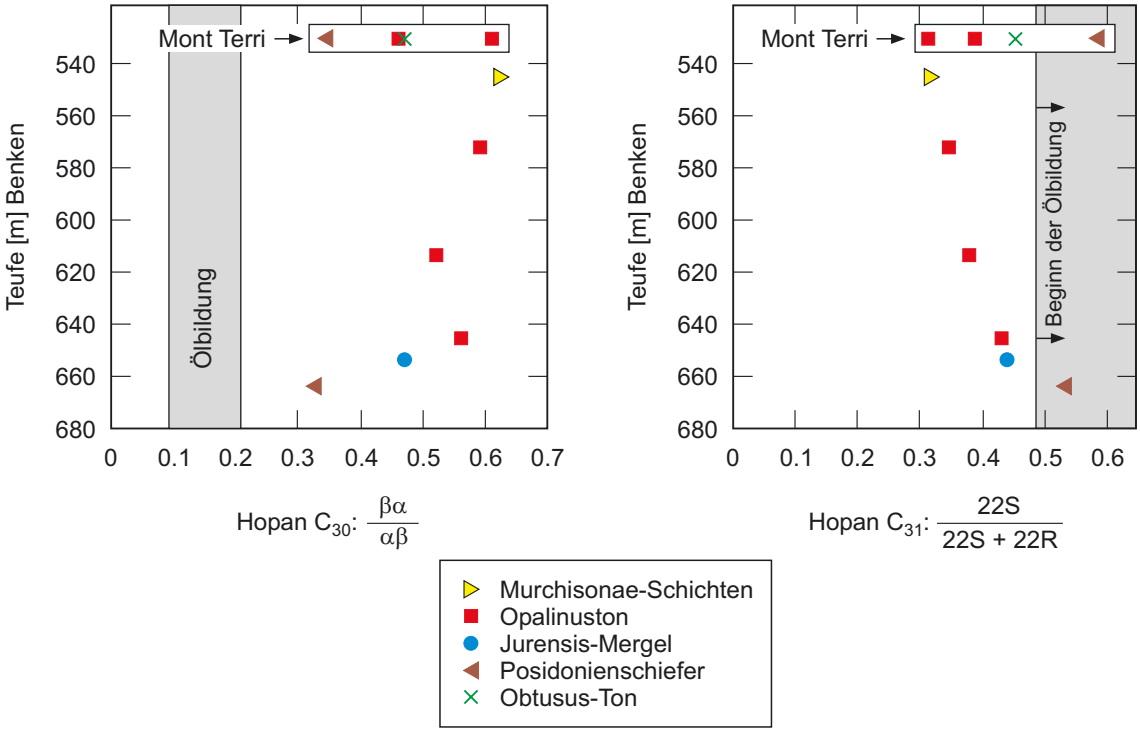


Fig. 3.3-3: Beispiele von Isomerisationsverhältnissen von Biomarkern an Material aus der Bohrung Benken und aus dem Felslabor Mont Terri.

Nach Elie & Landais (2000).

Künstliche Maturation und Abschätzung von Paläo-Temperaturen

Die Maturation des organischen Materials in geologischen Formationen ist ein kinetischer Prozess, welcher im Wesentlichen von der integrierten Temperaturgeschichte (Zeit-/Temperatur-Integral) abhängt. Eine lange Maturation bei geringerer Temperatur hinterlässt im organischen Material analoge Spuren wie eine kurze Maturation bei höherer Temperatur. In Pyrolyse-Experimenten im Labor wird das Gestein über kurze Zeiträume (z.B. Tage) auf sehr hohe Temperaturen (z.B. 300–400 °C) erhitzt und dadurch Zeit-/Temperatur-Integralen ausgesetzt, welche mit denjenigen der geologischen Versenkungsgeschichte vergleichbar sind. Durch experimentelle Bestimmung kinetischer Parameter lässt sich auf die Temperaturgeschichte der Formation schliessen. Hierbei wird angenommen, dass bei der Maturation im Labor dieselben Reaktionen ablaufen wie bei der natürlichen Versenkung der Formation. Diese Annahme ist die Basis für die Extrapolation der Labormessungen auf geologische Zeiträume.

Die Pyrolyse-Experimente wurden in einem geschlossenen System (verschweisste Goldkapseln) durchgeführt, was den natürlichen Bedingungen näher kommt als Experimente in offenen Systemen (z.B. Rock-Eval-Verfahren), da sowohl das primäre *Cracking* (Volatilisierung des festen organischen Materials) wie auch das sekundäre *Cracking* (d.h. die weitere Maturation des bereits volatilisierten organischen Materials) simuliert werden. Bei den Pyrolyse-Experimenten wurden Gesteinspulver je einer Opalinuston- und einer Posidonienschiefer-Probe aus der Bohrung Benken über 24 h auf Temperaturen von 250–390 °C erhitzt, anschliessend rasch abgekühlt und gaschromatographisch analysiert. Für jede Pyrolysetemperatur wurde analog den natürlichen, thermisch nicht behandelten Proben eine Reihe von Maturitätsindizes sowie die Isomerisationsverhältnisse von Biomarkern (Sterane, Hopane) berechnet. Hierbei fällt auf, dass im Temperatur-Bereich 250–ca.280 °C die Änderungen der Maturitätsindizes im Vergleich zu den naturbelassenen Proben sehr gering sind. Bedeutende Maturationsphänomene sind oberhalb von 280 °C erkennbar, insbesondere durch die nun einsetzende Zunahme des in Chloroform löslichen organischen Materials sowie durch die ändernden Isomerisations-Verhältnisse der Biomarker.

Für die Sterane und Hopane wurden anschliessend die kinetischen Reaktionsparameter A (Frequenzfaktor) und E (Aktivierungsenergie) berechnet, welche die Reaktionsraten der jeweiligen Isomerisationsreaktionen charakterisieren. Diese Parameter gehen in eine Arrhenius-Gleichung vom Typ

$$\text{Reaktionsrate} = A \exp(-E/(RT))$$

ein, wobei:

R = Gaskonstante [J/(molK)]
T = absolute Temperatur [K] (vgl. z.B. Denbigh 1984).

Da bei den Pyrolysen sowohl Zeit wie auch Temperatur bekannt sind, lassen sich für alle Experimente Zeit-Temperatur-Integrale berechnen.

Wie oben erwähnt, werden Maturationsphänomene erst in Experimenten ab ca. 280 °C manifest. Daraus wird gefolgert, dass das Zeit-Temperatur-Integral der bei 280 °C durchgeführten Experimente dem natürlichen (d.h. geologischen) Zeit-Temperatur-Integral entspricht. Erst bei Zeit-Temperatur-Integralen, welche höher sind als das natürliche, sind wesentliche Änderungen der Maturitätsparameter zu erwarten. Diese Abschätzung des natürlichen Zeit-Temperatur-Integrals erlaubt bei gleichzeitiger Kenntnis der zeitlichen Entwicklung der Versenkung (Form der Versenkungskurve) die Berechnung der maximal erreichten Temperatur. Figur 3.3-4 zeigt ein Beispiel einer symmetrischen, V-förmigen Versenkung (d.h. mit zeitlich konstanten Versenkungs- und Hebungsraten). Bei einer 10 Ma andauernden Versenkung/Hebung (t in Fig. 3.3-4) wird eine Maximaltemperatur von ca. 75–78 °C erreicht; über eine Zeitspanne von 100 Ma erzeugt eine Maximaltemperatur von 59–63 °C dieselbe Maturation. Versenkungs-/Hebungsereignisse im zeitlichen Rahmen von 10–100 Ma decken für den Opalinuston den plausiblen Rahmen (Fig. 3.3-6) ab, so dass aufgrund der Pyrolyse-Experimente auf eine maximale Versenkungstemperatur von 59–78 °C geschlossen wird. Ob der Effekt hauptsächlich der mesozoischen oder der jungtertiären Versenkung zuzuschreiben ist, kann mit den Methoden der organischen Geochemie nicht beurteilt werden. Da die Reaktionsrate sich ca. alle 10 °C verdoppelt, ist diese Abschätzung nicht sehr sensitiv auf die Form der Versenkungskurve (V-förmig, U-förmig o.ä.), da der höchsttemperierte Teil der Versenkungskurve die Maturation stark dominiert.

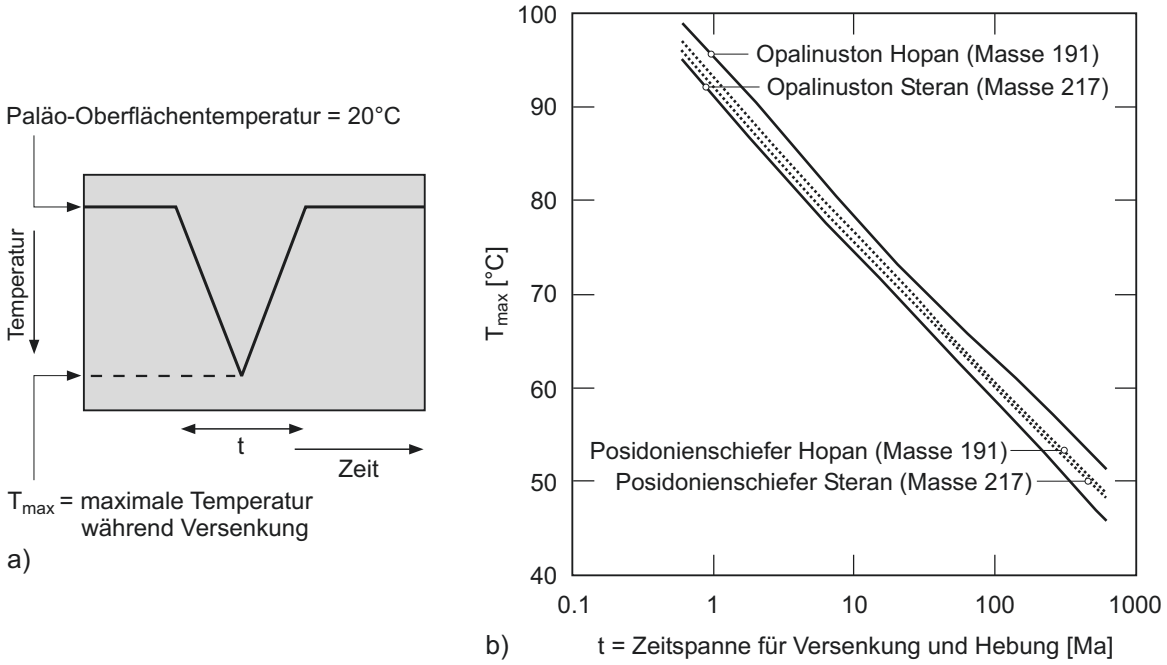


Fig. 3.3-4: Zusammenhang zwischen Zeit und Versenkungstemperatur, berechnet aufgrund von experimentell bestimmten Zeit-Temperatur-Integralen für Biomarker.

a) Schematischer Verlauf von Versenkung und Hebung.

b) T_{max} als Funktion der Dauer der Versenkung/Hebung.

3.3.8 Apatit-Spaltspuranalysen

Grundlagen

Apatit kommt akzessorisch in kristallinen Gesteinen sowie als Schwermineral in klastischen Sedimenten vor. Er enthält zahlreiche Spurenelemente, u.a. Uran. Durch die spontane Spaltung von im Kristallgitter eingebautem ^{238}U entstehen Gitterdefekte, welche durch Ätzung im Labor als Spaltspuren sichtbar gemacht werden können. Die Länge dieser Spaltspuren beträgt 16.3 µm, wobei sie im Verlauf geologischer Zeiträume verheilen können, d.h. kürzer werden und sogar ganz verschwinden. Dieser kinetische Prozess ist eine Funktion der Zeit und der Temperatur. Eine Verheilung findet erst bei Temperaturen > 60 °C statt, und bei > 110–120 °C werden in kurzer Zeit alle Spuren ausgelöscht. Durch Messung von Uran-Gehalt, Spaltspuren-Dichte und -Längenverteilung lassen sich mittels Vorwärts- und inverser Modellierung Rückschlüsse auf die thermische Geschichte des Gesteins machen. Eine ausführliche Beschreibung von Methodik und Resultaten befindet sich in Eurotrack (2001).

Bei der Modellierung wurden folgende Annahmen gemacht bzw. Eingabeparameter verwendet:

- Es wird angenommen, die Verheilungskinetik der betrachteten Proben sei identisch mit derjenigen im Standard (Durango-Apatit).
- Es wird a priori von einer zweifachen Versenkungsgeschichte ausgegangen (basierend auf unabhängiger geologischer Evidenz). Hiermit wird aber nur die Anzahl, nicht aber die Position der Umkehrpunkte bezüglich Zeit und Temperatur vorgegeben. Alter und maximale bzw. minimale Temperatur der Versenkungs- und Hebungsepisoden sind die Resultate, die sich aus den Modellrechnungen ergeben.

- Die Umkehrpunkte in der Versenkungskurve, d.h. die Zeitpunkte maximaler bzw. minimaler Temperatur, werden durch lineare Kurvensegmente verbunden, d.h. alle Versenkungen und Hebungen werden als Episoden konstanter Temperaturänderung charakterisiert.
- In Form von Randbedingungen werden Sedimentationsalter und -temperatur sowie die heutige Temperatur als Eingabe-Parameter behandelt.

Bohrung Benken: Resultate und Diskussion

Von 12 untersuchten Proben haben 5 Apatit in einer für die quantitative Analyse genügenden Menge geliefert. Diese Proben decken dennoch das gesamte Profil der Bohrung Benken von der Molasse bis zum Kristallin ab.

Im ganzen Profil weisen die Längenverteilungen auf eine teilweise Verheilung hin. Die mittleren Spaltspurenlängen nehmen mit der Tiefe von 13.1 auf 10.4 µm ab, was auf den mit der Tiefe zunehmenden Temperatureffekt hinweist. Tabelle 3.3-2 fasst die wichtigsten Modellresultate zusammen. Die maximalen Temperaturen wurden mit 81–93 °C während der ersten, mesozoischen Versenkung erreicht, im Vergleich zu 66–88 °C bei der jungtertiären Versenkung. Die statistischen Fehler der Temperaturbestimmung sind relativ klein und liegen mehrheitlich im Bereich 4–8 °C.

Unter Annahme einer zweifachen Versenkungsgeschichte (Basis für Tab. 3.3-2) wird eine gute Übereinstimmung zwischen Messung und Modellrechnung erzielt, d.h. die beobachteten Dichten und Längenverteilungen der Spaltspuren lassen sich mit Modellrechnungen gut anpassen. Unter Annahme einer einzigen Versenkungsepisode im Tertiär ist dies nicht mehr der Fall, was gegen eine nur unbedeutende erste (mesozoische) Versenkung spricht.

Tab. 3.3-2: Maximale Temperaturen während der mesozoischen und der jungtertiären Versenkung in der Bohrung Benken, berechnet durch Modellierung von Apatit-Spaltspurenmessungen.

Im Fall der mesozoischen Versenkung sind die Werte der beiden Opalinuston-Proben durch ererbte Spaltspuren beeinflusst und daher mit Unsicherheiten behaftet. Die zuverlässigste Angabe liefert daher die Probe aus dem Kristallin.

Formation	**Probenteufe [m]**	**T_{max} der mesozoischen Versenkung [°C]**	**T_{max} der jungtertiären Versenkung [°C]**
Molasse	101		66
Opalinuston	576.90	(97) unsicher	72
Opalinuston	586.61	(105) unsicher	70
Stubensandstein-Fm.	717.55	81	73
Kristallin	1002.48	93	88

Apatit ist in klastischen Sedimentgesteinen nicht in situ entstanden, sondern wurde durch Erosion aus einem älteren Hinterland ins Sediment verfrachtet. Somit kann er auch Spaltspuren enthalten, welche vor der Sedimentation entstanden sind. Dieses ererbte Signal ist in allen Sediment-Proben aus Benken mehr oder weniger stark vorhanden und äussert sich u.a. durch Einzelkristallalter, welche stark schwanken und z.T. das Sedimentationsalter übersteigen. Ererbte Spaltspuren erhöhen die Unsicherheit der zeitlichen Eingabelung der Versenkungsepisoden, während der Effekt auf die Temperaturberechnung deutlich schwächer ist. Das ererbte Signal dominiert insbesondere in der Molasse-Probe derart, dass deren Spaltspurenverteilung (im Gegensatz zu allen anderen Proben) auch ohne zusätzliche Versenkung erklärbar wäre. Im Falle der beiden Proben aus dem Opalinuston verzerren ererbte Spaltspuren die Maximaltemperaturen der mesozoischen Versenkung, daher sind die entsprechenden Modellresultate in Tabelle 3.3-2 in Klammern gesetzt.

In der Kristallinprobe darf hingegen davon ausgegangen werden, dass alle Apatite derselben thermischen Geschichte unterworfen waren, also kein heterogenes ererbtes Signal enthalten. Zudem war die Ausbeute an Apatitkristallen und die Dichte der Spaltspuren in dieser Probe sehr gut, somit die Versenkungsgeschichte mit den geringsten Unsicherheiten behaftet. Obwohl die Datierung der Versenkungen mit Hilfe der Spaltspur-Methode im Vergleich mit den Temperaturabschätzungen generell mit grösseren Unsicherheiten behaftet ist, lassen sich im Fall der Kristallinprobe Alter von 140 ± 43 bzw. 24 +30/-24 Ma herleiten.

Die berechneten Maximaltemperaturen (Tab. 3.3-2) sind etwas höher als diejenigen, welche aus der organischen Geochemie (s.o.) abgeleitet worden sind. Sie zeigen hingegen eine gute Übereinstimmung mit der Modellierung von Rock-Eval-Pyrolyseexperimenten, welche für den Opalinuston ca. 95 °C ergeben (neue Daten Dez. 2002 gem. schriftl. Mitt. M. Elie, Université de Nancy). Daher wurde die Sensitivität von Modellrechnungen der Spaltspurenverteilungen auf die Form der Versenkungskurve (V-förmig, U-förmig) getestet. Die Resultate zeigen, dass die Annahme einer schnellen Versenkung, gefolgt von einer langen Zeitperiode auf Maximaltemperatur und anschliessend einer schnellen Hebung, die berechneten Temperaturen nur unwesentlich vermindern.

Ältere Untersuchungen

Hurford (1996) hat Apatit-Spaltspuren an Material der Bohrung Herdern-1 untersucht. Im Vergleich zur Bohrung Benken ist die jungtertiäre Versenkung stärker ausgeprägt und erreicht Temperaturen von 115–118 °C, wodurch ein allfälliges Signal der mesozoischen Versenkung nahezu ausgelöscht wird. Dieser Befund steht mit der auch heute wesentlich mächtigeren Molasse in Herdern-1 (ca. 1'300 m) im Vergleich zu Benken (ca. 130 m) in Einklang. Für die Bohrungen Schafisheim, Böttstein, Riniken und Weiach schliesst Hurford (1993) auf eine zweifache Versenkungsgeschichte, mit einer zusätzlichen Überdeckung von 1.5 bis 2 km (Kreide) und 1.5 km (teilweise Oligozän und Miozän).

3.3.9 *Shale compaction*-Analyse

Methodik

Die maximale Versenkungstiefe und die nachfolgenden Hebungs-/Erosionsbeträge können durch eine Untersuchung der Gesteinsporosität abgeschätzt werden. Gesteine mit einer kontinuierlichen Versenkungsgeschichte ohne Sedimentlücken bzw. Erosionsdiskordanzen folgen dabei aufgrund der mechanisch-thermischen Kompaktion des Gesteins einem charakteristischen Trend von abnehmender Porosität (bzw. zunehmender Gesteinsdichte) mit zunehmender Tiefe.

Eine solche "normale" Kompaktionskurve ist stark von der Lithologie abhängig, wobei tonige Gesteine generell besser kompaktieren als Sandsteine oder Karbonate. Auch für ähnliche Lithologien werden jedoch je nach Sedimentbecken verschiedene Kompaktionskurven beobachtet (z.B. Wygrala 1989), was mit der mineralogischen Zusammensetzung des Gesteins, dem Grad der diagenetischen Zementation und der Versenkungsrate im Zusammenhang steht. Jedenfalls sollten Messungen der Porosität nur mit "normalen" Kompaktionskurven verglichen werden, welche sich auf denselben Gesteinstyp beziehen.

Da die mechanisch-thermische Kompaktion weitgehend irreversibel ist, zeigen Gesteine unterhalb einer Erosionsdiskordanz (Versenkung gefolgt von Hebung/Erosion) oft zu tiefe Porositäten (bzw. zu hohe Gesteinsdichten und seismische Geschwindigkeiten) für ihre aktuelle Tiefe und liegen über der "normalen" Kompaktionskurve, d.h. sie sind überkompaktiert bzw. überkonsolidiert. Diese Abweichung erlaubt eine direkte Abschätzung der erodierten Schichtmächtigkeit.

Da innerhalb einer Lithologie ein direkter Zusammenhang zwischen Porosität bzw. Gesteinsdichte und seismischer Geschwindigkeit besteht, können Sonic-Logs aus Bohrungen als Mass der Porosität verwendet werden. Die oft beobachtete Zunahme der seismischen Geschwindigkeit mit der Tiefe für eine spezifische Lithologie ist hauptsächlich ein Abbild der abnehmenden Porosität durch Kompaktion.

Resultate

Eine *Shale compaction*-Analyse wurde an 17 Bohrungen in der Nordschweiz durchgeführt (Leu et al. 2001). Dabei wurden die Sonic-Geschwindigkeiten in verschiedenen tonigen Formationen (Lias β, Opalinuston, Untere und Obere Süsswassermolasse) analysiert. Da das gesamte Untersuchungsgebiet von starker Hebung mit Erosion beeinflusst wurde und somit keine "normale" Kompaktionskurve zu Vergleichszwecken existiert, wurden Sonic-Trends für tonreiche Gesteine aus anderen Regionen (Issler & Beaumont 1989, Serra 1986, Jankowsky 1984, John 1956) verwendet und werden in Figur 3.3-5 durch das graue Band umhüllt. Eine weitere Unsicherheit, die jedoch weit weniger bedeutend ist, besteht aufgrund der Variabilität der Sonic-Geschwindigkeit über die untersuchten Intervalle[11].

Die Auswertung der 9 Bohrungen, welche Opalinuston enthalten, sowie des Felslabors Mont Terri, ergibt eine zusätzliche, heute erodierte Überlagerung von 1250–1850 m mit einer Fehlerbandbreite von ±600 m (Fig. 3.3-5)[12]. Diese Werte liegen deutlich über dem Bereich, der mit anderen Methoden ermittelt werden kann (ca. 1'100 m, s. Kap. 3.3.10). Allerdings ist die Aussagekraft dieser Daten aus folgenden Gründen beschränkt:

- Das Fehlen einer Referenz-Kompaktionskurve für Opalinuston zwingt zur Verwendung von Kompaktionstrends anderer Formationen. Da diese eine bedeutende Variabilität aufweisen (graues Band in Fig. 3.3-5), entsteht ein grosser Fehler in der Abschätzung.
- Der Siltanteil und dessen diagenetische Zementation im Opalinuston erhöhen die Sonic-Geschwindigkeiten. Die Referenzkompaktionskurven beziehen sich hingegen zum grossen

[11] Für die Analyse wurden jeweils nur die tonreichsten Abschnitte der Formation verwendet, für den Opalinuston z. B. nur die untere Hälfte. Innerhalb dieser ausgewählten Bereiche beträgt die Variabilität der Sonic-Geschwindigkeit ±50 bis ±100 m/s.

[12] Die scheinbar geringere zusätzliche Überlagerung des Opalinustons der Bohrung Beznau entspricht wahrscheinlich nicht der Realität. Die Sonic-Geschwindigkeit des in dieser Bohrung sehr oberflächennahen Opalinustons ist durch Entlastungsklüfte zu tieferen Werten verschoben und repräsentiert nicht allein die Eigenschaften der Gesteinsmatrix.

Teil auf reinere Tone, d.h. ohne bedeutenden Siltanteil und weniger Zementation. Dies führt zu einer Überschätzung der Kompaktion des Opalinustons.

- Die Sonic-Geschwindigkeiten sind ihrerseits mit Messfehlern behaftet bzw. unterliegen einer Variabilität, was den Fehler der Abschätzung der maximalen Versenkungstiefe weiter vergrössert.

Aus diesen Gründen wird den Resultaten der *Shale compaction*-Analyse wenig Gewicht beigemessen.

Immerhin deutet die *Shale compaction*-Analyse deutlich darauf hin, dass die jungtertiäre Versenkung im Bereich des Tafeljuras und des Molassebeckens (jedoch nicht am Mont Terri im Faltenjura, Kap. 3.3.12) grösser war als die mesozoische. Dies kann daraus geschlossen werden, dass alle untersuchten Formationen, ob tertiär oder mesozoisch, vergleichbare Werte ergeben.

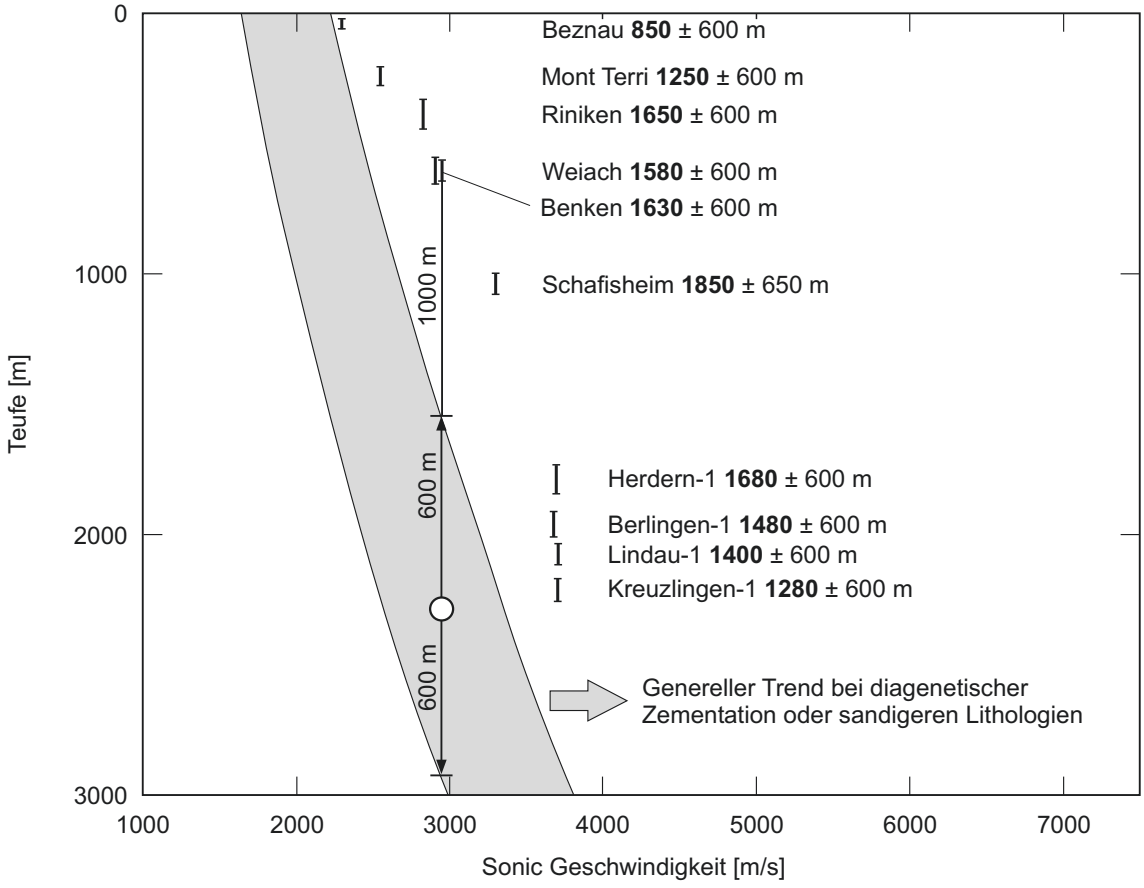


Fig. 3.3-5: *Shale compaction*-Analyse an Opalinuston verschiedener Bohrungen in der Nordschweiz.

Das graue Band kennzeichnet den Bereich der Sonic-Geschwindigkeiten von normal kompaktierten tonigen Gesteinen. Die Zahlenwerte geben die Überkompaktion (d.h. Maximalversenkung minus heutige Tiefenlage) von Opalinuston verschiedener Lokalitäten gemäss dieser Methode an.

3.3.10 Beckenmodellierung

Methodik

Mit Hilfe der eindimensionalen Beckenmodellierung an verschiedenen Bohr- oder Aufschlussprofilen kann die geologische und geothermische Entwicklung von Beobachtungspunkten (Bohrungen) in einem Gebiet integriert untersucht werden. Dabei wird die Versenkungsgeschichte mit dem sich über geologische Zeiträume verändernden Temperaturfeld gekoppelt, woraus eine Temperaturgeschichte für jede Sedimentschicht resultiert. Die numerische Simulation beinhaltet die folgenden Prozessschritte:

1. Rekonstruktion der Versenkungsgeschichte aller Schichten unterhalb einer Referenzoberfläche (Sedimentoberfläche) aufgrund stratigraphischer Evidenzen (s. Kap. 3.3.2). Dabei müssen auch erste grobe Abschätzungen betreffend der erodierten Schichtmächtigkeiten in Erosionsdiskordanzen eingeschlossen werden.
2. Definition der Lithologien mit anschliessender Dekompaktion jeder Sedimentschicht zwecks Berechnung der ursprünglich abgelagerten Mächtigkeiten. Anschliessend wird in einer Vorwärtsberechnung die Poren- und Permeabilitätsreduktion ermittelt, die ihrerseits die Porendruckentwicklung bestimmt. Da sich die Porosität und der Porendruck gegenseitig beeinflussen, muss dieser Prozessschritt iterativ durchgeführt werden. Dabei wird die heute beobachtete Schichtmächtigkeit bis zu einem vertretbaren Fehler angenähert.
3. Eingabe des zeitabhängigen Paläowärmeflusses an der Basis des Modells und der Oberflächentemperatur mit anschliessender Berechnung der Temperaturgeschichte für jede Sedimentschicht. Dabei werden die lithologiespezifischen geothermischen Parameter (Wärmeleitfähigkeit und -kapazität) mitberücksichtigt. Neben Wärmeleitung wird auch der konvektive Wärmetransport berücksichtigt, der z.B. mit der kompaktionsbedingten Entwässerung einhergeht.
4. Vorwärtsmodellierung von temperatur- und zeitabhängigen Prozessen wie der Reifung von organischem Material (Vitrinitreflexion, Biomarker), der Kohlenwasserstoffgenerierung (Öl/Gas), der Entwicklung von Spaltspuren in Apatit oder von Tonmineralumwandlungen.

Von den Eingabedaten für die Modellierung sind insbesondere die Mächtigkeit erodierter Sedimente (Schichtlücken) sowie der Paläo-Wärmefluss mit grossen Unsicherheiten behaftet. Daher muss das Modell mit unabhängigen Daten kalibriert werden. Als Kalibrationsdaten können gemessene Apatit-Spaltspurdaten, organische Reifeparameter, Porositäten, Permeabilitäten, Porendrücke oder Bohrlochtemperaturen verwendet werden. In einem iterativen Vorgang wird dabei versucht, den Fehler zwischen den vom Modell berechneten und den gemessenen Werten zu minimieren, indem Eingabeparameter wie Wärmeflussgeschichte oder Erosionsbeträge sukzessive variiert werden. Bei ungenügender Anzahl von Kalibrationsdaten oder einer zu grossen Streuung können dabei verschiedene Modelle zu ähnlichen Resultaten führen, sind also nicht eindeutig. Angesichts der Vielfalt von Untersuchungen ist dies in der Nordostschweiz meist nicht der Fall.

Die Methode der eindimensionalen Beckenmodellierung ist ein Werkzeug für die Prüfung der Plausibilität von verschiedenen geologischen Szenarien. Sie ist geeignet, zahlreiche unabhängige Methoden zur Charakterisierung der Versenkungs- und Temperaturgeschichte (s. Kap. 3.3.2–3.3.9) zu integrieren und die interne Konsistenz der einzelnen Datensätze zu überprüfen. Des weiteren liefert sie mögliche Bandbreiten für anderweitig nur schwer charakterisierbare Parameter wie Erosionsbeträge in Schichtlücken sowie Wärmefluss als Funktion der Zeit.

Abschätzung der Mächtigkeit erodierter Schichten (Schichtlücken)

Für die vollständige Rekonstruktion der Versenkungsgeschichte muss die erbohrte Stratigraphie (Kap. 3.3.2) mit den erodierten Schichten in den beiden wichtigsten Erosionsdiskordanzen ergänzt werden. Für eine erste Abschätzung der Mächtigkeiten heute fehlender Schichten können folgende unabhängigen Verfahren beigezogen werden:

a) Extrapolation von Schichtmächtigkeiten aus benachbarten Bohrungen und Aufschlüssen

b) Extrapolationen mit Hilfe von ermittelten Sedimentationsraten im Liegenden der Schichtlücke

c) Analyse von Sedimentkompaktionstrends (Bestimmung von anomalen Werten, siehe auch Kap. 3.3.9)

d) Extrapolation von thermischen Reifeparametern (Vitrinit-Reflexion) und Spaltspurdaten.

Alle vier Methoden wurden für die gesamte Nordschweiz angewendet (Leu et al. 2001 und Schegg & Leu 1998). Ein Vergleich dieser Resultate zeigt, dass im Raum Benken–Weiach für die alttertiäre Erosion rund 300–700 m und für die jungtertiäre Erosion 700–1'100 m Erosion angenommen werden müssen. Die Werte der ersten Erosionsphase sind weniger gut belegt, da die Kreide- und die jüngsten Malmsedimente nirgendwo im näheren Untersuchungsgebiet vorhanden sind.

Im Gebiet des Mont Terri sind die Schichtlücken weniger gut charakterisiert. Die erodierte Mächtigkeit von Kreide und Malm wird auf ca. 400–600 m geschätzt (Schegg & Leu 1998), das Jungtertiär (Molasse) auf 100–200 m (Wermeille & Bossart 1999). Im Gebiet des Mont Terri kann heute nur noch eine Erosionsdiskordanz beobachtet werden (d.h. die heutige Oberfläche). Da jedoch im nahegelegenen Delsberger Becken die Molasse direkt auf Malm liegt (Laubscher 1963), wurde für die Beckenmodellierung eine vollständige Erosion der Kreide während der alttertiären Hebung angenommen.

Modellierung der Versenkungsgeschichte

Die eindimensionale Beckenmodellierung wurde vor allem auf die Bohrungen Benken, Weiach und Herdern-1 angewendet, und die resultierenden Versenkungsdiagramme sind in Figur 3.3-6 dargestellt. Nach der ersten Grobschätzung der Erosionsbeträge (s.o.) wurden diese Werte im Zuge der Modellkalibration optimiert (Leu et al. 2001). Bei der Rekonstruktion der Versenkungsgeschichte wurden weiter die Paläobathymetrie und, während der jungtertiären Inversion, auch die Höhe der Paläo-Landoberfläche berücksichtigt[13] (Kap. 3.5, Leu et al. 2001 und Müller et al. 2002).

Unter Berücksichtigung aller zur Verfügung stehenden Daten und der iterativen Kalibration der Beckenmodelle der drei Bohrungen resultiert für den Opalinuston im Raum Benken–Weiach eine zweiphasige Versenkung, wobei die zweite (jüngere) deutlich stärker ausgeprägt war. Die Maximalversenkung von 1'650–1'700 m (bezogen auf die Mitte der Formation) wurde im späten Miozän erreicht. In der im Molassebecken proximaler gelegenen Bohrung Herdern-1 werden zu

[13] Die Entwicklung der Oberflächentopographie im Alttertiär ist nicht gut bekannt. Im Modell wurde davon ausgegangen, dass sich die Paläo-Landoberfläche nicht wesentlich über dem Meeresspiegel befunden hat. Die gestrichelten Linien in Fig. 3.3-6 zeigen schematisch die alternative Hypothese eines Reliefs von mehreren 100 m. Diese Unsicherheit beeinflusst die resultierenden Raten vertikaler Bewegungen im Alttertiär, hingegen nicht die Tiefenlage der Formationen unter Landoberfläche. Für die Herleitung der maximalen Tiefenlagen und Temperaturen während beider Versenkungphasen sowie für die jungtertiären Hebungsraten ist diese Unsicherheit ebensowenig von Belang.

derselben Zeit Tiefen von rund 2'850 m erreicht (s. Tab. 3.3-3). Dies sind somit für alle drei Modellstandorte rund 1'050 m mehr als die heutige Tiefenlage des Opalinustons unter Gelände. Während der ersten, mesozoischen Versenkungsphase erreichte der Opalinuston in der späten Kreide bedeutend geringere Tiefen von 1'050–1'100 m im Gebiet Benken–Weiach, respektive 1'300 m im Gebiet von Herdern-1. Dies impliziert bei Benken–Weiach ca. 600 m und bei Herdern-1 ca. 700 m Jura- und Kreidesedimente, die durch Erosion abgetragen wurden. Während der grösste Teil der mesozoischen Versenkung vor 120 Ma (frühe Kreide) abgeschlossen war, wurde infolge weiterer, langsamer Sedimentation die Maximalversenkung erst vor 65 Ma (Kreide/Tertiär-Grenze) erreicht.

Tab. 3.3-3: Aufgrund der Beckenmodellierung berechnete Versenkung, heutige Tiefenlage und petrophysikalische Parameter des Opalinustons.

Tiefenangaben beziehen sich auf das Zentrum der Formation. Fett: Maximale Versenkung.

Lokalität	**Maximale Tiefenlage während der mesozoischen Versenkung [m]***	**Maximale Tiefenlage während der jungtertiären Versenkung [m]***	**Qualität der Kalibration des Beckenmodells**	**Heutige Tiefenlage [m]**	**Erosion seit maximaler Versenkung [m]***	**Gesteinsdichte (trocken) [g/cm^3]**	**Seismische Geschwindigkeit v_p [m/s]**
Berlingen-1	1'300	**3'050**	beschränkt	1'963	1'050	(2.756)	3'675
Kreuzlingen-1	1'300	**3'300**	mittel	2'222	1'050	(2.750)	3'704
Herdern-1	1'300	**2'850**	gut	1'787	1'050	(2.692)	3'692
Schafisheim	1'000	**2'150**	gut	1'040	1'100	2.553	3'304
Weiach	1'100	**1'700**	gut	610	1'050	2.450	2'908
Benken	1'050	**1'650**	gut	605	1'050	2.427	2'920
Riniken	1'250	**1'550**	mittel	391	1'150	2.390	2'834
Mont Terri	**1'350**	1'000	beschränkt	240	1'100	2.352	2'530

Dichtewerte in Klammern sind unsicher (s. Fussnote in Kap. 5.4.5).

* Daten auf 50 m gerundet

Für den Mont Terri bestehen nur wenig Kalibrationsdaten, entsprechend sind die Resultate mit Unsicherheiten behaftet. Das plausibelste Modell liefert eine mesozoische Versenkung von ca. 1'350 m, während die jungtertiäre Versenkung nur noch ca. 1'000 m erreichte. Die Maximalversenkung wurde also im Gegensatz zum Gebiet Benken–Weiach bereits während der ersten Versenkungsphase erreicht.

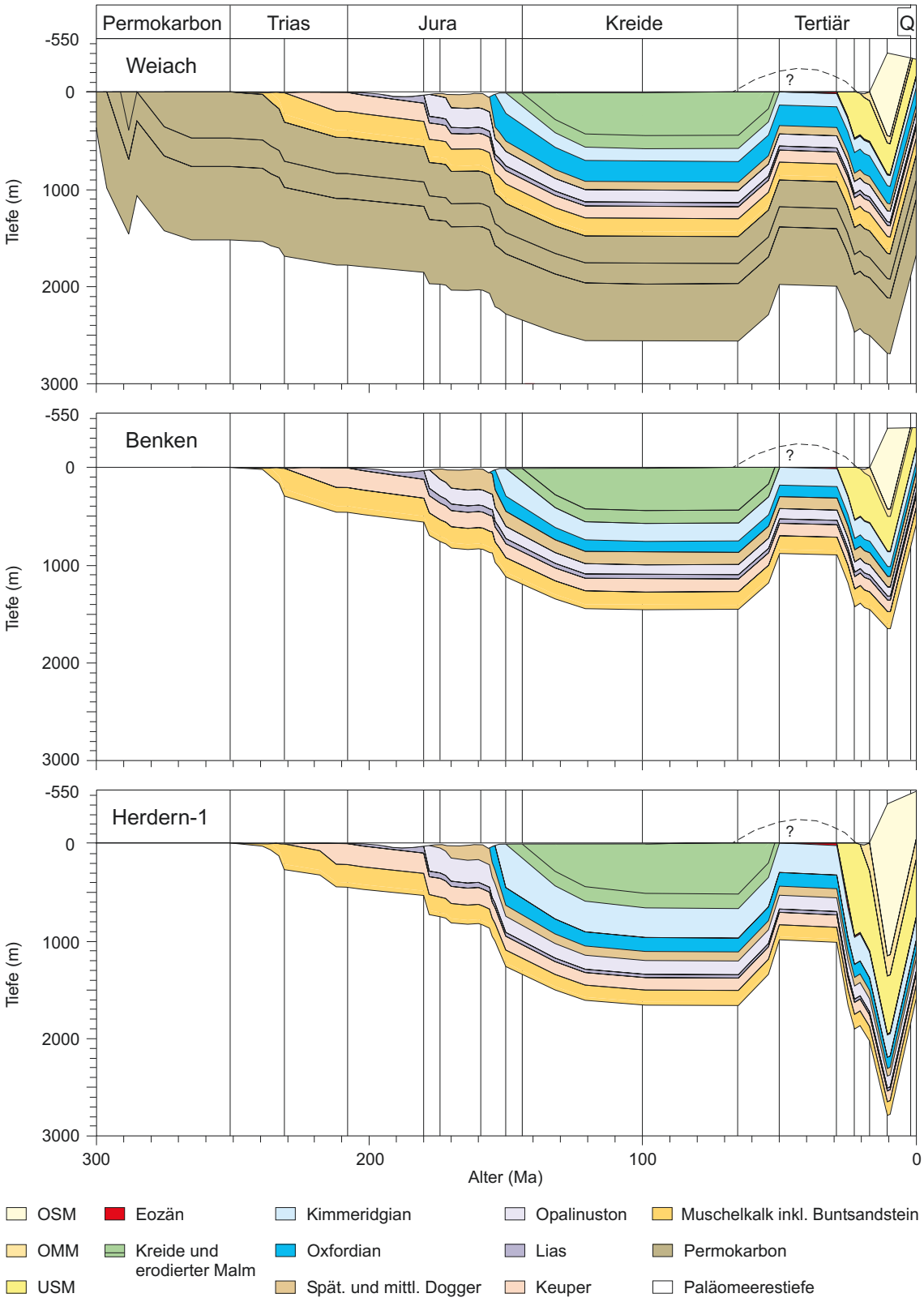


Fig. 3.3-6: Rekonstruierte Versenkungsgeschichte der Sedimente im Bereich der Bohrungen Benken, Weiach und Herdern-1.

Aus Leu et al. (2001).Die Tiefenangaben in Tabelle 3.3-3 beziehen sich auf die relative Geländeoberfläche am jeweiligen Standort. Für eine Ableitung von Hebungsraten, wie sie für die Erosionsszenarien benötigt werden, muss zusätzlich die absolute Lage der Geländeoberfläche d.h. deren Höhe über Meer, berücksichtigt werden (Müller et al. 2002).

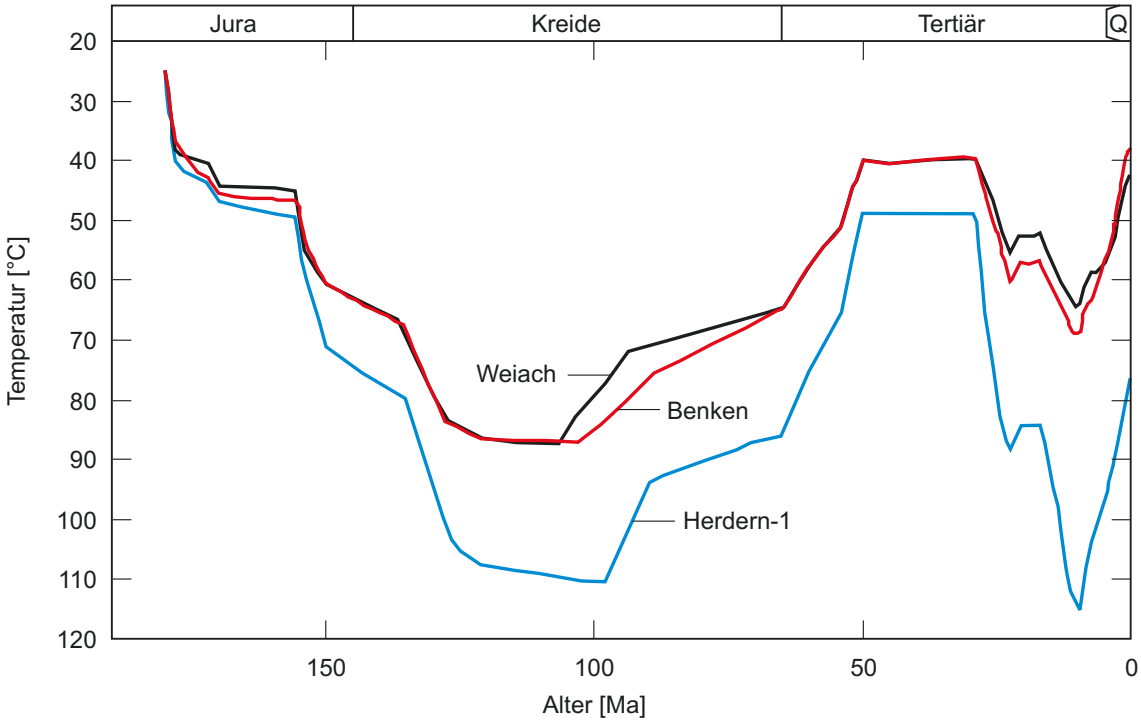


Fig. 3.3-7: Modellierte Temperaturgeschichte der Basis des Opalinustons in den Bohrungen Benken, Weiach und Herdern-1.

Die Temperaturverläufe wurden mit den jeweiligen bevorzugten Modell-Szenarien berechnet (aus Leu et al. 2001).

Modellierung der Temperaturgeschichte

Die Kombination der optimierten Versenkungskurven (Fig. 3.3-6) mit einer Wärmeflussgeschichte erlaubt die Berechnung der Temperaturgeschichte des Opalinustons. Zur Kalibration des Modells wurden die Apatit-Spaltspurdaten (Kap. 3.3.8), die Vitrinit-Reflexionswerte (Kap. 3.3.6) sowie die Biomarker (Kap. 3.3.7) verwendet. Eine gute Anpassung der Modellresultate an die Kalibrationsdaten ist nur möglich, wenn erhöhte Wärmeflüsse in Perm/Trias (spätvariskische Tektonik), während der frühen Kreide (grossräumige Dehnungsphase, Öffnung des Nordatlantiks, Bodenseegraben?) und im Plio-Pleistozän (Reaktivierung entlang der Permokarbon-Grabenränder?) an der Modellbasis angenommen werden. Die resultierenden Temperaturverläufe für den Opalinuston, basierend auf den bevorzugten Parametersätzen (Leu et al. 2001), sind in Figur 3.3-7 dargestellt[14]. Die resultierenden Temperaturverläufe in Benken und

[14] Die Unstetigkeiten in den Temperaturverläufen sind die direkte Folge von Änderungen der Tiefenlage des Opalinustons gemäss Modellannahmen. Zusätzlich hängen sie vom zeitlichen Verlauf des basalen Wärmeflusses im Modell ab, der seinerseits ein Resultat der iterativen Modellanpassung im Beckenmodell ist. Da diese Anpassung für jeden Standort unabhängig durchgeführt wurde, ist der resultierende zeitliche Verlauf des basalen Wärmeflusses je nach Bohrung geringfügig verschieden. Dies erklärt, warum einige der Unstetigkeiten der Temperaturkurven in der Kreide je nach Standort zu etwas verschiedenen Zeitpunkten erfolgen.

Weiach sind quasi identisch (die kleinen Unterschiede reflektieren v.a. die leicht verschiedenen Schichtmächtigkeiten). Der Opalinuston wurde am Ende der frühen Kreide (~105 Ma) bereits auf einen absoluten Maximalwert von 85 ± 5 °C aufgeheizt. Während einer Abkühlungsphase, die bis ins Oligozän andauerte, wurden die Temperaturen um ~ 45°C reduziert. Während der miozänen Hauptversenkung werden aufgrund des relativ tiefen Wärmeflusses nur noch Werte von 65 ± 5 °C erreicht. Die heutigen Temperaturen liegen bereits wieder um ~ 30 °C tiefer. Die maximale Versenkung muss also nicht identisch sein mit dem Zeitpunkt der maximalen Temperatur. In Herdern-1 sind die Temperaturen generell um 20–40 °C höher, bedingt durch die zu jeder Zeit tiefere Versenkung. Die sehr starke Versenkung im Jungtertiär hatte zudem zur Folge, dass die Maximaltemperaturen beider Versenkungsphasen vergleichbar sind, dies im Gegensatz zum Raum Benken–Weiach.

Auch am Mont Terri erreichte der Opalinuston bereits am Ende der frühen Kreide seine absolute Maximaltemperatur, welche vergleichbar ist mit derjenigen von Benken. Seither befindet er sich in einer generellen Abkühlungsphase, die nur durch eine kurze Temperaturerhöhung von ca. 5 °C (Ablagerung der geringmächtigen Molasse) unterbrochen wurde.

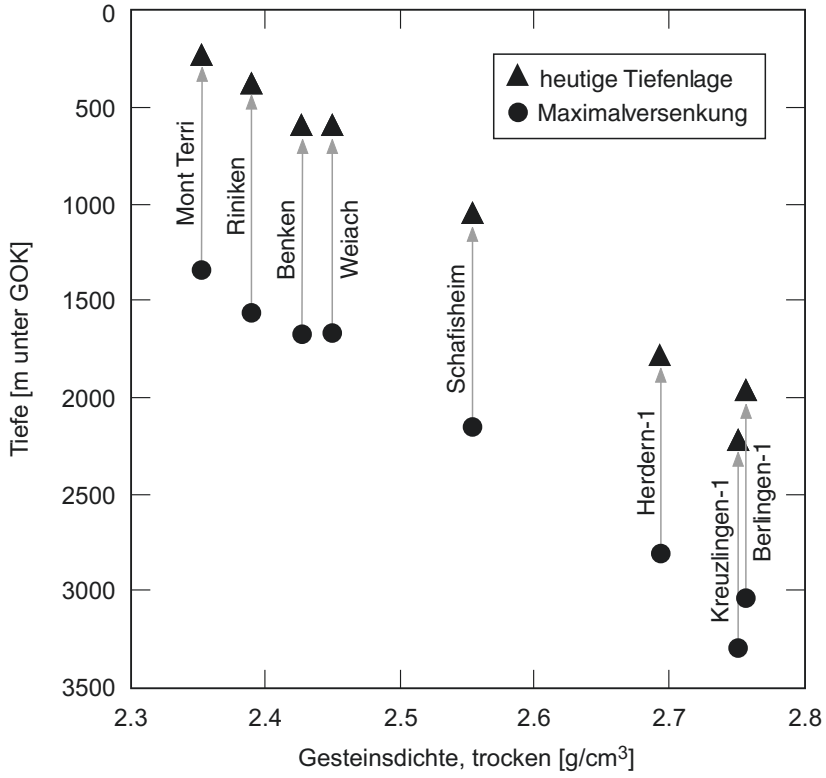


Fig. 3.3-8: Beziehung zwischen Gesteinsdichte, Maximalversenkung und heutiger Tiefenlage des Opalinustons an verschiedenen Lokalitäten der Nordschweiz.

3.3.11 Abhängigkeit der Gesteinsdichte von der maximalen und der heutigen Versenkung

Beckenmodelle wie oben beschrieben wurden für eine Vielzahl von Bohrungen der Nordschweiz sowie für den Opalinuston des Felslabors Mont Terri erstellt, wobei die Datenlage zur Modellkalibrierung nicht an allen Lokalitäten gleich gut war (Tab. 3.3-3). Mit der bereits besprochenen Ausnahme des Mont Terri wurde die Maximaltiefe in allen Fällen während der

jungtertiären Versenkung erreicht. An allen Lokalitäten liegt die maximale Versenkungstiefe des Opalinustons im sehr engen Bereich von 1'050 bis 1'150 m unterhalb der heutigen Tiefenlage. Wie Figur 3.3-8 zeigt, besteht eine sehr gute lineare Beziehung zwischen der Gesteinsdichte[15] einerseits und sowohl Maximal- wie auch heutiger Versenkung andererseits. Da in tonigen Gesteinen während der Kompaktionsphase (Erstbelastung) die plastische, irreversible Deformation dominiert, tritt bei der Entlastung des Gesteins nur eine wesentlich geringere elastische, reversible Verformung auf (vgl. Kap. 5.7). Die Gesteinsdichte von Tonsteinen wird daher im Wesentlichen von der Maximalversenkung bestimmt. Die Korrelation zwischen heutiger Tiefenlage und Gesteinsdichte ergibt sich zwangsläufig aufgrund der regional sehr konstanten Hebungsbeträge seit der Maximalversenkung, und es wird dieser Korrelation keine weitere Bedeutung beigemessen.

3.3.12 Vergleich mit dem Opalinuston des Felslabors Mont Terri

Die mesozoische Versenkungsphase verlief nach heutigem Wissen im ganzen Gebiet zwischen dem Raum Benken–Weiach und dem nördlichen Faltenjura ähnlich (Tab. 3.3-3). Während die nachfolgende jungtertiäre Versenkungsphase im Raum Molassebecken–Tafeljura stärker als die mesozoische war und somit zu einer weiteren Kompaktion führte, war sie im Raum Mont Terri deutlich schwächer. Gesteinsdichte und Porosität des Opalinustons des Mont Terri sind somit weitgehend von der ersten Versenkungsphase geprägt.

Die Reifeparameter des organischen Materials, insbesondere die Vitrinit-Reflexionsdaten sowie die Isomerisationsverhältnisse von Biomarkern, lassen den Schluss zu, dass die maximalen Temperaturen während der Versenkung im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland und am Mont Terri sehr ähnlich waren. In beiden Regionen sind sie durch die mesozoische Versenkungsphase geprägt. Inwieweit thermische Effekte im Zusammenhang mit der tertiären Entwicklung des Oberrheingrabens die nachfolgende tertiäre Aufheizung beeinflussen, ist unklar, da auch in benachbarten Bohrungen des schweizerischen Mittellands oder des südlichen Oberrheingrabens kaum geeignete Kalibrationsdaten vorhanden sind.

Die erwähnten Unterschiede der Versenkungsgeschichte erklären, warum der Opalinuston am Mont Terri zwar dieselbe Reife und somit Maximaltemperatur erreicht hat wie im Raum Benken–Weiach, aber dennoch weniger stark kompaktiert ist und eine etwas höhere Porosität aufweist.

3.3.13 Versenkungs- und Temperaturgeschichte: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

- Der Opalinuston hat eine zweifache Versenkung erfahren. Die mesozoische Versenkung erreichte im Verlauf der Kreide im Raum Benken–Weiach eine Tiefe von 1'050 bis 1'100 m, bevor rund 600 m wieder erodiert wurden. Während der jungtertiären Maximalversenkung vor ca. 10 Ma erreichte der Opalinuston Tiefen von 1'650 bis 1'700 m unter Gelände, hatte also ca. 1'050 m mehr Überdeckung als heute. Diese Versenkung bestimmt den heutigen Kompaktionsgrad des Gesteins.

---

[15] Für den Opalinuston der Bohrung Riniken bestehen keine repräsentativen Dichtedaten; in den wenigen bestehenden Messungen an Kernmaterial in Matter et al. (1987) sind kalkigere Proben stark übergewichtet. Daher wurde in diesem Fall die Gesteinsdichte aus der regional guten linearen Beziehung zwischen der seismischen Geschwindigkeit v_p und der Gesteinsdichte abgeleitet. Die Dichtedaten der Bohrungen Berlingen-1, Kreuzlingen-1 und Herdern-1 sind unsicher (s. Kap. 5.4.5).

- Die aus diesen Daten ableitbare durchschnittliche Hebungsrate seit der jungtertiären Maximalversenkung beträgt im Gebiet Benken ca. 0.1 mm/a.
- Untersuchungen der organischen Geochemie haben gezeigt, dass im Raum Benken das Ölfenster (beginnende Bildung flüssiger Kohlenwasserstoffe) knapp nicht erreicht wurde. Isomerisationsverhältnisse von Biomarkern sowie Pyrolyseexperimente lassen auf eine Maximaltemperatur im Opalinuston von 59 bis 78 °C schliessen.
- Die beobachteten Längenverteilungen von Apatit-Spaltspuren lassen sich nur durch eine zweifache Versenkung erklären, wobei die zweite die älteren Signaturen nicht vollständig auszulöschen vermochte und daher etwas tiefer temperiert war. Die aus Modellrechnungen erhaltenen Maximaltemperaturen betragen 81 bis 93 °C für die mesozoische und 66 bis 88 °C für die jungtertiäre Versenkung. Diese Werte liegen etwas höher als diejenigen aus der organischen Geochemie, wenn auch innerhalb der methodischen Unsicherheits-Bandbreite.
- Die Beckenmodellierung integriert zahlreiche Datensätze, welche die Versenkungs- und Temperaturgeschichte charakterisieren, in einen gemeinsamen Rahmen. Hierbei zeigt sich, dass die aufgrund verschiedener Methoden (Stratigraphie, Vitrinit-Reflexion, organische Geochemie, Apatit-Spaltspuren) erhobenen Datensätze ein intern weitgehend konsistentes Bild ergeben.
- Gemäss der Beckenmodellierung erreichte der Opalinuston im Gebiet Benken Maximaltemperaturen von ca. 85 °C während der ersten, mesozoischen Versenkungsphase. Die Maximaltemperaturen während der wesentlich kürzeren (aber tieferen) jungtertiären Versenkung betrugen wegen des geringeren Wärmeflusses nur noch ca. 65 °C.
- Der Opalinuston des Felslabors Mont Terri erreichte (im Unterschied zu Benken) sowohl maximale Temperatur wie auch maximale Überdeckung im Verlauf der mesozoischen Versenkung. Die Maximaltemperatur ist mit derjenigen von Benken vergleichbar, während die maximale Tiefe geringer ist und die höheren Porositäten am Mont Terri erklärt.

3.4 Struktureller Aufbau

Basierend auf den bisherigen Untersuchungen zur Tektonik der Nordschweiz (s. Kap. 2) soll im Folgenden ein Überblick über die wichtigen, regionalen Strukturen sowie deren Interpretation im Zusammenhang mit der geologischen Geschichte seit dem Paläozoikum (Kap. 3.2 und 3.3) vermittelt werden. Dabei werden auch neue Aspekte berücksichtigt, welche sich im Rahmen der lokalen Untersuchungen des Zürcher Weinlands (Bohrung Benken und 3D-Seismik) ergeben haben (Kap. 4.2). Mit einer tektonischen Übersichtskarte (Beil. 3.2-1) und massstäblichen geologischen Profilen im Streichen und im Fallen (Beil. 3.2-2 und 3.2-3) werden die Ausführungen illustriert. Die Darstellungen dienen als Rahmen für das Verständnis der lokalen Strukturen im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland (Kap. 4.2) sowie als Grundlage für die Herleitung der geologischen Langzeitszenarien in Kapitel 8.3 und 8.4 (für die Lokalisierung geographischer Bezeichnungen s. Beil. 1 in Naef et al. 1995).

3.4.1 Übersicht der tektonischen Baueinheiten der Nord- und Nordostschweiz

Die strukturelle Gliederung der Nordschweiz ist das Resultat dreier unterschiedlicher geologischer Epochen, die sich durch charakteristische Gesteinsabfolgen und Strukturelemente auszeichnen (Kap. 3.2 und Fig. 3.2-1). Entsprechend werden die tektonischen Baueinheiten definiert. Im Hinblick auf die Beurteilung der geologischen Langzeitsicherheit bedarf es zudem einer tektonischen Gliederung, welche dem aktuellen geodynamischen Konzept entspricht

(Kap. 3.5.6). Dieses wird bestimmt durch die Annahme einer anhaltenden alpinen Kompression, welche die gesamte Vorlandkruste bis weit nach Norden erfasst und Teile des Deckgebirges durch Fernschub zunehmend kompressiv überprägt, abgeschert und nachhaltig deformiert hat. Der nicht vom alpinen Fernschub betroffene Teil dieses Vorlands wird im Sinne von Trümpy (1980) als Mesoeuropa bezeichnet, die abgescherten Segmente des Deckgebirges sind dagegen bereits Teil des alpinen Orogens und damit Neoeuropas. Dieses übergeordnete Kriterium für die tektonische Gliederung ist in Figur 3.4-1 mit zwei schematischen, nicht massstäblichen Profilen durch die Nordschweiz dargestellt.

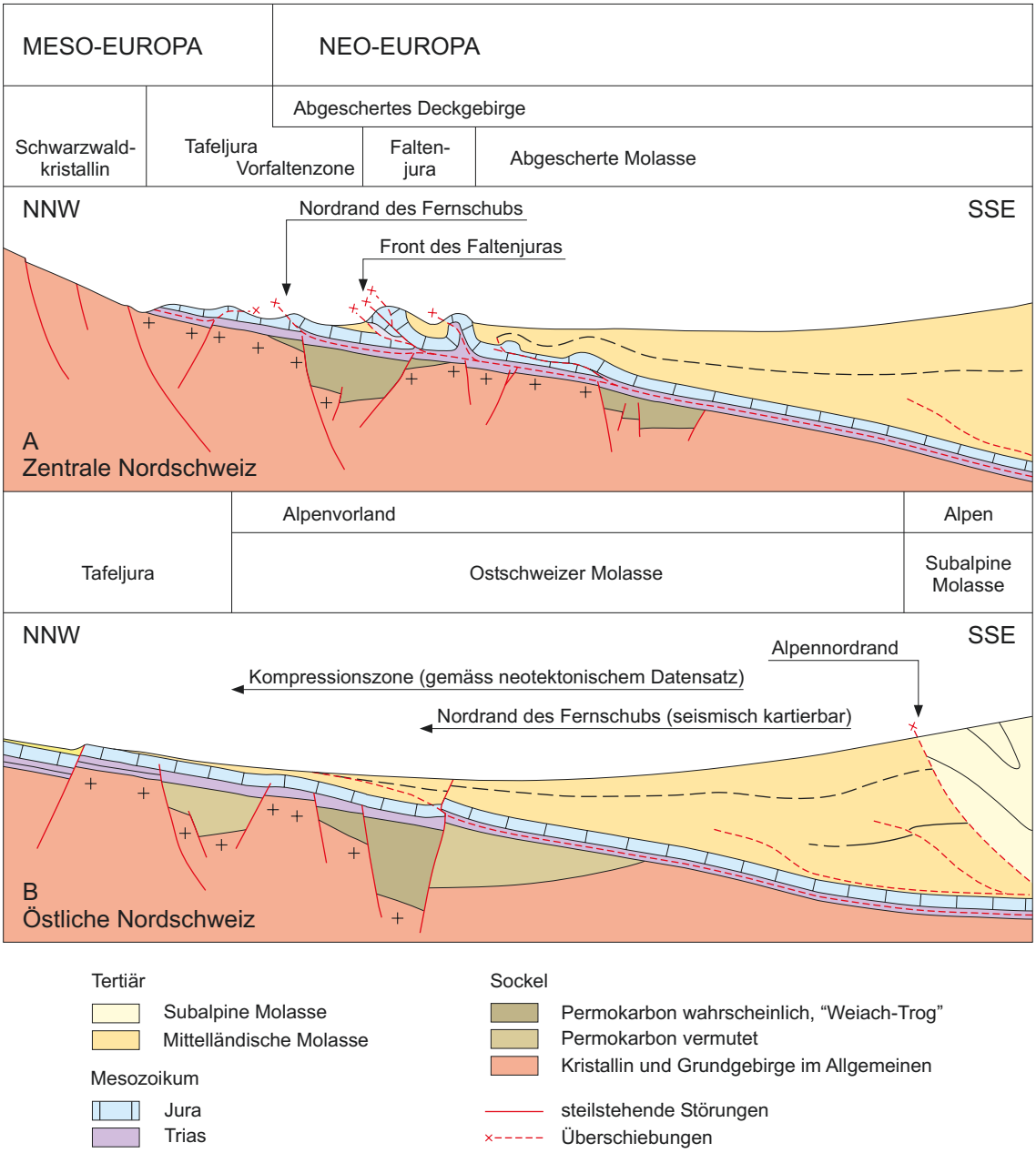


Fig. 3.4-1: Schematische geologische Profile durch die zentrale (A) und die östliche (B) Nordschweiz.

Nicht massstäblich oder genauer lokalisiert.

Die beiden Profile verdeutlichen die Grenze zwischen dem alpin überprägten und dem streng autochthonen Deckgebirge, zeigen aber auch, dass die Verhältnisse in der zentralen (Profil A) und der östlichen Nordschweiz (Profil B) verschieden sind. Während der Nordrand der Abscherung in der zentralen Nordschweiz durch eine bis ins Detail bekannte Zone mit Auf- und Überschiebung gut definiert ist (Faltenjura und Vorfaltenzone), scheint sie weiter östlich in Form einer mehrere Kilometer breiten Kompressionszone zu enden, deren Ausdehnung weniger genau bekannt ist.

Für die tektonische Gliederung sind also die lithologischen Grosseinheiten:

- *Sockel* (Kristallines Grundgebirge inkl. paläozoische Sedimente)
- Mesozoisches *Deckgebirge* und
- *Molasse* (Tertiäres Deckgebirge)

sowie deren Beeinflussung durch die alpine Kompression zu berücksichtigen. Daraus ergibt sich die Definition der in Beilage 3.2-1 abgegrenzten tektonischen Einheiten. Diese Baueinheiten sind durch Strukturzonen oder lithologische Grenzen und Diskordanzen von überregionaler Bedeutung gegeneinander abgegrenzt und lassen sich intern durch grossräumige Strukturelemente (Beil. 3.2-1 bis 3.2-3) weiter gliedern. Zwei dieser tektonischen Elemente, welche mehrere der in Beilage 3.2-1 abgegrenzten Einheiten betreffen, sind im Hinblick auf den lokalen Bau des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland wichtig, nämlich:

- der *Freiburg–Bonndorf–Hegau–Bodensee-Graben* und
- der *Nordschweizer* Permokarbontrog *(Weiach-Trog)*

Im Folgenden werden alle Baueinheiten, welche projektbezogen von Bedeutung sind, kurz charakterisiert.

3.4.2 Die Bedeutung des Sockels

Wie die Untersuchungen über das Kristallin und die Permokarbontröge der Nordschweiz gezeigt haben, ist das gesamte Strukturinventar dieses Gebiets die Folge einer mehrphasigen Grundgebirgstektonik, welche sich auch im Bruchmuster des Deckgebirges abzeichnet (Thury et al. 1994). Kenntnisse über den mesoeuropäischen Sockel zwischen Schwarzwald–Oberrheingraben und der Alpenfront sind deshalb von grundlegender Bedeutung für das Verständnis der geologischen Geschichte der Nordostschweiz und damit auch für die Herleitung von Langzeitszenarien (s. Kap. 8.2). Vieles deutet darauf hin, dass die wichtigen Strukturelemente bereits während der variskischen Gebirgsbildung im jüngeren Paläozoikum entstanden sind und später lediglich – je nach Orientierung des herrschenden Spannungsfelds – in unterschiedlichem Mass reaktiviert wurden.

Dabei sind folgende Überlegungen wichtig (Diebold et al. 1991): Das Grundgebirge des Schwarzwalds und seine Fortsetzung unter dem Tafeljura und dem Ostschweizer Molassebecken ist ein Teil des ehemaligen variskischen Gebirgsgürtels, dessen europäischer Teil von Südfrankreich bis nach Polen verlief. Dabei dürfte es sich um ein kompliziertes Deckengebirge mit Überschiebungen und zahlreichen Scherzonen gehandelt haben (z.B. Eisbacher et al. 1989). Wichtig für die Tektonik der Nordschweiz sind die jüngeren, während der spät- bis postkinematischen Zerscherung und Zerblockung des variskischen Gebirgskörpers im Permokarbon entstandenen Strukturelemente. Dies sind bevorzugt steilstehende, kakiritische Störungszonen, welche als eigentliche Schwachstellen des Grundgebirges zu betrachten sind. Ihre Reaktivierung im frühen Mesozoikum und dann v.a. während des jüngeren Tertiärs bildet deshalb das Grund-

muster des heutigen tektonischen Baus der Nord- und Ostschweiz. Diese Zergliederung des paläozoischen Sockels zeigt im Wesentlichen drei unterschiedliche Strukturtrends, die sich im Sinne von Typlokalitäten anhand bedeutender Grabenzonen (Beil. 3.2-1) charakterisieren lassen:

- Das *rheinische,* etwa NNE-SSW-streichende System beherrscht den *Oberrheingraben* und seine Randzonen (Dinkelberg und westlicher Tafeljura); weiter östlich spielen rheinische Elemente nur noch eine untergeordnete Rolle.
- Die *herzynisch*, d.h. etwa WNW-ESE-streichenden Brüche sind typisch für den Südschwarzwald und die Verwerfungen des östlichen Tafeljuras; bestimmende Strukturzone ist der *Freiburg–Bonndorf–Hegau–Bodensee-Graben*.
- Das jurassische Streichen verläuft etwa parallel zum Molassebecken und der Alpenfront (deshalb auch *alpines* Streichen genannt) und ist im Nordschweizer Sockel durch den WSW-ENE-streichenden zentralen Teil des Nordschweizer Permokarbontrogs (s. Beil. 2.4 in Müller et al. 2002), dem *Weiach-Trog* charakterisiert.

Der *Freiburg–Bonndorf–Hegau–Bodensee-Graben* ist eine komplexe Störungszone des Sockels, die aus mehreren Teilgräben besteht; diese bilden keine durchgehende Senkungszone sondern sind gestaffelt angeordnet. Die Störungszone insgesamt lässt sich zweiteilen in einen *Freiburg–Bonndorf-Graben*, der ein wichtiges Element der jungen Horst- und Grabentektonik des Südschwarzwalds darstellt (s. Kap. 3.5) und einen *Hegau–Bodensee-Graben,* welcher projektbezogen von vorrangiger Bedeutung ist und deshalb in einem eigenen Abschnitt noch genauer beschrieben wird (s. Kap. 3.4.3). Die markante Bruchzone, welche sich vom zentralen Schwarzwald bis zum Westende des Bodensees erstreckt, ist Ausdruck einer spät- bis postmolassischen Zerrungstektonik, welche die junge Heraushebung des Schwarzwalddoms begleitet (Müller et al. 2002).

Sprecher & Müller (1986) haben aufgrund der Seismikkampagne 1982 und den ersten Erkenntnissen aus den Tiefbohrungen den Nordschweizer Permokarbontrog definiert und festgestellt, dass dessen Randverwerfungen wichtige Leitlinien für die Strukturen des Deckgebirges, insbesondere auch der Ketten des Faltenjuras darstellen (vgl. Laubscher 1985). Die Ausdehnung und Gliederung dieser wichtigen Grabenzone des Nordschweizer Sockels wurde mit Hilfe von Bohrungen und weiterer geophysikalischer Untersuchungen in Diebold et al. (1991) detailliert beschrieben.

Wichtigste beckenparallel streichende Struktur der Nordostschweiz ist das *Baden–Irchel–Herdern-Lineament*, welches den Südrand des Weiach-Trogs markiert (Beil. 3.2-1 und 3.2-2, Profile 2 bis 4); dieser Südrand war offenbar während des Mesozoikums wie auch während der Ablagerung der Molasse im jüngeren Tertiär wiederholt aktiv (Kap. 4.2).

Die Reaktivierung der paläozoischen Sockelstrukturen während des Tertiärs wird im Wesentlichen auf zwei Prozesse zurückgeführt, a) die Absenkung des Molassebeckens, wobei bevorzugt beckenparallele Verwerfungen reaktiviert, und b) die Aufdomung des Schwarzwalds, durch welche v.a. die herzynischen Strukturen wiederbelebt wurden.

Obwohl der regionale Bau des Nordschweizer Sockels in seinen Umrissen wohl bekannt ist, bleiben im Detail aber zahlreiche Fragen offen. In den geologischen Übersichtsprofilen der Beilagen 3.2-2 und 3.2-3 ist der Sockel deshalb nur schematisch dargestellt. Die Abgrenzung der vermuteten Permokarbonvorkommen entspricht derjenigen in Müller et al. (2002, Beil. 2.4), die gegenüber früheren Darstellungen im Bereich Benken korrigiert werden musste. Es wird unterschieden zwischen:

- *Kristallingebieten*, d.h. der direkten Fortsetzung des Schwarzwälder Grundgebirges unter dem Tafeljura und den Hochzonen von Benken (s. Birkhäuser et al. 2001), Herdern und Kreuzlingen, wo Kristallin direkt erbohrt wurde,
- der gut belegten Permokarbon-Zone des *Weiach-Trogs*,
- weiteren *vermuteten Permokarbon-Vorkommen* südlich und nördlich des Weiach-Trogs und
- *Sockel im Allgemeinen*, d.h. Gebieten, über welche keine lithologisch auswertbaren Informationen verfügbar sind.

3.4.3 Das autochthone Deckgebirge (Mesoeuropa)

Das autochthon über dem Sockel liegende, mesoeuropäische Deckgebirge umfasst den Tafeljura s.str. sowie den nicht kompressiv überprägten Teil des Molassebeckens, der v.a. den süddeutschen Raum betrifft und deshalb als Süddeutsche Molasse (s. Beil. 3.2-1) bezeichnet wird; auch der Oberrheingraben ist zum autochthonen Deckgebirge zu rechnen. Die Abgrenzung zum liegenden Sockel ist zumindest teilweise als stratigraphische Diskordanz ausgebildet. Wo der basale Buntsandstein des Deckgebirges über Perm liegt, ist diese aber schlecht definiert oder nicht vorhanden (keine genaue Abgrenzung möglich, Kap. 3.2). Gegenüber dem kompressiv überprägten Deckgebirge ist die Abgrenzung durch die basale Abscherung im Niveau des Mittleren Muschelkalks sowie die Randüberschiebung des Faltenjuras und der Vorfaltenzone gegeben (s. Fig. 3.4-1, Beil. 3.2-1). Östlich der Lägeren verliert sich diese klare Trennung allerdings zunehmend; gute seismische Indizien für kompressive Deformation des Deckgebirges sind bis in die Gegend des zentralen Zürcher Weinlands zu erkennen. Das Gebiet östlich und nördlich dieses seismisch kartierbaren Fernschub-Nordrands wird als Teil einer nicht genauer abgrenzbaren Kompressionszone betrachtet, welche zwischen dem abgescherten und dem autochthonen Deckgebirge vermittelt. Sie lässt v.a. aufgrund neuester Erkenntnisse der neotektonischen Untersuchungen (Kap. 3.5) sowie der Resultate der Bohrung Benken (s. Nagra 2001) grob abgrenzen. Der nicht genauer definierbare Nordrand dieser Kompressionszone verläuft nördlich der Hochzone von Benken nach ENE in den süddeutschen Raum hinein. In der Beilage 3.2-1, sowie den Figuren 3.5-4, 4.2-1 ist er mit einer grün gestrichelten Linie eingezeichnet.

Auf Beilage 3.2-1 wurden folgende Teilelemente des autochthonen Deckgebirges unterschieden:

- Oberrheingraben,
- Tafeljura und Dinkelberg,
- Hegau–Bodensee-Graben,
- Schwäbische Alb und
- Süddeutsche Molasse.

Aufgrund der Projektrelevanz werden im Folgenden der Tafeljura und der Hegau–Bodensee-Graben genauer beschrieben, für die anderen Teilgebiete des autochthonen Deckgebirges sei auf Müller et al. (2002) sowie dort zitierte Arbeiten verwiesen.

Der Tafeljura

Das Störungsinventar im mesozoischen Deckgebirge des Schweizer Tafeljuras beschränkt sich weitgehend auf zumeist steilstehende Zerrungsstrukturen (Abschiebungen), die Ausdruck einer mehrphasigen Sockeltektonik sind. Ihre Orientierung verläuft im Westen bevorzugt rheinisch,

d.h. steht im Zusammenhang mit der tertiären Einsenkung des Oberrheingrabens (vgl. Thury et al. 1994). Der östliche Tafeljura ist generell weniger von Brüchen zergliedert; hier streichen die grösseren Störungen überwiegend herzynisch bis flachherzynisch (d.h. drehen in eine W–E-Richtung ab; Thury et al. 1994) und werden von einem wenig systematischen Muster von Kleinstörungen begleitet. Ein derart klarer Strukturtrend wie im westlichen Teil ist nicht erkennbar, und die beobachteten Verwerfungsbeträge beschränken sich überwiegend auf wenige bis einige Dekameter (s. z.B. die neue Karte von Bausch & Schober 1997; Beil. 3.2-2 und 3.2-3, Profile 2 bis 5).

Je mächtiger die Schichten des Mesozoikums im Tafeljura sind, desto weniger Strukturen können an der Oberfläche kartiert werden, d.h. viele Verwerfungen keilen innerhalb des Mesozoikums aus, was durch die Befunde aus Seismiklinien bestätigt wird. Wie die neuen Erkenntnisse aus der 3D-Seismik zeigen, beruht diese engmaschigere Strukturierung des tieferen Mesozoikums aber nicht nur auf einem generellen Dämpfungseffekt durch die inkompetenten Schichtpakete des Mittleren Muschelkalks, des Keupers und des Opalinustons. Vielmehr muss mit einer mindestens zweiphasigen Bruchtektonik gerechnet werden. Eine frühe Verwerfungsaktivität betrifft die synsedimentäre Zerrung während der Trias, die im Keuper/Lias auch in eine kompressive Phase übergehen kann (Kap. 4.2, Tab. 4.2-1). Diese triadische Bruchtektonik steht möglicherweise im Zusammenhang mit Ausgleichsbewegungen im Randbereich von Permokarbon-Vorkommen und wurde auch im unteren Aaretal nachgewiesen (Diebold et al. 1991; Beil. 3.2-3 Profil 6). Die auch höhere Schichten des Mesozoikums durchtrennenden Brüche des Tafeljuras setzen sich z.T. nach SE in die angrenzende Molassezone fort und sind deshalb als Ausdruck postmesozoischer Bewegungen zu werten. Insgesamt gilt der östliche Tafeljura bis zur Neuhauser Störung jedoch als ein nur wenig gestörtes, mit 2 bis 5 Grad nach SE geneigtes Deckgebirge in autochthoner Lage.

Der Hegau–Bodensee-Graben

Im Einflussbereich des Hegau–Bodensee-Grabens mit den bedeutenden herzynisch streichenden Störungszonen ist die tektonische Zergliederung des Deckgebirges deutlich engmaschiger als im angrenzenden Tafeljura und der Schwäbischen Alb (Naef et al. 1995). Es scheint deshalb gerechtfertigt, diese Grabenzone im Randen–Hegau-Gebiet als eigenständige tektonische Einheit des autochthonen Deckgebirges abzugrenzen.

Wichtigste Struktur ist die *Randen-Verwerfung* mit einem Maximalversatz von ca. 250 Metern (*Ra* in Beil. 3.2-1, 3.2-3, Profil 5; Fig. 4.2-1). Dabei handelt es sich um eine vielgliedrige Störungszone mit zahlreichen, wenig systematisch orientierten Begleitstörungen (Hofmann et al. 2000). Die geologischen Karten zeigen, dass es sich trotz des bedeutenden Versatzes keineswegs um eine über mehrere Kilometer zusammenhängende Einzelstörung handelt, sondern dass sie sich zumindest im aufgeschlossenen Niveau des Malms aus zahlreichen Elementen mit stark unterschiedlichem Streichen zusammensetzt. Weiter im NW, wo sie im Niveau des tieferen Mesozoikums aufgeschlossen ist, scheint die Fortsetzung der Randen-Störung eher eine zusammenhängende Einzelverwerfung zu sein. Diese Feldbefunde scheinen die Vermutung zu bestätigen, dass sich die Randen-Störung und wahrscheinlich auch weitere, aus dem Sockel aufsteigende, grössere Verwerfungen, nach oben zunehmend verästeln und aufgliedern, sodass bis zu einige hundert Meter breite, komplexe Störungszonen entstehen (Müller et al. 2002).

Die östlich des Zürcher Weinlands nach SE streichende Neuhauser Störung ist eine analoge, junge Störungszone, welche als Westbegrenzung des Hegau–Bodensee-Grabens zu betrachten ist (*Ne* in Beil. 3.2-1). Diese Verwerfungszone mit einem maximalen Vertikalversatz von ca. 100 m ausserhalb des 3D-Seismik-Messgebiets (Beil. 3.2-3: Profil 6b; Naef et al. 1995) hat eine vorrangige Bedeutung, weil sie unmittelbar östlich an das Untersuchungsgebiet Zürcher Wein-

land angrenzt. Nördlich des Rheins besitzt die Neuhauser Störung den Charakter einer breiten Störungszone mit deutlichen Anzeichen kompressiver Überprägung (Beil. 3.2-3: Profil 5; Naef et al. 1995). Diese Beobachtungen bestätigen, dass das Gebiet des Hohen Randens zwischen Neuhauser und Randen-Störung zumindest noch zur Grabenzone s.l. gehört. Eine eingehende Beschreibung der Neuhauser Störung folgt in Kapitel 4.2.

Der zentrale Graben mit den miozänen Vulkanvorkommen (Beil. 3.2-3: Profil 5) ist nach SE von einer fast E–W streichenden Abschiebungszone begrenzt, welche dort den Hauptverwerfungsbetrag aufnimmt (Schiener-Berg-Störung, s. Beil. 3.2-3: Profil 6b). Über die Existenz eines eigentlichen Bodensee-Grabens, der vom Hegau nach SE weiterführt, sind sich die verschiedenen Bearbeiter nicht einig (Schoop & Wegener 1984, Schreiner 1992). Einziger konkreter Hinweis ist die erwähnte, auf Profil 7b in Beilage 3.2-3 eingezeichnete, ostvergente Abschiebung, welche mit einem Verwerfungsbetrag von ca. 200 m an der Basis Mesozoikum klar zur Geltung kommt.

3.4.4 Das kompressiv überprägte Deckgebirge (Neoeuropa)

Wie bereits im vorherigen Abschnitt erwähnt, ist der Rand des durch alpine Kompression und entsprechende megaskopische, d.h. seismisch kartierbare Strukturen geprägten Deckgebirges im Westen ziemlich klar definiert, verliert sich aber nach Osten immer mehr. Gemäss Figur 3.4-1 und Beilage 3.2-1 können folgende Elemente unterschieden werden:

- *Faltenjura* als an der Oberfläche sichtbarer Ausdruck der frontalen Auf- und Überschiebungszone des abgescherten *Deckgebirges,*
- *Vorfaltenzone* als in sich weniger deformierter, aber von seiner Unterlage abgescherter Teil des Tafeljuras vor der Randüberschiebung des Faltenjuras,
- *Abgescherte Molasse* als beckenwärts liegender Teil des abgescherten Deckgebirges zwischen Faltenjura und Subalpiner Molasse
- *Ostschweizer Molasse* als kompressiv überprägte, aber nicht sichtbar abgescherte Zone zwischen der abgescherten Molasse und der nördlich anschliessenden Süddeutschen Molasse.

Der Faltenjura und die abgescherte Molasse

Der Faltenjura ist sichtbarer Ausdruck des Fernschubs, d.h. der Abscherung des Deckgebirges im Alpenvorland, wie es von Laubscher (z.B. 1997) mehrfach beschrieben und in zahlreichen Publikationen anderer Autoren bestätigt wurde (z.B. Müller & Hsü 1980, Jordan 1992, Sommaruga 1997). Der östliche Faltenjura ist im Wesentlichen eine Schuppenzone mit zahlreichen Aufschiebungen und quer dazu verlaufenden Scherzonen sowie seitlichen Rampen, wie dies z.B. von Bitterli (1992) analysiert und dargestellt wurde.

Profil 1 in Beilage 3.2-2 ist eine Interpretation der reflexionsseismischen Linien 83-NF-15 und 78-SE-26 (Diebold et al. 1991), welche diesen Schuppenbau im Raum Schinznach–Wildegg zeigt. Dabei wird auch der Zusammenhang zwischen den Verwerfungen an der Basis Mesozoikum, den sogenannten Sockelsprüngen, und den darüber aufsteigenden Überschiebungsrampen deutlich, was eine direkte Beziehung zwischen der Sockeltektonik und den Strukturen im abgescherten Deckgebirge nachweist (Sprecher & Müller 1986, Laubscher 1985, Diebold et al. 1991, Diebold & Noack 1997). Wie das Profil zeigt, besteht diese Beziehung auch weiter beckenintern, wo das mesozoische Deckgebirge von einer zunehmend mächtigeren Molasse überdeckt wird. Die Struktur unter Villmergen wird im tieferen Mesozoikum als Zone mit beckenwärts gerichteten Aufschiebungen gedeutet, welche über einem Sockelsprung entstanden

ist. Das höhere Mesozoikum und besonders die darüberliegende Molasse wurden dagegen ohne grössere Scherzonen zu einer Antiform gestaucht, die in Oberflächennähe nur noch als sanfte Antiklinale erkannt werden kann. Im Bereich der abgescherten Molasse zwischen dem internen Rand des Faltenjuras und dem Alpenrand werden mehrere solcher Molasseantiklinalen beobachtet; sie dürften gemäss Konzept generell mit analog verlaufenden Strukturen im Sockel korrelierbar sein (Beil. 3.2-1).

Position und Ausrichtung der Juraketten und Molasseantiklinalen sind also in erster Näherung als Ausdruck der Sockeltektonik zu deuten. Ein Vergleich zwischen den an der Basis Mesozoikum, d.h. im Top des Sockels kartierten Verwerfungen und den Strukturen des darüberliegenden Faltenjuras zeigt diesen Zusammenhang deutlich (Thury et al. 1994). Die Aufschiebungen des östlichen Faltenjuras weisen dabei zwei bevorzugte Strukturtrends auf, nämlich in erster Linie die jurassisch (WSW–ENE) und untergeordnet die herzynisch (WNW–ESE) streichende Richtung. Überwiegend sinistrale Lateralverschiebungen innerhalb der Juraketten zeigen v.a. rheinisches (N–S bis NNE–SSW) Streichen (Diebold & Noack 1997). Damit wird klar, dass die im Südschwarzwald und im Tafeljura dominierenden Strukturtrends auch im Faltenjura vorherrschen.

Vorfaltenzone und Ostschweizer Molasse

Von besonderem Interesse ist die erstmals in Diebold et al. (1991) definierte Vorfaltenzone, die dem Ostende des Faltenjuras vorgelagert aber noch Teil des Tafeljuras s.l. ist. Westlich der Aare ist deren Rand und damit der Rand des Fernschubs durch die Mandacher Aufschiebung klar definiert (s. Beil. 3.2-1); dieser Rand des Fernschubs streicht aber östlich der Aare in den Nordrand des Molassebeckens hinein und verliert seinen Charakter mit zunehmender Tertiärüberdeckung. Im Gebiet nördlich Lägeren konnte die Vorfaltenzone auf den 2D-Seismiklinien als leicht kompressiv überprägte Zone mit embryonalen Rampenfalten im Mesozoikum erkannt werden. Diese lässt sich bis ins südliche Zürcher Weinland verfolgen (Naef et al. 1995). Weiter östlich verlieren sich interpretierbare Strukturen in den verfügbaren Seismiklinien.

Aufgrund der neuesten Erkenntnisse dürfte sich der Rand des kompressiv überprägten Deckgebirges vom Ostende der Mandacher Aufschiebung nach NE bis ins Zürcher Weinland erstrecken und von dort weiter nach ENE verlaufen (Kap. 3.5). Eine ausgeprägte kompressive Überprägung der Ostschweizer Molasse bis an den Bodensee wird auch durch die ausserordentlich hohen seismischen Geschwindigkeiten in den Molasseabfolgen der Ostschweizer Erdöl-Tiefbohrungen (Lohr 1967) oder die Deformation von Molassegeröllen belegt (Schrader 1988).

Im Bereich der Ostschweizer Molasse dürfte das ganze Deckgebirge, besonders aber die junge, diagenetisch noch wenig konsolidierte Molasse, einer penetrativen Überprägung ausgesetzt sein, die sich in zahlreichen, mit den verfügbaren Seismiklinien nicht extrapolierbaren Kleinstrukturen ausdrückt. Dazu ist wohl auch die in der Bohrung Benken erfasste Störung im Bereich des Opalinustons zu rechnen (Bläsi et al. 1999, Nagra 2001). Bestehende megaskopische Verwerfungen werden unter diesem Regime, je nach ihrer Ausrichtung gegenüber dem herrschenden Spannungsfeld, ebenfalls kompressiv überprägt.

3.4.5 Struktureller Aufbau: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Die heutigen Kenntnisse über die regionalen und lokalen Gesteinsabfolgen und deren Strukturelemente im Raum zwischen Schwarzwald–Oberrheingraben und dem Alpennordrand er-

lauben eine weitgehend klare Abgrenzung von genetisch und lithologisch definierten tektonischen Baueinheiten. Es können zwei Haupteinheiten abgegrenzt werden:

Der *mesoeuropäische Sockel* wird von einem autochthonen Deckgebirge überlagert. Im Norden ist er infolge einer jungen Aufdomung als Schwarzwaldmassiv aufgeschlossen. Entsprechend den an der Oberfläche anstehenden Formationen lässt sich das Deckgebirge gliedern in den mesozoischen Tafeljura resp. die Schwäbische Alb, den vorwiegend alttertiären *Oberrheingraben* und die mehrheitlich jungtertiäre *Süddeutsche Molasse*. Das ganze Gebiet kann tektonisch weiter unterteilt werden, wobei drei Strukturtrends dominieren:

- Rheinisch streichende Strukturen (NNE-SSW) herrschen im Oberrheingraben und im angrenzenden westlichen Tafeljura vor,
- Herzynische Lineationen (WNW-ESE) prägen vor allem den Südostschwarzwald und den angrenzenden östlichen Tafeljura und
- Jurassisch/alpin streichende Elemente (WSW-ENE) dominieren im Untergrund der Nordostschweiz, wo sie den Trend des Nordschweizer Permokarbontrogs charakterisieren.

Die Strukturen des autochthonen Deckgebirges treten überwiegend als steilstehende Abschiebungen mit Verwerfungsbeträgen von wenigen bis mehreren Dekametern in Erscheinung; an einzelnen regional ausgedehnten Bruchzonen, wie z.B. der Randen-Störung, wird ein maximaler Vertikalversatz von bis zu 250 m beobachtet.

Südlich einer als Nordrand des Fernschubs definierten Linie wurde das *Deckgebirge* kompressiv überprägt und von Ost nach West zunehmend vom Sockel abgeschert. Dieses durch laterale Kompression deformierte Deckgebirge lässt sich weiter gliedern in eine frontale Auf- und Überschiebungszone, den *Faltenjura* und den abgescherten, teilweise leicht verfalteten Bereich der *abgescherten Molasse*. In der Ostschweiz äussert sich die Vorlanddeformation als nicht genauer abgrenzbare Kompressionszone mit interner Zerscherung und Bildung von zahlreichen Kleinstrukturen, die für eine ausgesprochene Verdichtung der Formationen sorgte (*Ostschweizer Molasse*).

Projektbezogen lassen sich folgende Aussagen machen:

- Das Untersuchungsgebiet im Zürcher Weinland liegt im Grenzbereich zwischen dem autochthonen Mesoeuropa und dem kompressiv deformierten Alpenvorland; es wurde deshalb sowohl von der Hebungszone des Schwarzwalds wie auch vom alpinen Fernschub nur wenig beeinflusst.
- Wichtigste regionale Struktur ist die aus mehreren herzynisch streichenden Segmenten bestehende Freiburg–Bonndorf–Hegau–Bodensee-Grabenzone. Ihr östlichster Abschnitt, der Hegau–Bodensee-Graben, wird durch die Randen-Störung als Hauptverwerfung geprägt. Das südlichste Element des Hegau–Bodensee-Grabens ist die Neuhauser Störung.
- Die Abgrenzung des Nordschweizer Permokarbontrogs (Weiach-Trog) ist aufgrund von Tiefbohrungen und Reflexionsseismik in groben Zügen bekannt. Bestimmendes Strukturelement ist das jurassisch streichende Baden–Irchel–Herdern-Lineament, welches die südliche Begrenzung des Weiach-Trogs darstellt.
- Im Bereich des Nordschweizer Permokarbontrogs werden verschiedene Kristallin-Hochzonen vermutet. In Herdern, Kreuzlingen und Benken wurden diese durch Bohrungen direkt nachgewiesen.

- Das Untersuchungsgebiet im Zürcher Weinland liegt noch im Einflussbereich des Fernschubs (frontale Kompressionszone), aber ausserhalb der Vorfaltenzone mit seismisch kartierbaren Aufschiebungen.
- Das Untersuchungsgebiet im Zürcher Weinland stellt insgesamt ein tektonisch sehr einfaches Gebiet dar.

3.5 Junge Erdkrustenbewegungen (Neotektonik)

Zur Herleitung geologischer Langzeitszenarien, d.h. für den Nachweis der Langzeitstabilität des Untersuchungsgebiets im Zürcher Weinland für den Zeitraum der nächsten Million Jahre (Kap. 8.2–8.4) wird ein geodynamisches Modell der oberen Kruste entworfen. Dies beruht auf den geologischen Prozessen der jüngeren Vergangenheit, im Wesentlichen des Neogens und des Quartärs. Dazu sind sowohl Kenntnisse über den regionalen geologischen Bau, d.h. die Geometrie und Materialeigenschaften der einzelnen tektonischen Einheiten, wie auch über die Entwicklungsgeschichte und über die rezente Geodynamik der oberen Kruste in der Nordschweiz und den angrenzenden Gebieten (Alpen, Schwarzwald, Schwäbische Alb etc.) erforderlich (Kap. 3.2 bis Kap. 3.4). Die entsprechenden Datensätze aus der Geologie, Geomorphologie, Geodäsie, Seismologie und aus Messungen der Gebirgsspannungen decken unterschiedliche Zeiträume ab und müssen deshalb entsprechend aufeinander abgestimmt werden. So wird mit den Methoden der Geologie (Stratigraphie, Sedimentologie, Tektonik) der Zeitraum des gesamten Neogens (daher der Name Neotektonik) betrachtet, während sich die geomorphologischen Untersuchungen vorwiegend auf das Quartär konzentrieren. Die Ergebnisse der Geodäsie, der Seismologie und der Spannungsmessungen stützen sich sowohl auf historische Daten als auch auf aktuelle Beobachtungen und Messungen im Feld und erlauben quantitative Aussagen über rezente Bewegungen und Ereignisse.

Für die Erstellung des heute vorliegenden neotektonischen Datensatzes führt die Nagra seit den frühen 80er Jahren ein umfangreiches Untersuchungsprogramm durch, dessen wichtigste Ergebnisse (Müller et al. 2002) im Folgenden zusammenfassend dargestellt werden.

3.5.1 Geologie und Tektonik des Neogens

Die geologisch-tektonische Geschichte des Neogens spielt sich im Spannungsfeld zwischen Alpenfront, Schwarzwald und Tafeljura ab. Folgende grossräumige Prozesse sind daher von Bedeutung (Fig. 3.2-1, Fig. 3.4-1 und Beil. 3.2-1–3.2-3):

- Die Aufschiebung des adriatischen Sporns auf die europäische Platte (vgl. Hsü 1979, Trümpy 1980, Schmid et al. 1996, und Stampfli & Marchant 1997) führte zur Entwicklung der neoalpinen Subduktionszone und verursachte eine bedeutende Krustenverdickung im Bereich der alpinen Zentralmassive sowie ein weiträumiges Abbiegen der Vorlandkruste. Die dabei entstandende Vorlandsenke (Molasse) wurde seit dem Oligozän mit dem Erosionsmaterial der aufsteigenden Alpen laufend aufgefüllt (Fig. 3.2-7) und damit zusätzlich belastet.
- Mit dem Vorstoss der Alpenfront im Verlauf des Oligo- und des Miozäns dehnte sich auch die Vorlandsenke immer weiter nach Norden aus. An ihrem äusseren Rand entstand eine ebenfalls nach extern wandernde Hebungszone (Vorlandschwelle, Fig. 3.2-1), in der Erosion vorherrschte. In diesem Bereich und auch weiter beckeneinwärts kam es zu einer generellen Zerrungstektonik in der Oberkruste, wobei vorwiegend präexistierende Schwächezonen des Sockels reaktiviert wurden (z.B. die beckenparallel streichenden Leitstrukturen des Nordschweizer Permokarbontrogs).

- Der alpine Zusammenschub bewirkte eine Abscherung von Krustensegmenten an mechanisch dafür geeigneten Horizonten bis in den Bereich des Alpenvorlands (*thin skinned detachment*). Vom frühen Miozän an bildeten sich die Schubpakete der Subalpinen Molasse, die an tonreichen Lagen der UMM und der USM von ihrer Unterlage getrennt und übereinander gestapelt wurden (Kempf et al. 1999). Ab dem späten Miozän (vor ca. 10 Ma) ergriff diese Abscherung auch das mesozoische Deckgebirge des zentralen und westlichen Mittellands, wobei die evaporitischen Serien der Trias als Gleithorizonte dienten (Buxtorf 1907, Laubscher 1961, Müller & Briegel 1980, Jordan 1992, Jordan & Nüesch 1989, Sommaruga 1997). Dabei kam es an der Abscherungsfront zur Bildung des Faltenjuras (Fig. 3.4-1A).
- Zu Beginn des Neogens im frühen Miozän (ältere Juranagelfluh) setzte auch die Aufdomung des Schwarzwald-Gebiets ein, die in ihrer Anlage als Ausdruck einer Vorlandschwelle zu betrachten ist. Diese Aufdomung akzentuierte sich aber ab dem Mittelmiozän (jüngere Juranagelfluh) beträchtlich und erlangte zunehmend eine eigenständige Dynamik, deren grossräumiger Zusammenhang noch nicht geklärt ist.
- Die anhaltende Aufdomung des Schwarzwalds führte zu Zerrungsbrüchen, wie sie sich in der jüngeren Horst- und Grabentektonik des Südschwarzwalds ausdrücken. Dabei wurden v.a. präexistierende, aus dem Paläozoikum ererbte Strukturelemente reaktiviert. Wichtigste, grossräumige Struktur ist der Freiburg–Bonndorf–Hegau–Bodensee-Graben, an dessen Enden die jungtertiären Vulkangebiete des Kaiserstuhls bzw. Hegaus liegen (Beil. 3.2-1).
- Im Laufe des späten Miozäns wurde die Phase der Molassesedimentation von einer Zeit allgemeiner Erosion abgelöst, die bis heute anhält. Der Zeitpunkt dieser Wende fand nach heutigen Abschätzungen vor ca. 10 Ma statt (Müller et al. 2002).
- Die jüngere Geschichte der Nordschweiz ist geprägt von zunehmender Kompression und Hebung der gesamten Kruste, die begleitet wird von Scherbewegungen im Sockel und im Deckgebirge.

Obwohl die grossräumigen kinematischen Zusammenhänge mit den Vorgängen im Alpenkörper gesichert sind, bestehen einige Unsicherheiten bezüglich der zeitlichen und räumlichen Abgrenzung der einzelnen Ereignisse und Phasen. Nicht abschliessend beantwortet ist die Frage, ob die jüngsten kompressiven Bewegungen am Alpennordrand auf anhaltenden aktiven Zusammenschub zurückzuführen sind oder nur mehr Ausdruck einer ausklingenden, postorogenen Kompression und isostatischer Ausgleichsbewegungen sind. Auch in Bezug auf die langfristige Kinematik der Bewegungen und entsprechende gemittelte Bewegungsraten bestehen grössere Ungewissheiten.

Einen Beitrag zur Lösung dieser Fragen liefert die Studie über die Versenkungs- und Hebungsgeschichte des Nordschweizer Molassebeckens (Kap. 3.3, Fig 3.3-6): Seit dem Wendepunkt zwischen Sedimentation und Erosion am Ende der Oberen Süsswassermolasse vor ca. 10 Ma im externen Bereich des Molassebeckens muss mit einer gemittelten Hebungsrate von ca. 0.1 mm/a (gegenüber der Erosionsbasis) gerechnet werden.

Vor dem Hintergrund der tektonischen Entwicklung während des Neogens werden im Folgenden die Resultate weiterer Methoden dargestellt, welche konkrete Aussagen zur jungen und rezenten Geodynamik der Nordschweiz ergaben. Die Resultate werden in ein Konzept integriert, das als Basis für Prognosen im Rahmen der geologischen Langzeitentwicklung dient (Kap. 8.2–8.4).

3.5.2 Geomorphologie

Methodisches

Die Morphologie der Landoberfläche wird in vielfältiger Weise von den verschiedenen exogenen Prozessen und Ereignissen geprägt. Ihre langfristige Entwicklung wird aber letztlich von endogenen Prozessen gesteuert, deren Dynamik wesentlich kontinuierlicher ist. Deshalb wird über geologische Zeiträume, d.h. Hunderttausende bis Millionen von Jahren mit einer kontinuierlichen Entwicklung gerechnet, und es darf auch über solche Zeiträume inter- resp. extrapoliert werden. Insbesondere regionale, aber auch lokale Vertikalbewegungen prägen die Anordnung und Entwicklung von Talsystemen und kontinentalen Ablagerungsräumen. Dabei kann eine direkte Beziehung zwischen Hebung und Erosion sowie Senkung und Ablagerung hergestellt werden. Hebt sich Region A gegenüber B, so findet in A Erosion, d.h. flächenhafter Abtrag (Denudation) und Talbildung (lineare Erosion) statt, und in B wird das Material wieder abgelagert. Als klassisches Beispiel dient die Reliefentwicklung während eines Gebirgsbildungszyklus mit rascher Hebung und starker Erosion während und kurz nach dem Zusammenschub und nachfolgender, lang andauernder, aber immer kleiner werdender Erosion bis zur Einebnung. In gewissem Gegensatz zu diesem klassischen Modell der Landschaftsentwicklung basiert die moderne geomorphologische Analyse eher auf dem Konzept des dynamischen Gleichgewichts: Der Ausgleich von Hebung durch Erosion erfolgt nicht als Reaktion sondern als stetiger interaktiver Prozess. Deshalb ist die über einen gewissen Zeitraum gemittelte Erosion ein direkter Ausdruck der in der gleichen Zeit erfolgten Hebung. Diese Beziehung wird von zahlreichen sekundären Faktoren, wie Klimaentwicklung, Zusammensetzung und Heterogenität des Felsuntergrunds, Intensität und Geometrie tektonischer Schwächezonen etc. modifiziert, die berücksichtigt werden müssen. Grundsätzlich ist aber davon auszugehen, dass zumindest ausserhalb der zentralen Gebirgsregionen, wo die Vertikalbewegungen in der Regel gering sind, die lineare Erosion mit der Hebung Schritt hält, d.h. Erosionsraten direkt als Hebungsraten bezeichnet werden können.

Dabei ist es wichtig, dass jeweils sowohl der räumliche wie auch der zeitliche Massstab berücksichtigt und nur Gleiches mit Gleichem verglichen resp. kombiniert wird. Ist von Raten die Rede, so beruhen diese grundsätzlich auf einer linearen Interpolation über einen bestimmten Zeitabschnitt. Sie implizieren also stillschweigend einen kontinuierlichen Prozess und müssen sich auf einen definierten Referenzpunkt beziehen. Weiter wird davon ausgegangen, dass solchermassen ermittelte Raten, die sich auf die unmittelbare Vergangenheit einer bestimmten Lokalität beziehen auch für einen vergleichbaren Zeitraum der Zukunft gültig sind (Extrapolation der Vergangenheit in die Zukunft). Dieses Konzept weist jedoch zwangsläufig Grenzen auf, die mit Analogbeispielen und dem Vergleich der Daten verschiedener methodischer Ansätze diskutiert werden müssen. Je besser die Ergebnisse unterschiedlicher Methoden miteinander übereinstimmen, desto belastbarer ist die Aussage.

Im Gegensatz zur Ermittlung von Absenkraten verfügt man bei der Bestimmung von Hebungsraten nicht über eine Gesteinsabfolge, die den entsprechenden Zeitraum direkt dokumentiert, sondern es müssen in älteren Abfolgen Indizien für die Dauer und das Ausmass der Hebungsgeschichte gesucht werden (Maturitätsstudien, Kap. 3.3), oder die Hebungsraten werden anhand von Erosionsformen und Resten älterer, über das Niveau des rezenten Sedimentationsbereichs herausgehobener Ablagerungen rekonstruiert.

Analysen junger, noch anhaltender Hebungen beziehen sich in der Regel auf kontinentale Gebiete, deren Meereshöhe zwar heute, nicht aber zu Beginn der betrachteten Hebungszeit bekannt ist. Es handelt sich deshalb um Relativbewegungen gegenüber einem lokalen Bezugspunkt (z.B. heutige Geländeoberfläche einer Tiefbohrung) oder einer regionalen Bezugsebene

(heutiges Talniveau = Sedimentationsebene), deren Meereshöhe sich im Laufe der Hebungsgeschichte ebenfalls verändert haben kann. Bei Maturitätsstudien an marinen Sedimentabfolgen ist ein direkter Bezug unter Umständen gegeben. Bei geomorphologischen Analysen innerhalb der Kontinente, wie dies auch in der Nordschweiz der Fall ist, muss die Anbindung an das Meeresniveau über die Hauptentwässerungsrinne erfolgen. Für die Nordschweiz ist diese Bezugslinie zumindest seit Beginn des Pleistozäns vor ca. 2.6 Ma der Rhein.

Der Vergleich älterer, höher liegender Talböden und entsprechender Flusslaufprofile mit dem heutigen Talniveau ergibt ein Mass für die lineare Erosion innerhalb eines betrachteten Gebiets. Entspricht diese lineare Erosion im eingangs erwähnten Sinne einer kontinuierlichen Entwicklung, so kann aus der Erosion direkt auf die relative Hebung des Gebiets gegenüber seiner Erosionsbasis, d.h. dem tiefsten Punkt des jeweiligen Talquerschnitts geschlossen werden. Erosionsraten entsprechen dann den regionalen Hebungsraten. Die Bestimmung der absoluten Hebung oder entsprechender Hebungsraten erfordert zusätzlich Angaben über die Bewegung der regionalen Erosionsbasis gegenüber dem Meeresspiegel. Für die geologischen Langzeitszenarien, insbesondere die Erosionsszenarien ist dies aber nur von Bedeutung, falls die Wahrscheinlichkeit besteht, dass die zukünftige Entwicklung anders verlaufen könnte, d.h. nicht linear extrapoliert werden darf; dann aber sind die Grundvoraussetzungen der Methode nicht erfüllt.

Soll die Annahme Erosionsraten = Hebungsraten nicht nur relativ, d.h. für ein geschlossenes, sich in einem dynamischen Gleichgewicht befindendes System wie es für die Nordschweiz angenommen wird, sondern auch absolut gelten, so muss eine weitere Bedingung erfüllt sein: Die Erosion muss mit der Hebung Schritt halten. Ist die tatsächliche Hebung eines Gebiets grösser als die lineare Erosion entlang seiner Haupttäler, so wird sich dieses gegenüber der globalen Erosionsbasis – für die Nordschweiz ist dies heute die Nordsee – relativ herausheben. Ein dynamisches Gleichgewicht herrscht zwar auch bei diesem Prozess, aber sobald die Hebungsgeschwindigkeit nachlässt, kann eine zeitlich verzögerte Rückerosion eintreten. Wann eine solche eintritt, hängt davon ab, wieviel Zeit bis zum erneuten Ausgleich, d.h. bis zur Etablierung eines neuen Gleichgewichtsprofils entlang des gesamten Flusslaufs vergehen wird. In der Fachliteratur finden sich unterschiedliche Ansätze zur Lösung dieser Frage. Abgesehen vom Einfluss zahlreicher endogener wie exogener Faktoren besteht heute die Tendenz zur Annahme, dass das Erreichen eines Gleichgewichtsprofils viel rascher, d.h. innerhalb einiger 100'000 Jahre erfolgt, als dies früher angenommen wurde (viele Jahrmillionen). Kann also für ein Teilsystem, z.B. den Hochrhein (Rheinstrecke Bodensee–Basel) mit Erosionsbasis in Basel, nachgewiesen werden, dass über eine wesentlich längere Zeit ein Gleichgewichtszustand geherrscht hat, so ist anzunehmen, dass dies für das gesamte System bis zur globalen Erosionsbasis auch der Fall war. In der Nordschweiz wird zumindest für die vergangenen 2 Ma seit Ablagerung der höheren Deckenschotter eine kontinuierliche Talentwicklung postuliert. Es ist deshalb naheliegend, dass diese Entwicklung im Gleichgewicht mit dem gesamten Rhein stattgefunden hat.

Regionale Studien Nordschweiz

Aus der Anordnung und dem Gefällsverlauf der in den Hochrhein einmündenden Schwarzwaldflüsse fanden Haldimann et al. (1984) deutliche Hinweise für die These, dass sich die junge Hebung des Südostschwarzwalds und eine damit verbundene zunehmende Verkippung der Randzonen bis in die jüngste Zeit fortsetzte. Im zentralen Schwarzwald besteht eine deutliche Beziehung zwischen dem Verlauf der herzynisch streichenden Horst- und Grabenzonen und den Flussläufen. Im Südostschwarzwald werden die Flussläufe aber zunehmend im Uhrzeigersinn nach Süden abgelenkt, was im Sinne einer radialen Entwässerung bedingt durch eine Hebung im zentralen Schwarzwald und entsprechende Übersteilung des Reliefs in den Randzonen interpretiert wurde (Beil. 3.2-1 und 3.5-1). Die grösste relative Hebung erfolgte im Gebiet des

Feldbergs (Schauinsland–Feldberg-Horst), aber auch im oberen Wutachgebiet kann noch eine deutliche junge Hebung gegenüber dem Hochrhein festgestellt werden (Aare–Donau-Schotter).

Die Übersteilung der Flusslaufprofile im Südschwarzwald ist ein klarer Hinweis auf eine Grenzzone zwischen zwei Gebieten mit unterschiedlichen Hebungsraten. Dabei muss auch der Übergang vom verwitterungsresistenten Kristallin zu den teilweise doch wesentlich erosionsanfälligeren Lithologien des Tafeljuras berücksichtigt werden (Diebold & Müller 1985).

Studien über die Höhenlage von Schotterterrassen im Umfeld des unteren Aaretals zeigen Unregelmässigkeiten, die mit Aufschiebungszonen des östlichen Faltenjuras, insbesondere der Mandacher Überschiebung (Vorfaltenzone) in Zusammenhang gebracht werden können. Dies gilt als Hinweis auf einen bis in jüngste Zeit aktiven Fernschub (Haldimann et al. 1984, Graf 1993).

Weitere wichtige Daten zur jungen Hebungsgeschichte der Nordschweiz ergeben sich aus der Rekonstruktion der plio- bis pleistozänen Landschafts- bzw. Talgeschichte. Vor allem der Versuch einer chronostratigraphischen Gliederung und morphostratigraphischen Korrelation der fluviatilen und fluvioglazialen Ablagerungen und deren Bezug zum heutigen Erosionsniveau hat wichtige neue Erkenntnisse zur endogenen Dynamik der Nordschweiz gebracht (Müller et al. 2002). Durch die Korrelation höhengleicher Schottervorkommen konnten verschiedene Talniveaus unterschieden und dank einiger Datierungen auch zeitlich grob gegliedert werden. So wird angenommen, dass das älteste postmolassische Talsystem, nämlich das einer nach Osten entwässernden Aare–Donau, vor ca. 5 Ma durch östliche Ausläufer der Schwarzwald-Hebungszone unterbrochen wurde. Die Aare wurde nach Westen abgelenkt und bildete mit den Zuflüssen aus dem Bodenseegebiet das bis heute dominierende Entwässerungssystem des Schweizer Mittellands und der Zentralalpen. Reste von Aare–Donau-Schottern mit alpinem Geröllanteil, die im Bereich der damaligen Erosionsbasis abgelagert wurden, liegen heute bei Blumberg auf ca. 900 m ü.M. Dies ergibt gegenüber der heutigen, regionalen Erosionsbasis Hochrhein bei Koblenz eine Differenz von ca. 600 m. Für das Gebiet um Blumberg, das heute etwa auf der Wasserscheide zwischen Hochrhein und Donau liegt, lässt sich daraus eine über die letzten 5 Ma gemittelte Hebungsrate von ca. 0.12 mm/a ableiten. Die Aare–Donau-Restschotter vom Geissberg bei Villigen im unteren Aaretal liegen dagegen mit ca. 700 m ü.M. nur etwa 350 m über der heutigen Erosionsbasis. Daraus resultiert für das Gebiet des unteren Aaretals gegenüber der Erosionsbasis Hochrhein, eine durchschnittliche Hebungsrate von ca. 0.07 mm/a (Fig. 3.5-1).

Die Datierung der Höheren Deckenschotter am Irchel ergab ein Mindestalter von ca. 2 Ma (Bolliger et al. 1996). Diese Zeitmarke bildet einen sehr wichtigen Eckpfeiler für die Rekonstruktion und Datierung der pleistozänen Talgeschichte der Nordschweiz und die daraus abgeleiteten durchschnittlichen Erosions- resp. Hebungsraten. Zudem wurde angenommen, dass vor Beginn der Vorlandvereisungen an der Wende vom Plio- zum Pleistozän, vor ca. 2.5 Ma das Alpenvorland einer Flusslandschaft ohne grossem Relief entsprach. Damit lässt sich in grober Vereinfachung durch die heutige "Gipfelflur", d.h. die Korrelation der höchsten Molasseberge, eine präpleistozäne Landebene definieren, die etwa der damaligen Erosionsbasis entspricht.

Aufgrund der Niveaudifferenzen zwischen dem heutigen Talniveau der Hauptflüsse Rhein, Aare, Limmat und Thur, das für jeden Punkt in diesem Gebiet die lokale Erosionsbasis bildet, und den drei definierten älteren Talniveaus (Aare–Donau-System: 5 Ma, Ostschweizer Gipfelflur an der Grenze Plio-/Pleistozän: 2.5 Ma, Höhere Deckenschotter: 2 Ma) können Hebungsraten für das Plio- bis Pleistozän der Nordschweiz ermittelt werden. Diese lokalen Hebungsraten sind in Figur 3.5-1 zusammenfassend dargestellt (s. auch Müller et al. 2002). In diese Karte sind auch die gemittelten Hebungsraten, die sich aus Maturitätsstudien an den Sedimentabfolgen der

Nordschweizer Tiefbohrungen ergaben (Kap. 3.3 und Leu et al. 2001), eingetragen. Diese resultieren aus einer linearen Interpolation über den gesamten Zeitraum seit dem Ende der Molassesedimentation vor ca. 10 Ma.

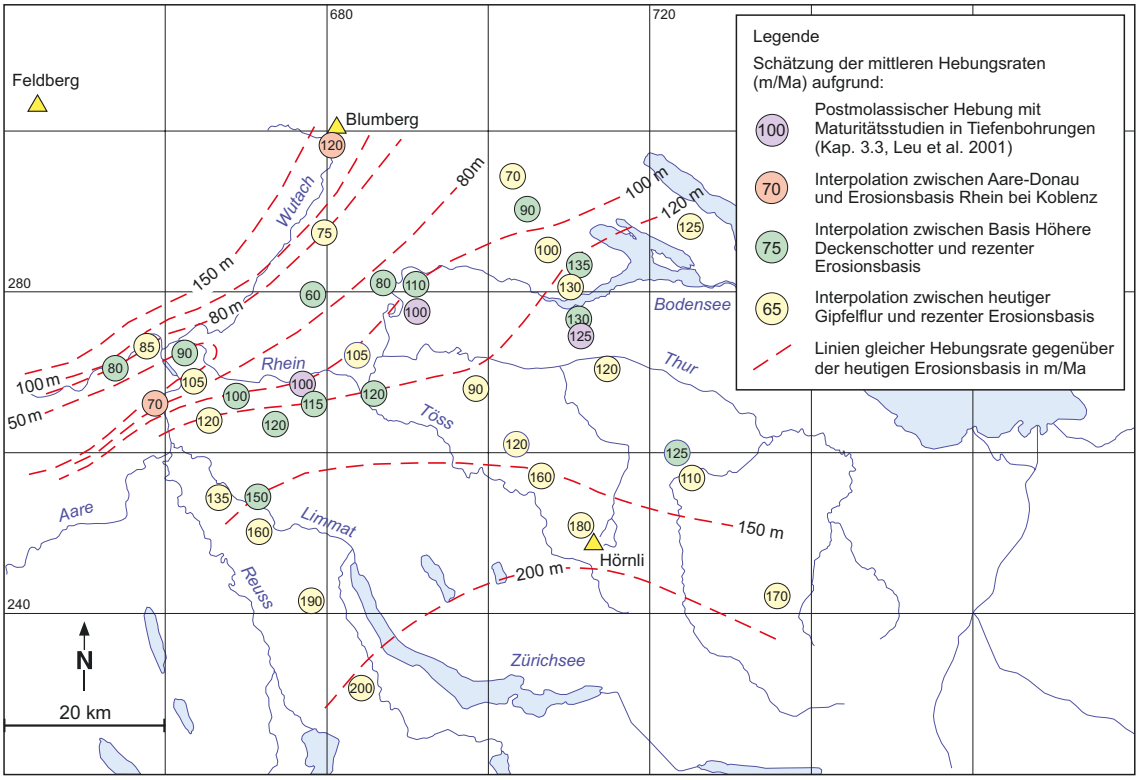


Fig. 3.5-1: Hebungsraten in m/Ma nach geomorphologischen und geologischen Kriterien (Zeitraum: Spätes Miozän bis Pleistozän).

Figur 3.5-1 zeigt ein ziemlich konsistentes Bild mit minimalen Hebungsraten von 60–80 m/Ma für einen SW–NE streichenden Korridor, der sich vom untersten Aaretal bis zum nördlichen Ende des Bodensees erstreckt. Gegen Südosten steigen die Werte generell an und erreichen am Ostschweizer Alpennordrand etwa 200 m/Ma (0.2 mm/a).

Diese direkte Ableitung von Hebungsraten aus der Erosion ist nur zulässig, falls angenommen wird, dass das Gefälle der Hauptentwässerungsrinnen über den gesamten Zeitraum einem dynamischen Gleichgewicht entsprach, das Ausdruck eines gleichförmigen endogenen Prozesses ist (vgl. Abschnitt "Methodisches"). Bei der Verwendung der Daten für die geologischen Langzeitszenarien wird daher vorausgesetzt, dass es sich über eine von der Vergangenheit über die Gegenwart in die Zukunft kontinuierlich weiterlaufende Entwicklung handelt.

3.5.3 Geodäsie

Die zusammenhängende Auswertung des Schweizerischen Landesnivellements liefert einen Datensatz über rezente Hebungen und Senkungen in einem Beobachtungszeitraum von beinahe 100 Jahren. Geodätische Messungen sind zwar Momentaufnahmen der jüngsten tektonischen Aktivität. Deren Analyse im Zusammenhang mit den Kenntnissen zur regionalen Geologie erlaubt aber Rückschlüsse über die Bewegungen der oberen Erdkruste während der jüngsten Erdgeschichte.

Das landesweite Netz der Nivellementlinien wurde zwischen 1903 und 1930 erstellt und durch das Bundesamt für Landestopographie in diesem Zeitraum erstmals vermessen. Seit 1943 werden alle Linien sukzessive nachgemessen. Aufgrund dieser Nachmessungen ergaben sich erste Hinweise auf rezente vertikale Krustenbewegungen in der Schweiz. Die Messungen des Landesnivellements beziehen sich auf den vom Bundesamt für Landestopographie gewählten Referenzpunkt bei Aarburg. Jeanrichard (1972) konnte erstmals zeigen, dass sich der Alpenraum gegenüber dem Mittelland und dem Jurasüdfuss hebt. Mit zunehmender Datendichte konnte das Bild wesentlich verfeinert werden (Gubler 1976 und 1991, Schlatter 1999). Die aktuellste Darstellung der rezenten Vertikalbewegungen zeigt gegenüber dem Referenzpunkt bei Aarburg eine Hebungszone mit Werten bis zu 1.5 mm/a im Raum der Zentralalpen (oberes Rhonetal, Vorder- und Hinterrheintal) und im Engadin (Müller et al. 2002). Vom Alpenkamm bis ins Mittelland nehmen die Werte der relativen jährlichen Höhenänderungen deutlich ab und liegen im Tafeljura bei ± Null. Im Gebiet des Westschweizer Juras (Delémont bis Genf) zeigen die Daten mehrheitlich relative Senkungstendenzen.

Bei den von der Nagra in Auftrag gegebenen Analysen der Nivellementmessungen in der Nordschweiz (Gubler et al. 1984, Schneider et al. 1992, Schlatter 1999) und den angrenzenden Gebieten von Baden-Württemberg (Mälzer et al. 1988) wurde ein Referenzpunkt im Kristallin bei Laufenburg gewählt. Dieser senkt sich gegenüber dem gesamtschweizerischen Referenzpunkt bei Aarburg mit 0.18 mm/a (Beil. 3.5-1). Der Referenzpunkt bei Laufenburg selbst besitzt aber auch keine fixe Lage gegenüber dem Geoid resp. dem Meeresspiegel. So weist er bezüglich seiner Erosionsbasis, dem Rhein bei Laufenburg eine geringe mit geomorphologischer Methodik ermittelte Hebungsrate von ca. 0.065 mm/a auf (Kap. 8.3.4, Fig. 8.3-1).

Die Auswertung der Nivellementmessungen (Beil. 3.5-1) widerspiegelt das strukturgeologische Bild der Nordschweiz und des angrenzenden Auslands. Im Südschwarzwald zeigen Horststrukturen Hebungstendenzen an (z.B. Schauinsland–Feldberg-Horst, Horst von Hochfirst bei Neustadt), Gräben sind durch relative Absenkung gekennzeichnet (z.B. Bonndorf–Hegau–Bodensee-Graben, Albtal-Graben). Generell hält die Aufdomung des Schwarzwalds, wenn auch differenziert, weiter an. Die östlich anschliessende Schwäbische Alb weist demgegenüber Senkungstendenz auf. Alle diese Daten beziehen sich auf den Referenzpunkt bei Laufenburg.

Der südlich des Schwarzwalds liegende Tafeljura zeigt leichte Subsidenz bis stagnierende Verhältnisse gegenüber Laufenburg (Müller et al. 2002). Die Daten der Messlinien über den östlichen Faltenjura ergeben Hebungen des Faltenjuras gegenüber dem Tafeljura und könnten als Ausdruck einer andauernden Aufschiebung dieses jungen Gebirgskörpers interpretiert werden. Aufgrund der Hebungsraten ergeben Berechnungen, dass im Bereich des östlichen Faltenjuras die Überschiebungsgeschwindigkeit des über den Evaporiten des Mittleren Muschelkalks abgescherten Sedimentstapels in der gleichen Grössenordnung liegt wie seit Beginn der Juraaufschiebung (Müller et al. 2002).

Im Gebiet Limmattal–Zürichsee korrelieren die Vertikalbewegungen mit den Anti- und Synklinalen der Molasse. Dies kann als weiterer Hinweis auf eine noch aktive Kompressions- und Abscherungstektonik des Mittellands gedeutet werden (vgl. Kap. 3.4 und Beil. 3.2-1). Auch die deutlichen Hebungstendenzen am Hochrhein bei Weiach–Eglisau und bis ins unterste Thurtal könnten als Ausdruck einer aktiven Vorfaltenzone im Untergrund des Molassenordrands gedeutet werden.

Falls diese Beziehung zwischen den Nivellementdaten und den neotektonischen Prozessen tatsächlich besteht, kann angenommen werden, dass die rezente Hebungszone im Bodenseeraum durch interne Deformation des Deckgebirges, infolge anhaltender alpiner Kompression verursacht wird. Diese Hebungszone der Ostschweiz reicht im Norden bis zum Hochrhein und ins

westliche Bodenseegebiet hinein. Der Einfluss der alpinen Kompression reicht also bis auf eine nicht genauer definierte Linie, die von der Vorfaltenzone aus in ENE-Richtung nördlich von Benken vorbei gegen den Bodensee zieht (Beil. 3.2-1).

Das Zürcher Weinland selbst befindet sich im Übergangsbereich zwischen der mittelländischen Zone mit Hebungstendenz und dem Bereich des Hegau–Bodensee-Grabens, in welchem Senkungstendenz vorherrscht. Das Gebiet um Schaffhausen, nördlich der beiden Strukturelemente Wildensbucher Flexur und Neuhauser Störung (vgl. Kap. 4.1), weist Senkungstendenzen mit Werten zwischen -0.05 und -0.2 mm/a gegenüber Laufenburg auf. Südlich des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland gelangt man in die erwähnte Hebungszone des unteren Thurtals, wobei Werte von 0.1 mm/a und mehr erreicht werden, die in Richtung Winterthur (> 0.2 mm/a) stetig zunehmen.

Die Auswertungen der bisherigen GPS-Messungen zeigen, dass für das Zeitintervall 1988–1995 keine signifikanten Bewegungsrichtungen und -beträge als rezente Horizontalbewegungen erkannt werden können (Beil. 3.5-1 und Wiget et al. 1996). Die Koordinatenänderungen sind noch innerhalb der Messfehler der Basismessung 1988. Zumindest kann aber bereits gezeigt werden, dass die rezenten horizontalen Bewegungsraten sehr klein sein müssen.

Generell kann festgestellt werden, dass die geodätisch ermittelten Hebungsraten (Beil. 3.5-1 und Müller et al. 2002) eine gewisse Übereinstimmung mit den Resultaten der geologisch-geomorphologischen Studien (Fig. 3.5-1) zeigen.

3.5.4 Seismologie

Die Analyse von Erdbeben ermöglicht Aussagen über rezent aktive Störungszonen, Herdmechanismen und das rezente Spannungsfeld. Die Aussagekraft einer solchen Analyse hängt von der Zahl und Lokalisierungsgenauigkeit der erfassten Erdbeben ab. Der Schweizerische Erdbebendienst verfügt seit ca. 1975 über ein landesweites Netz von Seismographen, die auch Kleinbeben bis zu einer Magnitude von 1.6 auf der Richter-Skala zuverlässig erfassen. 1983 wurde im Auftrag der Nagra in der Nordschweiz ein zusätzliches modernes Mikroerdbebennetz mit neun Stationen installiert (Mayer-Rosa et al. 1984), damit auch in einem Gebiet mit geringer Erdbebenaktivität genügend Daten für eine Auswertung zur Verfügung stehen. Mithilfe beider Netze war es nun möglich, im Untersuchungsgebiet der zentralen Nordschweiz, Erdbeben sehr schwacher Magnitude (< 1.0 auf der Richter-Skala) zu erfassen und die Lokalisierungsgenauigkeit wesentlich zu verbessern (Deichmann & Renggli 1984). Die Erdbebenaktivität und die Resultate der Analysen wurden in Deichmann & Renggli (1984), Pavoni (1984), Deichmann (1987 und 1990) sowie Deichmann et al. (2000) publiziert.

Die während der letzten 25 Jahre instrumentell erfassten Erdbeben der Nordschweiz (Fig. 3.5-2a: 1975–1982, ohne Nagra-Netz und Fig. 3.5-2b: 1983–1999, mit Nagra-Netz) zeigen eine Konzentration von Beben in der Region um Basel und den südlichen Teil des Oberrheingrabens inkl. Dinkelberg, die sich nach Süden bis zum Hauenstein verfolgen lässt. Eine weitere Zone erhöhter Erdbebenaktivität erstreckt sich vom unteren Teil des Bodensees bis in die Zentralschweiz hinein. Der zentrale Teil der Nordschweiz inklusive dem Zürcher Weinland hat sich dagegen in den letzten 25 Jahren seismisch vergleichsweise wenig bemerkbar gemacht. Das Bild der räumlichen Verteilung seismischer Aktivität des letzten Vierteljahrhunderts entspricht etwa demjenigen der makroseismisch erfassten Beben der letzten 120 Jahre (Deichmann et al. 2000). Das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland gehört aufgrund der historischen wie auch der instrumentell erhobenen Daten zu den seismisch ruhigen Gebieten der Schweiz.

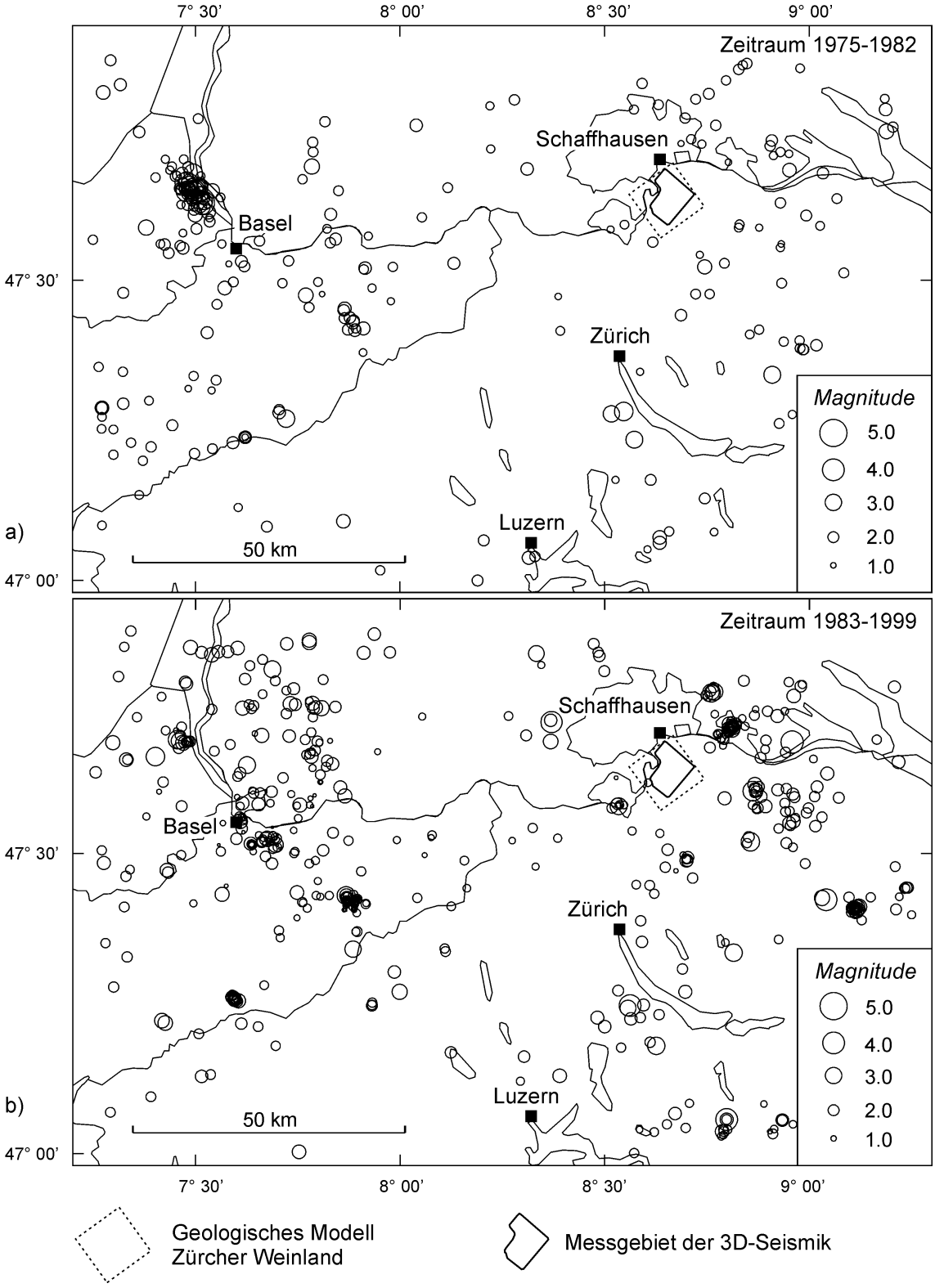


Fig. 3.5-2: Epizentren der instrumentell erfassten Erdbeben seit der Inbetriebnahme des Nagra-Stationsnetzes.

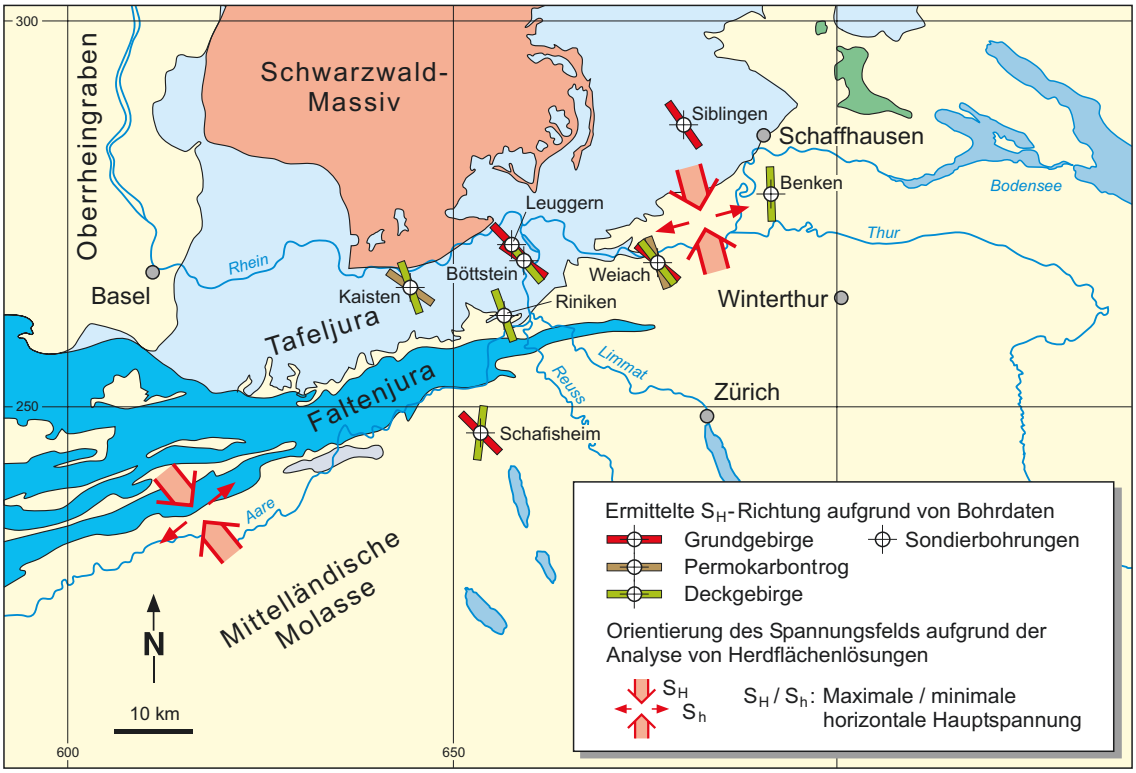


Fig. 3.5-3: Überblick über die Orientierung des rezenten Spannungsfelds in der Nordschweiz.

Die Hypozentren der analysierten Herdflächenlösungen der Nordschweiz liegen fast ausschliesslich im Sockel (Beil. 1 in Deichmann et al. 2000). Dominante Mechanismen sind Blattverschiebungen (ca. $^2/_3$) und etwas untergeordnet Abschiebungen, wobei letztere z.T. auch Horizontalkomponenten aufweisen. Im Mittelland und in der Nordschweiz fehlen Anzeichen von Aufschiebungen oder Überschiebungen.

Die Streichrichtungen der möglichen Bruchflächen, die sich aus Herdflächenlösungen ergeben, liegen für die Nordostschweiz im Sektor zwischen 290° und 040°, wobei die beiden dominanten Bruchsysteme eine NW-SE- (Hegau–Bodensee-Graben, herzynische Richtung) und eine NNE-SSW-Streichrichtung aufweisen (Fig. 4.24 in Deichmann et al. 2000). In der Nordwestschweiz liegt der Sektor zwischen 270° bis 030°, wobei dort die rheinischen (N-S bis NNE-SSW) und flachherzynischen (WNW-ESE) Bruchsysteme dominieren. In beiden Teilgebieten liegen die ENE-WSW ausgerichteten Strukturen, insbesondere die Randbrüche des Nordschweizer Permokarbontrogs, nicht im Bereich der neotektonisch aktiven Strukturen. Die Ausrichtung des aus den Herdflächenlösungen abgeleiteten Spannungsfelds (Fig. 3.5-3) weist von Osten nach Westen eine leichte Drehung im Gegenuhrzeigersinn auf.

3.5.5 Spannungsmessungen

Direkte Messungen des Spannungsfelds können mit verschiedenen Methoden entweder in Oberflächenaufschlüssen oder in Bohrungen vorgenommen werden. Für die Konstruktion eines regionalen Spannungsfelds sollten nur Daten von Herdflächenlösungen oder aus Tiefbohrungen verwendet werden. Die zahlreichen Messungen nahe oder an der Oberfläche (z.B. Becker & Werner 1995, Becker 2000) wurden nicht berücksichtigt, weil diese aufgrund der Oberflächeneffekte (Entlastung, Beeinflussung durch die Topographie etc.) oft schwer interpretierbar sind.

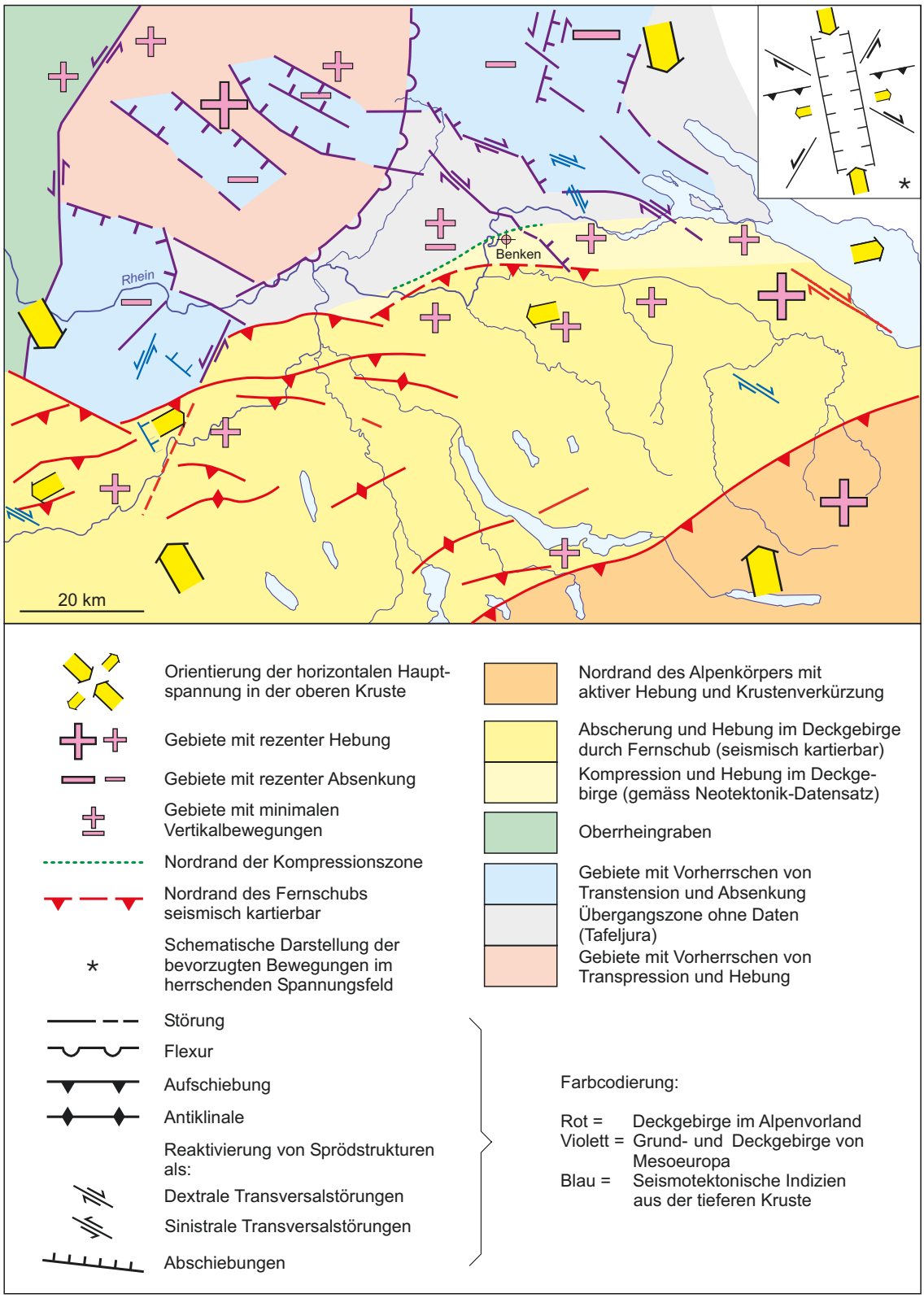


Fig. 3.5-4: Geodynamisches Konzept Nordschweiz.

Die Analyse von Bohrlochrandausbrüchen in den Nagra-Sondierbohrungen der zentralen Nordschweiz (Blümling 1986, Müller et al. 1987) ergeben folgende Resultate (Fig. 3.5-3) für die Richtung der grössten horizontalen Hauptspannung (S_H):

- Im kristallinen Grundgebirge liegen die Azimutwerte zwischen 125° und 145°.
- Im Bereich des Nordschweizer Permokarbontrogs und in der Sedimentabfolge des Tafeljuras weisen sie gegenüber dem Grundgebirge eine geringe Rotation im Uhrzeigersinn von ca. 20° bis 30° auf.
- Die Daten aus der Sondierbohrung Schafisheim, die südlich des Faltenjuras liegt und in welcher die Abscherhorizonte der Juraüberschiebung durchteuft wurden, zeigen deutlich verschieden orientierte Spannungsfelder unterhalb und oberhalb des Abscherhorizonts resp. im Deckgebirge (S_H = 7°) und im Grundgebirge (S_H = 135°). Diese Entkopplung des Spannungsfelds betrachten Müller et al. (1987) als weiteres Indiz für noch aktiven Fernschub im Deckgebirge.

In der Bohrung Benken kamen verschiedene Methoden für die Bestimmung des rezenten Spannungsfelds zum Einsatz (Kap. 4.4). Die Werte der *Hydrofrac*-Messungen (Klee & Rummel 2000) weisen auf Kompression hin und ergeben für S_H eine Richtung von annähernd N-S (178° ± 14°). Dass das Deckgebirge im Zürcher Weinland auch über geologische Zeiträume unter Kompression stand, wird durch das Auftreten von markanten Horizontalstylolithen bestätigt, deren Achsen ebenfalls eine N-S-Orientierung (1° ± 10°) aufweisen (Bürgin 2000). Zudem ist dies ein wichtiger Hinweis darauf, dass sich das Spannungsfeld seit längerer Zeit nicht bedeutend geändert hat. Auch die Analysen der Bohrlochrandausbrüche, der induzierten Risse (Albert 2000) und der S-Wellengeschwindigkeitsanisotropie (Hagood 2000) bestätigen eine generelle N-S-Richtung für die grösste horizontale Spannungskomponente im Deckgebirge (Kap 4.4).

Aus der Analyse der Deformationsrichtungen und aus der Orientierung des Spannungsfelds aufgrund der Methode der Spannungsinversion (Deichmann et al. 2000) ergibt sich die Tendenz einer leichten Drehung der Richtung maximaler horizontaler Kompression von NW-SE in der Nordwestschweiz auf NNW-SSE bis N-S in der Nordostschweiz (Fig. 3.5-3). Diese Änderung der Kompressionsrichtungen korreliert mit der Drehung der Streichrichtung des Alpenbogens.

3.5.6 Geodynamisches Konzept Nordschweiz

Die Resultate der neotektonischen Untersuchungen bestätigen die Annahme, dass die Nordschweiz im Interferenzbereich zwischen dem durch anhaltende alpine Gebirgsbildung verursachten Nordschub und der Hebungszone des Südschwarzwalds und seiner Randgebiete liegt (Fig. 3.5-4). Deshalb steht für die weitere Bearbeitung der geologischen Langzeitentwicklung in Kapitel 8.2–8.4 das tektonische Rahmenszenarium "Anhaltende alpine Orogenese und aktiver Zusammenschub" im Vordergrund. Die Alternative einer beendeten Krustenverkürzung und lediglich ausklingender Kompression und Hebung im Alpenvorland muss zwar ebenfalls berücksichtigt werden, ist aber aufgrund des vorliegenden neotektonischen Datensatzes sowie wegen ihrer wesentlich geringeren Auswirkung auf die Langzeitentwicklung, nur von untergeordneter Bedeutung. Das in Figur 3.5-4 skizzierte geodynamische Konzept geht also von folgenden Rahmenbedingungen aus:

Der alpine Nordschub bewirkt eine anhaltende Kompression im gesamten Alpenvorland. Im Sockel äussert sich diese Kompression verbunden mit der konvexen Anordnung des Alpenbogens in Form von Blattverschiebungen und Abschiebungen (Deichmann et al. 2000). Im Bereich des Schwarzwalds wird die Kompression von einer anhaltenden Hebungszone mit

Horst- und Grabenbrüchen überlagert. Gleichzeitig erfolgt an dafür geeigneten Horizonten eine zunehmende Abscherung und interne, weitgehend duktile Deformation des Deckgebirges, wobei sich der Nordrand des Fernschubs wahrscheinlich sukzessive weiter nach Osten und nach Norden ausdehnt.

Das heute von alpiner Kompression und entsprechender Deformation und Hebung betroffene Deckgebirge kann aufgrund der neotektonischen Daten wie folgt vom externen Vorland abgegrenzt werden (vgl. auch Fig. 4.2-1):

In der zentralen Nordschweiz bildet die Mandacher Aufschiebung die Nordgrenze der aktiven Vorfaltenzone (s. auch Beil. 3.2-1). Diese setzt sich nach Osten in Richtung Weiach bis ins unterste Thurtal fort. Weiter im Osten dürfte die Hebung v.a. auf Verdickung infolge interner Zerscherung zurückzuführen sein. Genauere strukturelle Zusammenhänge sind aber nicht bekannt.

Im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland konnten aufgrund der Interpretation der 3D-Seismik vereinzelt Hinweise auf eine kompressive Überprägung gefunden werden (Fig. 4.2-12 und Birkhäuser et al. 2001). Dies wurde auch mit den Spannungsmessungen in der Bohrung Benken bestätigt (Kap. 4.4). Ein weiterer wichtiger Hinweis auf Kompression ist der in den Sulfatschichten der Bohrung Benken nachgewiesene duktile Abscherhorizont (Bläsi et al. 1999, Nagra 2001). Damit konsistent sind auch die Hebungstendenzen, die auf den Nivellementmessungen beruhen.

Nordöstlich der Neuhauser Störung zeigen die Nivellementmessungen Senkungstendenzen. Das Gebiet in Richtung Bodensee liegt im Einflussbereich des südlichen Endes des Bonndorf–Hegau–Bodensee-Grabens. Die herzynisch streichenden Verwerfungen keilen im Westteil des Grabens aus, d.h. der Einfluss der Grabentektonik reicht nicht weiter nach Süden.

Die im südlichen Teil des Zürcher Weinlands liegenden Nivellementpunkte zeigen durchwegs Hebungstendenzen mit Zunahme nach Süden. Die Hebungszone im Gebiet Winterthur–Frauenfeld–Bodensee könnte auf Kompression infolge Fernschub zurückzuführen sein.

3.5.7 Junge Erdkrustenbewegungen (Neotektonik): Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Die Ergebnisse der neotektonischen Untersuchungen in der Nordschweiz erlauben folgende Aussagen:

- Die Auswertung der verschiedenen neotektonischen Datensätze aus der Geologie, Geomorphologie, Geodäsie, Seismologie und den Spannungsmessungen ergeben ein konsistentes geodynamisches Modell der Nordschweiz.
- Das relative Bewegungsbild der oberen Kruste, das aufgrund geologischer und geomorphologischer Daten abgeleitet wurde (Zeitraum bis 10 Ma), ist dem Bewegungsbild, das mit Hilfe geodätischer Daten ermittelt wurde (betrachteter Zeitraum ca. 100 Jahre), ähnlich.
- Die mit verschiedenen voneinander unabhängigen Methoden ermittelten Hebungsraten im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland liegen bezüglich der lokalen Erosionsbasis bei ca. 0.1 mm/a. Im gesamtschweizerischen Vergleich sind die Hebungsraten sehr gering.
- Sowohl historische als auch instrumentell erhobene Daten über Erdbeben dokumentieren, dass das Untersuchungsgebiet im Zürcher Weinland zu den seismisch ruhigen Gebieten der Schweiz gehört.

- Die Analyse von Herdflächenlösungen und die Spannungsmessungen in den Tiefbohrungen ergeben ein konsistentes Bild der heute herrschenden maximalen horizontalen Hauptspannung. Sie ändert ihre Ausrichtung von etwa NW-SE in der Nordwestschweiz zu annähernd NS in der Nordostschweiz. Sie steht also etwa senkrecht zum alpinen Streichen und macht demnach auch die Krümmung des Alpenbogens von Westen nach Osten mit. Seit Ende Miozän scheint das Spannungsfeld konstant zu sein.
- Daten aus der Bohrung Benken zeigen, dass das Deckgebirge im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland unter Kompression steht.

3.6 Regionale hydrogeologische Verhältnisse

3.6.1 Einleitung und Zielsetzung

Übergeordnete Zielsetzung der Hydrogeologie ist die Abklärung der Grundwasserströmungsverhältnisse im regionalen Umfeld eines geologischen Tiefenlagers im potenziellen Standortgebiet im Zürcher Weinland. Hierzu gehören die Bestimmung der hydraulischen Eigenschaften des Wirtgesteins und seiner Umgebung sowie die Erfassung des hydraulischen Zustands, d.h. der Verteilung der hydraulischen Druckhöhen bzw. der hydraulischen Gradienten. Zu diesem Zweck wird der aktuelle Kenntnisstand der hydrogeologischen Verhältnisse in der Nordostschweiz und – soweit notwendig – in den angrenzenden Gebieten dargestellt. Ergänzende Beiträge zum Verständnis der regionalen Grundwasserströmung ergeben sich aus der Hydrochemie und Isotopenhydrologie (Kap. 3.7). Die Einzelziele dieser regionalen hydrogeologischen Synthese sind:

- Die hydrogeologische Charakterisierung des Wirtgesteins, der Rahmengesteine und der regionalen Aquifere unter Einbezug aller verfügbaren Daten wie Geometrie, laterale und vertikale Variabilität, Fliessverhalten (Kluft-/Porenwassertransport), Verteilung von Durchlässigkeiten und hydraulischen Druckhöhen.
- Die Bewertung der hydrogeologischen Bedeutung von regionaltektonischen Strukturen, d.h. der Wahrscheinlichkeit eines Grundwasserflusses in einer steilstehenden Störung durch eine Potenzialdifferenz zwischen wasserführenden Formationen im Hangenden und im Liegenden des Wirtgesteins.
- Die Darstellung der Infiltrations- und Exfiltrationsgebiete der projektrelevanten grundwasserführenden Formationen.
- Das Erarbeiten der Grundlagen für die Gliederung der Schichtreihe im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland in hydrogeologische Einheiten (Kap. 4.6) für ein lokales hydrogeologisches Modell (Kap. 6).
- Das Erarbeiten von Grundlagen für die Ableitung von hydraulischen Rand- und Anfangsbedingungen für das lokale hydrodynamische Modell (Kap. 6.4).

Der Schwerpunkt der hydrogeologischen Charakterisierung im regionalen Massstab wird auf die durchlässigen Formationen gelegt, d.h. auf die Aquifere mit regionaler Ausdehnung (Malm- und Muschelkalk-Aquifere) sowie auf die lokal begrenzten, potenziell wasserführenden Formationen im Dogger, Lias und Keuper (Fig. 3.6-1). Für die gering durchlässigen Formationen (Wirtgestein sowie tonreiche und evaporitische Rahmengesteine) erfolgt eine vertiefte Betrachtung in den auf das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland fokussierten Kapiteln 4.6, 5.8 und 6, weil aus dem Gebiet der Nordostschweiz – mit Ausnahme der Bohrung Benken – keine hydrogeologischen Daten aus Tiefbohrungen vorliegen. Die unter dem Muschelkalk-Aquifer

liegenden grundwasserführenden Einheiten Buntsandstein, Permokarbon und Kristallin sind für Sicherheitsbetrachtungen nicht relevant; auf sie wird daher nicht näher eingegangen.

3.6.2 Allgemeiner hydrogeologischer Überblick

Betrachtetes Gebiet, Hydrographie

Das im regionalen hydrogeologischen Rahmen betrachtete Gebiet ist in Figur 3.6-2 dargestellt. Es umfasst die für die regionalen Aquifere des Malms und des Muschelkalks wichtigen Infiltrationsgebiete im östlichen Faltenjura, im Tafeljura nordöstlich der Lägeren, im Schaffhauser Randengebiet und in der SE-Abdachung des Schwarzwaldkristallins (Verbreitung der geologischen Einheiten: s. Beil. 3.2-1 bis 3.2-3) sowie die Exfiltrationsgebiete entlang des Rheins. Für die gering durchlässigen bzw. lokal begrenzt wasserführenden Formationen in den Rahmengesteinen beschränken sich die Betrachtungen auf ein engeres Gebiet zwischen Bodensee und Aare und nördlich der Linie Lägeren – Winterthur.

Die Hydrographie des Gebiets wird bestimmt durch den Bodensee und den Rhein sowie dessen links- und rechtsufrige Zuflüsse Thur, Töss, Aare und Wutach (Fig. 3.6-2). Aare, Reuss und Limmat durchbrechen im Westen den Faltenjura. Der nördlichste Teil des betrachteten Gebiets wird von der Donau entwässert. Der Neckar als einer der möglichen Vorfluter für den regionalen Muschelkalk-Aquifer und den Sandsteinkeuper liegt ausserhalb des dargestellten Gebiets.

Geologisch-tektonische Aspekte

Die regionalen geologisch-tektonischen Verhältnisse sind in den Kapiteln 3.2 und 3.4 beschrieben. Die Überlegungen bezüglich der hydrogeologischen Bedeutung von tektonischen Strukturen beziehen sich ausschliesslich auf die Elemente, die in die hydrogeologischen Kartendarstellungen (Fig. 3.6-5 bis 3.6-7) aufgenommen wurden. Generell können Störungen entweder spröd deformierte, durchlässige Strukturen oder aber im Gegenteil Zonen mit geringerer Durchlässigkeit (*sealing faults*) darstellen. Durch den vertikalen Versatz von Schichten entlang einer Störung können entweder hydraulische Verbindungen zwischen verschiedenen Aquiferen geschaffen oder Aquifere unterbrochen bzw. in seitlichen Kontakt zu gering durchlässigen Gesteinen gebracht werden. Diese geochemischen Aspekte werden im Kapitel 3.7 erörtert.

Hydrostratigraphischer Überblick

Die verschiedenen Formationen der Schichtreihe im interessierenden Gebiet weisen je nach lithologischer Beschaffenheit sehr unterschiedliche Durchlässigkeiten auf. Dies führt hydrogeologisch zur Unterscheidung von Grundwasserleitern (Aquiferen) und Grundwasser-Geringleitern sowie -Stauern (Aquitarden). Eine generelle Gliederung der Schichtreihe in der Nordostschweiz und im angrenzenden Gebiet westlich der Aare in hydrogeologische Einheiten mit unterschiedlicher Durchlässigkeit geht aus Figur 3.6-1 hervor; sie bildet die Basis für ein konzeptuelles Modell im regionalen Massstab. Die Formationen zwischen den regionalen Aquiferen des Malms und des Muschelkalks sind überwiegend gering durchlässig und erscheinen insgesamt in erster Annäherung als hydraulische Barrieren. In den Rahmengesteinen kommen aber im Dogger, im Lias und vor allem im Keuper potenziell wasserführende Formationen vor, auf deren Ausdehnung und hydrogeologische Bedeutung im Folgenden näher eingegangen wird.

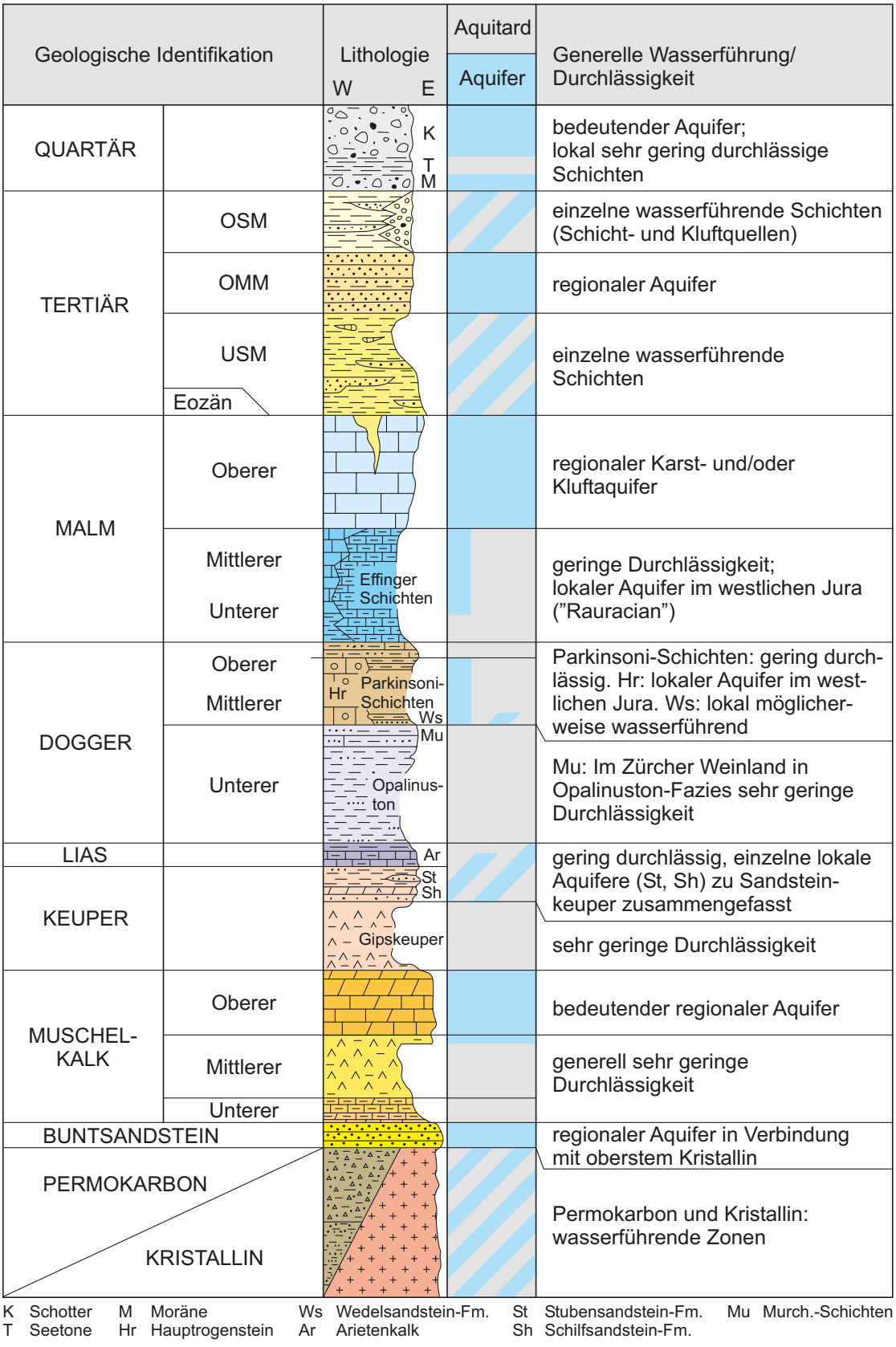


Fig. 3.6-1: Schematische hydrostratigraphische Gliederung der Schichtreihe in der Nordostschweiz und im angrenzenden Gebiet westlich der Aare.

Grundwassernutzungen, Quellen

Im Untersuchungsgebiet werden vielerorts oberflächennahe und vereinzelt tiefe Grundwässer als Trink- und/oder Brauchwasser, Thermal- und Mineralwasser oder auch zur Gewinnung geothermischer Energie genutzt. Die quantitativ wichtigsten Entnahmen erfolgen in den Grundwasserströmen der quartären Schotter in den Flusstälern. In diesen allgemein hoch durchlässigen Aquiferen gibt es zahlreiche öffentliche und private Grundwassernutzungen, auf die an dieser Stelle aufgrund anderer Zielsetzungen aber nicht weiter eingegangen wird.

Die Nutzungen von Tiefengrundwässern sind in Figur 3.6-2 dargestellt; die meisten wurden während des Kristallin-Programms der Nagra untersucht und beschrieben (Schmassmann et al. 1984, Schmassmann 1990, Schmassmann et al. 1992, Biehler et al. 1993). Die Nutzungen in Süddeutschland stammen aus einer Zusammenstellung des Landesamts für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (LGRB 2002).

Für Sicherheitsbetrachtungen (Freisetzung von Radionukliden in die Biosphäre) interessieren nur Grundwassernutzungen, die langfristig im Bereich von möglichen Freisetzungspfaden aus einem Lager bis zu den Exfiltrationsgebieten der wichtigen Aquifere liegen. Ausser der Erschliessung dieser Tiefenaquifere, z.B. durch Bohrbrunnen, betrifft dies auch die Quellen in den Exfiltrationsgebieten und die Wasserentnahmen in Quartär-Schottern, wo diese die Vorfluter der Exfiltrationen aus den Tiefenaquiferen darstellen (vgl. Fig. 3.6-5 bis 3.6-7).

Hydrogeologische Datenbasis und Bezug zu früheren Arbeiten

Die hydrogeologischen Verhältnisse im Verbreitungsgebiet des Opalinustons im Tafel- und Faltenjura sowie im Nordteil des Schweizer Molassebeckens wurden von der Nagra bereits im Zuge der Evaluation verschiedener Sedimentgesteinsoptionen hinsichtlich deren Eignung für die Entsorgung von HAA/LMA untersucht und in der sog. Sedimentstudie dargelegt (Nagra 1988). Für die beiden Wirtgesteinsoptionen Opalinuston und Untere Süsswassermolasse in der Region Lägeren–Zürcher Weinland waren hierzu auf Grundlage des vorhandenen, 1987 überarbeiteten überregionalen hydrodynamischen Modells FEM 301 (sog. "Regionalmodell" in Kimmeier et al. 1985) das hydrodynamische Modell "OPA 1988" und analog dazu das Modell "USM 1988" erarbeitet worden (Nagra 1988). Beide Modelle wurden später weiter verbessert, die Zahl der Rechenfälle erweitert und die Ergebnisse in Voborny et al. (1993) dokumentiert. Die daraus resultierenden projektrelevanten Erkenntnisse flossen in das vorliegende Kapitel ein.

Nach der Wahl des Opalinustons als näher zu untersuchende Wirtgesteinsformation wurden die hydrogeologischen Grundlagendaten für die Schichtreihe Malm–Trias im interessierenden Gebiet nochmals qualitativ und quantitativ verbessert und in Ehrminger et al. (1995) dargestellt. Hierzu wurden z.T. auch vorher nicht zugängliche Daten aus früher abgeteuften Erdöl- und Erdgasbohrungen sowie Daten der Nagra-Sondierbohrungen Schafisheim, Riniken, Weiach, Siblingen und von Bohrungen im gegen NE in den süddeutschen Raum erweiterten Untersuchungsgebiet herangezogen und überprüft sowie nötigenfalls einer Neuanalyse unterzogen (Bertleff et al. 1988, Lavanchy et al. 1990, Johns et al. 1994, Johns & Ehrminger 1994, Johns & Guyonnet 1993). Entsprechend den anders orientierten Zielsetzungen war in den abgeteuften Tiefbohrungen der Erdölindustrie auf die Erhebung von Daten in den gering durchlässigen Formationen wenig Gewicht gelegt worden. Für entsprechende Daten aus den Sedimentstrecken der Kristallinbohrungen der Nagra aus den 80er Jahren gelten z.T. grosse Unsicherheitsbandbreiten. Ein Überblick über die Neuinterpretationen wird in Ehrminger et al. (1995) gegeben. Wichtige neue Ergebnisse hydraulischer Tests stammen von der Bohrung Benken (Nagra 2001). In Figur 3.6-3 sind ausgewählte Tiefbohrungen im Untersuchungsgebiet mit Durchlässigkeits- und Druckhöhenprofilen der Schichtreihe Malm–Muschelkalk dargestellt.

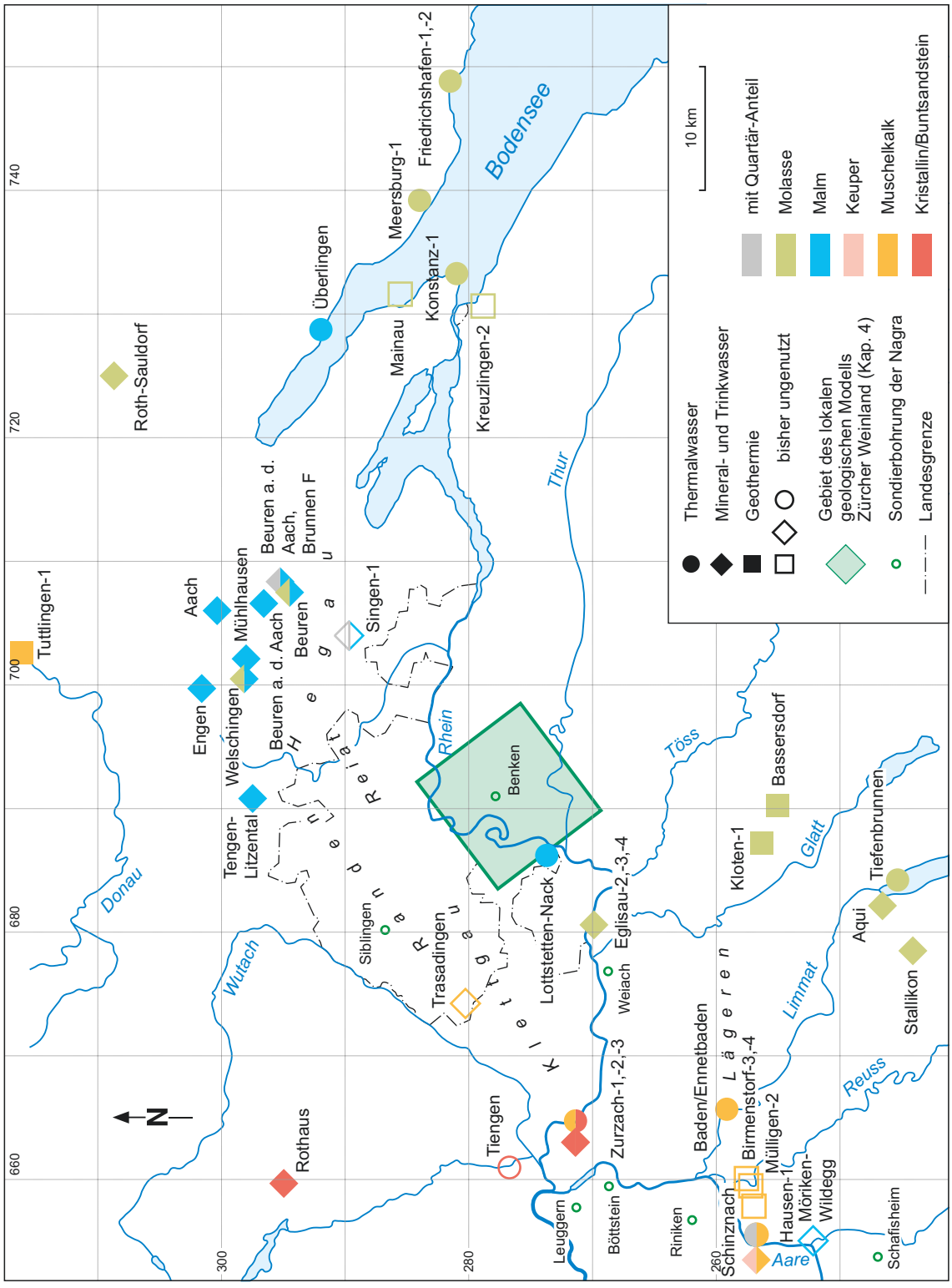


Fig. 3.6-2: Übersicht über wichtige Nutzungen von Tiefengrundwässern in der Nordostschweiz und angrenzenden Gebieten.

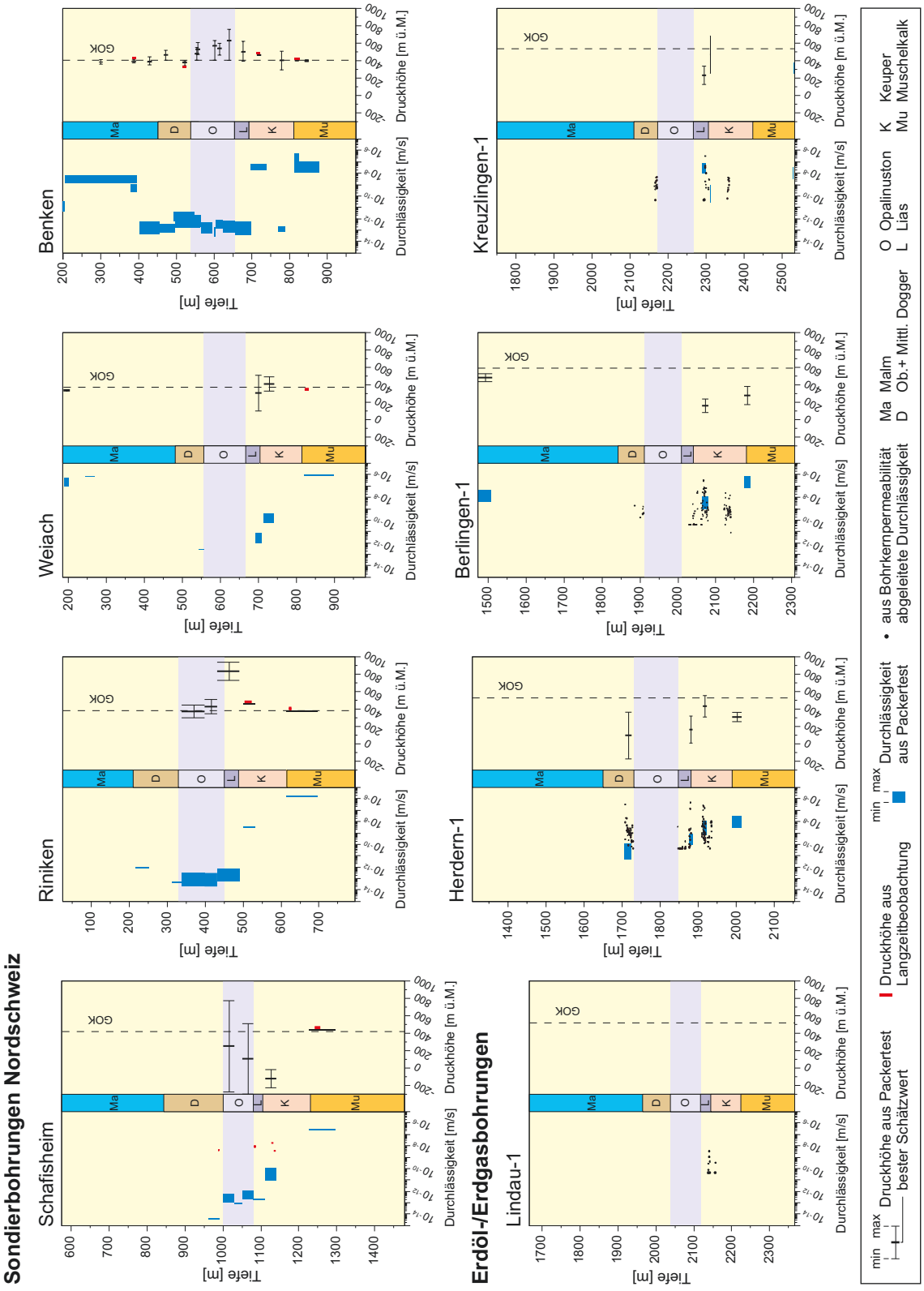


Fig. 3.6-3: Durchlässigkeits- und Druckhöhenprofile Malm–Muschelkalk aus Tiefbohrungen der Nagra und der Erdölindustrie in der Nordschweiz.

Für die Charakterisierung der Malm- und Muschelkalk-Aquifere wurden die Daten und Erkenntnisse aus Süddeutschland verwendet, die von verschiedenen Autoren des Baden-Württemberger Landesamts für Geologie, Rohstoffe und Bergbau erarbeitet worden sind (z.B. Stober & Villinger 1997). Weiter berücksichtigt wurden relevante hydrogeologische Daten von Geothermiebohrungen, Mineral- und Thermalwasserquellen, Quellen anderer Tiefengrundwässer, Ausbissen von Tiefenaquiferen an der Oberfläche bzw. in überlagernden Quartär-Aquiferen und von Vorflutern. Diese zu einem grossen Teil bereits früher gesammelten und in verschiedenen Arbeiten publizierten Daten und Auswertungen wurden nochmals bezüglich ihrer Qualität geprüft und zusammen mit den neuen Ergebnissen aus der Bohrung Benken in Klemenz et al. (2000) kompiliert. Dieser Referenzbericht stellt eine umfassende Datengrundlage für die hydrogeologischen Interpretationen im vorliegenden Kapitel dar.

3.6.3 Generelle hydrogeologische Charakterisierung der Schichtreihe in der Nordostschweiz

Die hydrogeologische Charakterisierung der geologischen Schichtreihe erfolgt von oben nach unten, gemäss Schema des hydrostratigraphischen Übersichtsprofils in Figur 3.6-1. Auf dieser Charakterisierung beruht die Gliederung in hydrogeologische Einheiten in Kapitel 4.6 für die spätere Konzeptualisierung des lokalen hydrodynamischen Modells (Kap. 6).

In Figur 3.6-4 wurden die aus Bohrungen ermittelten Durchlässigkeiten (beste Schätzwerte) für die regionalen Aquifere des Malms und des Muschelkalks sowie von potenziell wasserführenden Formationen in den oberen und unteren Rahmengesteinen in einem West-Ost-Profil aufgetragen, um die Variationen und/oder vorhandenen Abhängigkeiten von lateralen Fazieswechseln zu illustrieren.

Die höchsten Durchlässigkeiten weisen die regionalen Aquifere des Malms und des Muschelkalks auf, wobei beide Aquifere eine relativ heterogene Durchlässigkeitsverteilung zeigen. Die oberen Rahmengesteine sind durchwegs gering durchlässig (grösster Wert in der Bohrung Herdern-1 $K = 2 \times 10^{-11}$ m/s). Bis heute konnten aus diesen Formationen in Tiefbohrungen noch nie Wasser- oder Gasproben mit vetretbarem Aufwand entnommen werden (Büchi et al. 1965, Nagra 1989, 1990, 1992a). Die unteren Rahmengesteine enthalten hingegen fast in allen Bohrungen ein oder zwei Formationen mit erhöhter Durchlässigkeit, wobei die laterale hydraulische Kontinuität dieser Einheiten zum Teil beschränkt ist. Detailliertere Kommentare finden sich bei den einzelnen Formationsbeschreibungen.

3.6.4 Quartär

Die quartären Schotteraquifere in den Flusstälern enthalten die ergiebigsten Grundwasservorkommen im Untersuchungsgebiet; sie werden vielerorts für Trink- und Brauchwasserzwecke genutzt (s. z.B. Jäckli & Kempf 1972 und 1980, Kempf et al. 1986). In der regionalen Betrachtung spielen die Quartär-Aquifere indessen nur eine Rolle, wenn sie mit tieferen Festgesteinsaquiferen als hydraulisches Festpotenzial oder als Vorfluter für exfiltrierende Grundwässer in Verbindung stehen, d.h. wenn Tiefenaquifere nicht an der Oberfläche ausstreichen, sondern von grundwasserführendem Quartär überdeckt werden.

Flusstäler können durch glaziale Erosion stark übertiefte Abschnitte aufweisen, in denen die Quartärfüllung mehrere 100 m mächtig sein kann. Im interessierenden Gebiet wurde die Felsoberfläche unter dem Quartär von Freimoser & Frank (1993) dargestellt. Der Einfluss tiefer Rinnen auf die Grundwässer der unterliegenden Festgesteine ist weitgehend unbekannt. Trotz örtlich nachgewiesener gering durchlässiger Rinnenfüllung (z.B. Seetone) kann je nach Potenzialverhältnissen Infiltration oder Exfiltration auf diesem Erosionsniveau nicht ausgeschlossen

werden. Im Rheintal bei Koblenz liegt die Felsoberfläche heute bei ca. 300 m ü.M. und bildet eine intakte, gering durchlässige Schwelle. Die hydraulische Druckhöhe im Abflussgebiet von Aare und Rhein weiter flussaufwärts unterschreitet die Kote dieser Schwelle nicht, auch dann nicht, wenn bei einem erneuten Gletschervorstoss weiter oben Täler wieder ausgeräumt und übertieft würden (vgl. Kap. 8.3).

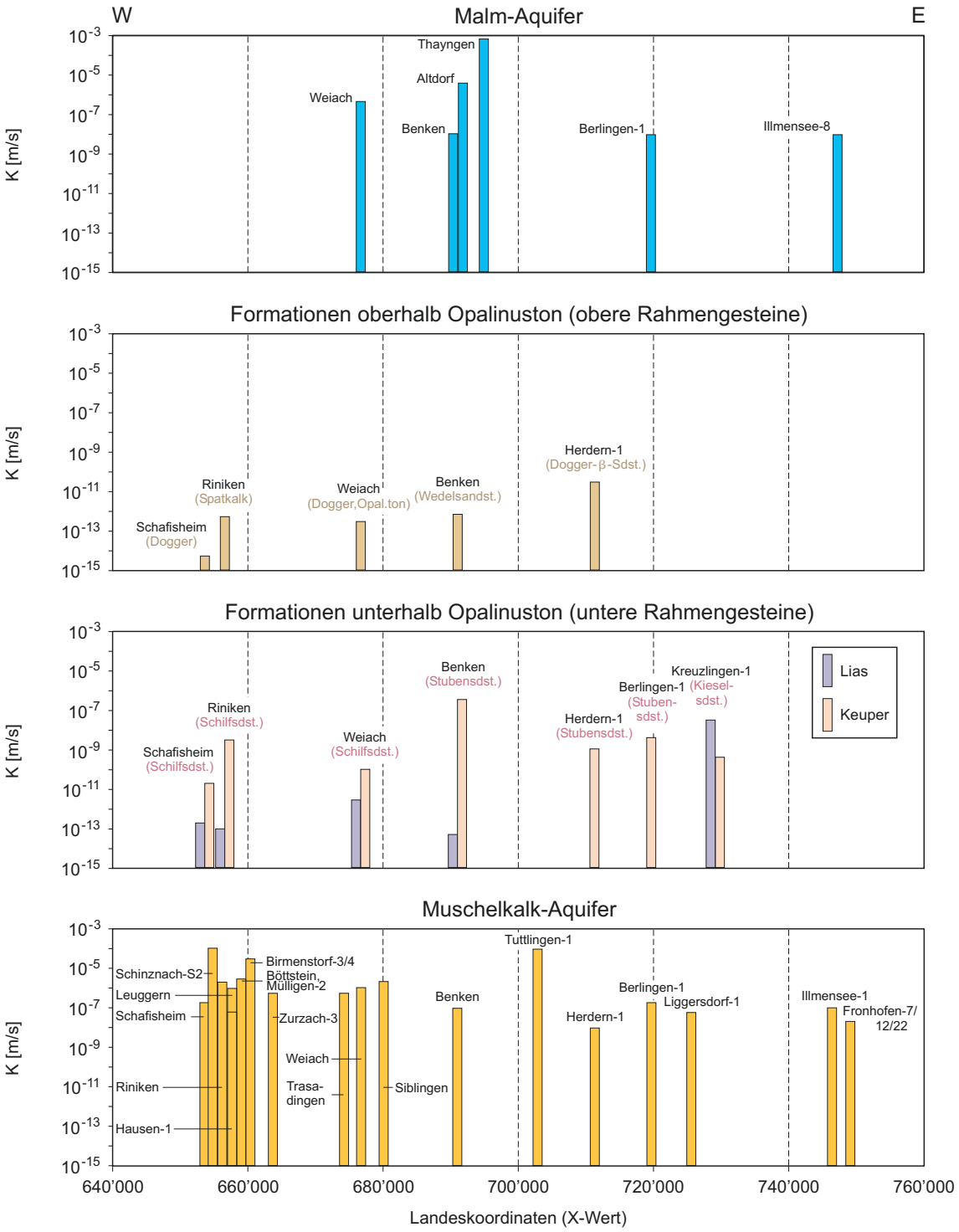


Fig. 3.6-4: W–E-Profile von hydraulischen Durchlässigkeiten aus potenziell durchlässigen Formationen in Bohrungen der Nordschweiz und Baden-Württembergs.

3.6.5 Tertiär (Molasse)

Hydrogeologische Eigenschaften

Die Kenntnis der hydrogeologischen Verhältnisse in der Molasse beruht weitgehend auf Daten aus dem Nordteil des Molassebeckens und wurde bereits in früheren Nagra-Arbeiten dokumentiert (Nagra 1988). Der Kenntniszuwachs beschränkt sich auf wenige neuere Daten, z.B. aus der 1992/93 abgeteuften Geothermiebohrung Bassersdorf (Blaser et al. 1994). Der heutige Wissensstand wurde in Klemenz et al. (2000) zusammengefasst.

Die *Obere Süsswassermolasse (OSM)* besitzt aufgrund ihres Ablagerungsmilieus eine heterogene Lithologie. Die enthaltenen tonig-mergeligen Schichten führen zu einer insgesamt geringen vertikalen Durchlässigkeit. Hydrogeologisch ist die OSM durch das Vorkommen zahlreicher Schicht- und Kluftquellen gekennzeichnet.

Die relativ homogenen Sandsteine der *Oberen Meeresmolasse (OMM)* stellen lokal einen guten Grundwasserleiter dar, der an verschiedenen Orten durch Mineral- und Thermalwasserbohrungen genutzt wird (Fig. 3.6-2). Für die Wasserzirkulation dürfte dabei (wie auch in der OSM und USM) die Klüftung eine wichtigere Rolle spielen als die Matrixporosität des Gesteins (Blaser et al. 1994).

Die *Untere Süsswassermolasse (USM)* besteht aus einer heterogenen Abfolge überwiegend fluviatiler Tonmergel, Mergel, Silt- und Feinsandsteine, in die durchlässige Rinnensandsteine eingelagert sind. Dies bewirkt eine ausgeprägte hydrogeologische Anisotropie: Während die Rinnensandsteinkörper Aquifere mit hoher Transmissivität und gutem Nutzungspotenzial darstellen können (z.B. Mineralwasserbohrungen Eglisau), ist die vertikale Durchlässigkeit der USM gering.

Druckhöhenverteilung, Infiltrations- und Exfiltrationsgebiete

Aus dem "Regionalen Hydrogeologischen Modell 1987" (Nagra 1988) geht hervor, dass die verfügbaren Druckhöhen (Sondierbohrungen Nagra, Erdöl/Erdgas, Geothermie) auf eine heterogene Verteilung von Durchlässigkeit und hydraulischen Gradienten innerhalb der Molasse hinweisen. Die Ergebnisse der Modellierung "USM 1988" (Nagra 1988) werden deutlich von den Potenzialverhältnissen im liegenden Malm und in der hangenden OMM bestimmt. Das Tertiär und der Malm-Aquifer stellen ein gekoppeltes hydraulisches System dar, was auch durch hydrochemische Befunde bestätigt wird (Kap. 3.7.1).

Für die USM wurden die folgenden hydrogeologischen Verhältnisse interpretiert: Infiltration erfolgt in der Nordabdachung der Alpen. Für das zentrale Molassebecken ist die Aare der Vorfluter, für das nordschweizerische Molassegebiet der Rhein unterhalb Eglisau. Die hydrodynamischen Modellierungen (Nagra 1988) zeigen, dass im tieferen Molassebecken generell ein Wasserfluss von der USM in den Malm erfolgt, gegen die Exfiltrationsgebiete hin sind die hydraulischen Gradienten nach oben gerichtet. Die Verteilung der Druckhöhen in den Erdölbohrungen zeigt aber, dass die Verhältnisse im Detail komplex sind, und dass das von Lemcke & Tunn (1956) postulierte grossräumige Absinken mariner Formationswässer aus der OMM während Millionen von Jahren bei den heute beobachteten Druckverhältnissen in gewissen Gebieten kaum mehr stattfindet. Die älteren Potenzialdaten aus den *drill-stem*-Tests der Erdölindustrie sind allerdings mit Vorsicht zu interpretieren, da sie mit grossen Unsicherheiten behaftet sind (Nagra 1988).

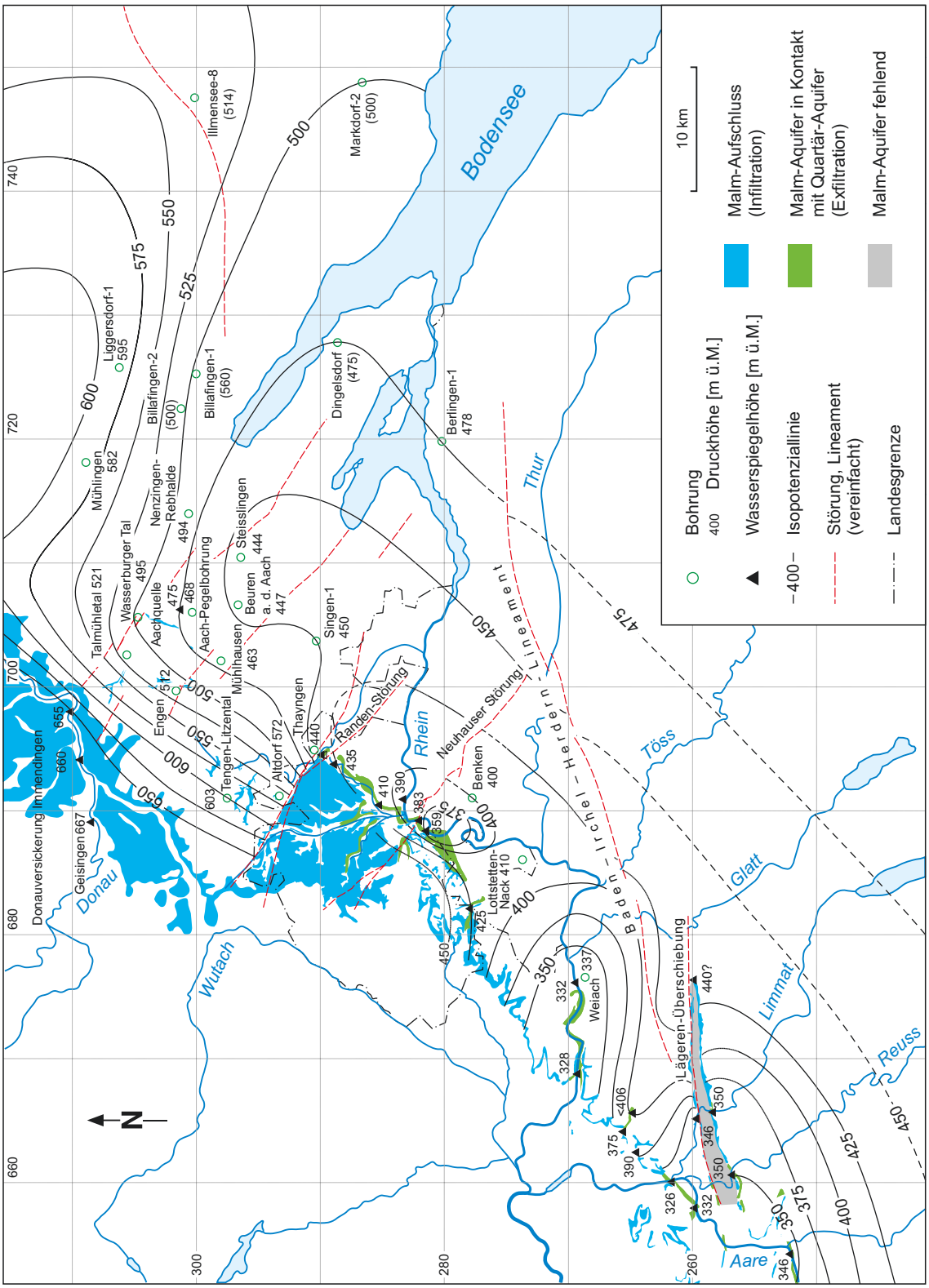


Fig. 3.6-5: Druckhöhenverteilung im Malm-Aquifer.

Die Isopotenziallinien wurden in Anlehnung an die Malm-Darstellung im hydrodynamischen Modell 'USM 88' (Nagra 1988, Voborny et al. 1993) unter Berücksichtigung neuer Daten manuell eingezeichnet.

Für die OMM ergab die Modellierung "USM 1988" aufgrund vorhandener Druckhöhen im zentralen Beckenbereich plausible Verhältnisse. Als Infiltrationsgebiete wirken neben dem nördlichen Alpenrand verschiedene Hügelzüge im Molassebecken. Zwischen Zürichsee und Bodensee ist das Druckhöhengefälle in der OMM relativ flach. Die Gradienten weisen auf das Vorflutniveau von Rhein und Töss bei Eglisau hin. Die Exfiltrationsgebiete liegen im Bereich der Unterläufe von Limmat, Töss und Thur. Im Norden exfiltriert die OMM in den Bodensee und in den Rhein östlich von Schaffhausen.

3.6.6 Malm-Aquifer

Hydrogeologische Eigenschaften

Die Kalke des Portlandians, des Kimmeridgians und z.T. des Oxfordians (Plattenkalke–Hornbuck-Schichten, Beil. 3.2-4 und Fig. 3.6-1) bilden den Malm-Aquifer, der weit nach Osten bis in den schwäbischen und bayerischen Teil des Molassebeckens hineinreicht. Der untere Teil des Malms (Effinger und Birmenstorfer Schichten) ist im betrachteten Gebiet tonig-mergelig ausgebildet und gering durchlässig, er wird den oberen Rahmengesteinen zugerechnet. Die Mächtigkeiten der verschiedenen Formationen des Malms in der Nordostschweiz sind in den Beilagen 3.2-4 und 3.2-5 dokumentiert.

Die gute Wasserwegsamkeit im Oberen Malm ist durch offene Trennflächen (Klüfte, Schichtfugen) und Verkarstung bedingt. Zerklüftungs- und Verkarstungsgrad und damit die Durchlässigkeit sind abhängig von den lokalen tektonischen Verhältnissen, der Lithofazies sowie von der Verfüllung der Karsttaschen mit eozänen Residualtonen, die lokal tief in den Malm reichen können (Nagra 1992a). Die regionale Wasserzirkulation im Malm-Aquifer unter dem Molassebecken wird durch die grossräumige Vernetzung von verkarsteten Trennflächen ermöglicht. Die Verkarstungsfähigkeit nimmt mit zunehmender Entfernung von der Donau und mit dem Abtauchen des Malms nach SE in grössere Tiefen ab. In Süddeutschland nimmt die mittlere Durchlässigkeit des Malms von NW nach SE ab (Stober & Villinger 1997). Dieser Trend hängt mit dem Übergang vom offenen zum bedeckten Karst und mit regionalen Faziesänderungen zusammen.

Die in den Bohrungen der Nordostschweiz gemessenen mittleren Malm-Durchlässigkeiten liegen im Variationsbereich von ca. 1×10^{-8} bis 5×10^{-4} m/s. Die in den Figuren 3.6-3 und 3.6-4 dargestellten K-Werte ergeben zwar kein einheitliches, für einen Kluft- bzw. Karst-Aquifer wohl aber typisches Verteilungsbild. Wie in Süddeutschland nimmt die Durchlässigkeit des Malms im Molassebecken gegen SE ab, bis zu den vergleichsweise geringen mittleren K-Werten um 1×10^{-8} m/s in den Tiefbohrungen Berlingen-1 und Benken.

Druckhöhenverteilung, Infiltrations- und Exfiltrationsgebiete

Basierend auf den verfügbaren Daten aus Süddeutschland und der Schweiz sowie der Höhenlage wichtiger In- und Exfiltrationszonen wurde die Druckhöhenverteilung im Malm-Aquifer interpretiert und als Isopotenziallinien-Karte dargestellt (Fig. 3.6-5). Die Potenzialverteilung in Süddeutschland wurde aus der jüngsten Darstellung von Stober & Villinger (1997) übernommen. An den wichtigen Strukturelementen (Störungen) im erweiterten Gebiet Lägeren–Weinland wurden die Isopotenziallinien unterbrochen und schematisch etwas versetzt, um die Unsicherheiten bezüglich hydrogeologischer Auswirkungen dieser Störungen graphisch hervorzuheben. Im Gebiet, wo die Malmkalke aufgeschlossen sind (Fig. 3.6-5) ist das Grundwasser des Malms ungespannt und auf die Wohlgeschichteten Kalke beschränkt. Unter der Molasse-Überlagerung ist der Malm-Aquifer gespannt. Gegen Osten erfolgt der Übergang in gespanntes Malm-Grundwasser abrupt an der Randen-Störung. In der Bohrung Benken wurden mit Packer-

tests im Malm Druckhöhen von 384–393 m ü.M. gemessen, die Langzeitbeobachtung ergab in den Wohlgeschichteten Kalken 406 m ü.M. (Tab. 4.6-1 und Fig. 4.6-1 in Kap. 4.6). Für die Isopotenziallinien-Darstellung in Figur 3.6-5 wurde eine Druckhöhe von 400 m ü.M. gewählt; die unterschiedlichen Druckhöhen beeinflussen den Fliessweg zur nächstgelegenen Exfiltrationszone Schaffhausen–Neuhausen nicht.

Unter Berücksichtigung von Datenlücken und -unsicherheiten können aus der Isopotenziallinien-Darstellung in Figur 3.6-5 folgende Aussagen gemacht werden, die zur Charakterisierung der Fliessverhältnisse im Malm-Aquifer beitragen:

Die Hauptinfiltrationsgebiete für den Malm-Aquifer im Norden sind die grossflächigen Malm-Hochflächen der Schwäbischen Alb nördlich der Donau auf 700–850 m ü.M. sowie das Gebiet nördlich des Rheins auf 500–850 m ü.M. Weiter im Westen liegen lokale Infiltrationsgebiete im Faltenjura, wo der Malm in topographisch erhöhter Lage aufgeschlossen ist. Das aus südlicher Richtung aus dem tiefen Molassebecken zuströmende Malm-Grundwasser ist vermutlich weitgehend aus der USM in den Malm-Aquifer infiltriert (vgl. Kap. 3.6.5). Ob auch Anteile der im autochthonen Malm am Alpennordrand infiltrierten Wässer bis in die Nordschweiz vorgedrungen sind, ist nicht bekannt. Für das potenzielle Standortgebiet im Zürcher Weinland ist ein Zustrom aus dem Molassebecken aufgrund des Isopotenzialkarte wahrscheinlich und konsistent mit den hydrochemischen Daten (vgl. Kap. 3.7).

Die Malm-Grundwasserscheide Rhein (W)–Donau (E) verläuft NW–SE streichend auf der Ostseite des Bodensees. Im untersuchten Gebiet liegen die Exfiltrationsgebiete des Malm-Aquifers in Flussrinnen, die sich in die Kalke des Malms eingegraben haben und in denen die Malmkalke an der Oberfläche aufgeschlossen sind oder in direktem Kontakt zu überliegenden quartären Aquiferen stehen. Sie befinden sich am Rhein, der Aare entlang des Jurasüdfusses und in den Durchbrüchen von Aare, Reuss und Limmat durch den Falten- und Tafeljura. Der Rhein (und der alte Rheinlauf) oberhalb des Rheinfalls bis Schaffhausen (383–390 m ü.M.) und das Rheinfall-Becken in Neuhausen (359 m ü.M.) stellen eine lokale Potenzialsenke und damit das nächstliegende Malm-Exfiltrationsgebiet für das Zürcher Weinland dar. Im Gebiet Benken–Rheinfall erscheint das steile Druckhöhengefälle konsistent mit der geringen Durchlässigkeit des Malms im Gebiet Schaffhausen – Benken. Nördlich des Rheins bei Schaffhausen erfolgt Exfiltration als Häufung von Felsquellen und nicht entlang der topographisch tiefsten Malmaufschlüsse entlang des Rheins. Schindler (1985) erklärt dies mit einer Abnahme der Durchlässigkeit gegen die höheren Schichten des Malms. Unterhalb Weiach exfiltriert das Malmgrundwasser in den Rhein. Weitere Exfiltrationsgebiete liegen entlang der Aare (326 m ü.M.), im Tafeljura (406–375 m ü.M.) und weiter südlich im Faltenjura (346 m ü.M.).

3.6.7 Obere Rahmengesteine (Unterer Malm bis Mittlerer Dogger, z.T. Unterer Dogger)

Gliederung und hydrogeologische Eigenschaften

Der untere Teil des Malms ist im betrachteten Gebiet tonig-mergelig ausgebildet und sehr gering durchlässig (Effinger und Birmenstorfer Schichten).

Der Dogger ist geprägt durch starke Fazieswechsel von Westen nach Osten. Der durchlässige Hauptrogenstein westlich der Aare (keltische Fazies) wird östlich der Aare durch gering durchlässige tonreiche Formationen (schwäbische Fazies) abgelöst (Beil. 3.2-5). Die Mächtigkeit variiert aufgrund der Sedimentation in den verschiedenen Faziesbereichen stark. Im unteren Teil der oberen Rahmengesteine treten im Mittleren und zum Teil auch im Unteren Dogger (oberes Aalenian) vermehrt sandig-kalkige Formationen auf. Diese können lokal Wasser führen, insbe-

sondere wenn sie geklüftet sind. Die oberen Rahmengesteine sind aber in der Nordostschweiz im allgemeinen gering durchlässig (Fig. 3.6-4).

Bei den teilweise grundwasserführenden kalkig-sandigen Formationen handelt es sich um den Spatkalk (nur westlich der Aare, Bohrung Riniken), die Murchisonae-(Concava)-Schichten in sandig-kalkiger Fazies, die Wedelsandstein-Formation und die Dogger-β-Sandsteine, welche im süddeutschen Raum Aquifercharakter haben. Die Wedelsandstein-Formation, die vor allem im Gebiet Benken–Wutach sandig-kalkig entwickelt ist, wird gegen Osten und Westen durch die gering durchlässigen tonig-mergeligen Sowerby- und Sauzei-Schichten abgelöst (Fig. 3.2-6, Beil. 3.2-4). Ein Grundwasserfluss durch die Wedelsandstein-Formation über längere Distanzen ist somit nur möglich, wenn diese mit anderen sandig-kalkigen Formationen hydraulisch verbunden ist, sei es lithostratigraphisch oder entlang von hydraulisch wirksamen Störungen. Am ehesten wären solche Verbindungen mit den Murchisonae-(Concava)-Schichten in sandig-kalkiger Fazies und mit den Dogger-β-Sandsteinen zu erwarten; ein direkter Nachweis existiert bis heute aber nicht.

Druckhöhen, Exfiltrationsgebiete

Aus den gering durchlässigen oberen Rahmengesteinen im Untersuchungsgebiet gibt es nur wenige zuverlässige Druckhöhenmessungen. Auch für die Druckhöhen aus Packertests in der Bohrung Benken muss eine relativ grosse Unsicherheitsbandbreite in Kauf genommen werden (vgl. Tab. 4.6-1 und Fig. 4.6-1).

In der Bohrung Benken fällt die durch Langzeitbeobachtung bestätigte niedrige Druckhöhe von 342 m ü.M. in der Wedelsandstein-Formation auf, die rund 60 m unter GOK liegt. Da in den oberen Rahmengesteinen im Hangenden und im Wirtgestein im Liegenden deutlich höhere (überhydrostatische) Porenwasserdrücke herrschen, hat die niedrige Druckhöhe für die Wedelsandstein-Formation eine hydrogeologische Bedeutung. Diese wird im lokalen hydrodynamischen Modell näher untersucht und diskutiert (Kap. 6). Konzeptuell wird die Annahme getroffen, dass das Grundwasser im Wedelsandstein – trotz der geringen Durchlässigkeit in der Bohrung Benken und des kleinen regionalen Gradienten – in Richtung Westen drainiert. Auf seinem Fliessweg könnte es in die gegen Westen kalkreicheren durchlässigeren Murchisonae-Schichten übertreten und unterhalb Weiach in den Rhein exfiltrieren (vgl. Isopotenziallinien-Darstellung in Fig. 6.4-2).

3.6.8 Wirtgestein (Opalinuston und Murchisonae-Schichten in Opalinustonfazies)

Die Bestimmung der hydraulischen Durchlässigkeit und Druckhöhe im Wirtgestein ist wegen der generell sehr geringen Durchlässigkeit schwierig und zeitaufwändig; sie war z.B. in Explorationsbohrungen für Grundwasser oder Erdöl in der Regel kein primäres Ziel. Messdaten aus Packertests sind daher nur von den Sondierbohrungen Riniken, Schafisheim und Benken der Nagra vorhanden. Die Bandbreite der interpretierbaren Packertests umfasst für das gesamte Gebiet einen Durchlässigkeitsbereich von 3×10^{-15} bis 8×10^{-13} m/s (Johns et al. 1994, Nagra 2001). In den oben erwähnten Nagra-Bohrungen wurden auch Störungszonen hydraulisch getestet. Ihre Durchlässigkeit unterscheidet sich aber nicht von derjenigen des ungestörten Gesteins. Zuverlässige Messungen von Druckhöhen liegen nur aus der Bohrung Benken vor. Bei den älteren Nagra-Bohrungen liegt die Unsicherheitsbandbreite aufgrund der damals verfügbaren Testmethodik z.T. im Bereich von mehreren hundert Metern (Johns et al. 1994); sie sind deshalb nicht schlüssig interpretierbar.

Eine eingehende Diskussion der hydraulischen Eigenschaften des Wirtgesteins und der in der Bohrung Benken gemessenen Porenwasserdrücke erfolgt in den Kapiteln 4.6, 5.8 und 6.3.

3.6.9 Untere Rahmengesteine (Lias und Keuper)

Gliederung und hydrogeologische Eigenschaften

Lias

Der Lias besteht im erweiterten Untersuchungsgebiet hauptsächlich aus Tonsteinen, Kalken und Mergeln; er ist ingesamt zwischen 25 und 50 m mächtig (Kap. 3.2). Im oberen Teil dominieren gering durchlässige tonige Sedimente (Jurensis-Mergel bis Obtusus-Schichten). Im unteren Teil des Lias stellt der Arietenkalk aufgrund seiner Lithologie einen geringmächtigen potenziellen Aquifer dar. Er besteht aus einer Abfolge von Kalkbänken und ist ca. 2 bis 5 m mächtig. Wo ein Wasserfluss im Arietenkalk vorhanden ist, erfolgt dieser vermutlich ausschliesslich entlang von Trennflächen (Klüfte, Schichtfugen). Gegen das Bodenseegebiet geht er in die Lias-α-Sandsteine über (Kap. 3.2.3).

Packertests wurden über die gesamte Mächtigkeit des Lias in den Sondierbohrungen Schafisheim, Riniken und Benken durchgeführt und ergaben niedrige Durchlässigkeitswerte von 5×10^{-14} bis 1×10^{-13} m/s (Fig. 3.6-3). Der Lias (einschliesslich Arietenkalk) zeigt somit im westlichen und zentralen Teil des Gebiets Lägeren–Zürcher Weinland insgesamt eine sehr geringe Durchlässigkeit. Mit dem Einsetzen der Lias-α-Sandsteine erfolgt eine deutliche Zunahme der Durchlässigkeit um bis zu sechs Grössenordnungen (Kreuzlingen-1 3×10^{-8} m/s, Fig. 3.6-3); der Lias hat somit weiter im Osten Aquifercharakter (Häring & Müller 1994).

Keuper

Der Keuper besteht mehrheitlich aus gering durchlässigen tonigen Gesteinen und Evaporiten, mit Einschaltungen von lokal durchlässigen Sandstein- und Karbonat-Schichtgliedern im oberen Teil (Kap. 3.2.2). Er weist in der Nordostschweiz eine relativ konstante Gesamtmächtigkeit von rund 120 m auf.

Die Sandsteine des Rhät sind im Osten mächtiger (19 m in Berlingen-1) und durchlässiger als im Westen (Fig. 3.6-4); östlich des Zürcher Weinlands können sie lokal Aquifercharakter haben. Im südwestlichen Teil der Nordostschweiz (Sondierbohrungen Riniken, Böttstein, Weiach) ist das Rhät erodiert oder nicht abgelagert worden. In der Region Benken ist es gering mächtig (0.6 m), tonig ausgebildet und gering durchlässig.

Der Mittlere Keuper wird aufgrund seiner sandigen Schichtglieder im oberen Teil auch als Sandsteinkeuper bezeichnet. Die Schichtfolge umfasst Knollenmergel, Stubensandstein-Formation, Obere Bunte Mergel, Gansinger Dolomit/Hauptsteinmergel und Kieselsandstein, Untere Bunte Mergel sowie die Schilfsandstein-Formation. Diese Formationen weisen grössere laterale Fazies- und Mächtigkeitsänderungen auf (Kap. 3.2.2) und sind lokal grundwasserführend.

Die Stubensandstein-Formation hat im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland aufgrund ihrer Mächtigkeit und der in Benken beachtlichen Transmissivität Aquifercharakter und übertrifft diesbezüglich den Schilfsandstein an Bedeutung (s. unten). In der Bohrung Benken erwies sich die pedogene Karbonatbrekzie in der oberen Stubensandstein-Formation als sehr durchlässig. Im Westen ist die Stubensandstein-Formation nur gering mächtig (< 1 m in den Sondierbohrungen Riniken und Weiach), nimmt jedoch nach Osten an Mächtigkeit zu und ist auch in den Bohrungen östlich des Zürcher Weinlands vorhanden (Fig. 3.2-2). In Süddeutschland nimmt ihre Mächtigkeit weiter zu auf 30–50 m nördlich des Bodensees, weiter östlich sogar auf 90 bis 100 m. Sie wird dort als eigentlicher Aquifer mit Nutzungspotenzial betrachtet (Villinger

1982). Die Stubensandstein-Formation ist in den Bohrungen Weiach, Benken, Herdern-1[16] und Berlingen-1[17] in situ getestet worden. Während ihre Durchlässigkeit in Weiach (Mächtigkeit 0.5 m) etwa bei 1×10^{-10} m/s liegt, beträgt sie in Herdern 2×10^{-9} m/s. In Benken ist die effektiv durchlässige Schicht (Karbonatbrekzie) noch zwei Grössenordnungen durchlässiger. Diese stärker durchlässige Fazies ist offensichtlich auf den Raum Benken – nördlich Schaffhausen beschränkt (vgl. Fig. 3.2-2).

Die Schilfsandstein-Formation ist nur in der sandigen Rinnenfazies (Kap. 3.2.2) gut durchlässig, ihre Mächtigkeit ist sehr variabel. Aufgrund mehrerer Packertestresultate umfasst die Durchlässigkeitsbandbreite der Schilfsandstein-Formation etwa drei Grössenordnungen (Fig. 3.6-3).

Mit dem Kieselsandstein existiert im Mittleren Keuper eine weitere potenziell durchlässige Formation. Er setzt erst östlich des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland ein (Bohrung Herdern-1 ca. 1 m mächtig) und nimmt im Bodenseegebiet an Mächtigkeit zu. In der Bohrung Kreuzlingen-1 ergab ein Test eine Durchlässigkeit um 1×10^{-10} m/s. Der Kieselsandstein ist somit in der Nordostschweiz keine wasserführende Formation, gewinnt aber weiter nordöstlich im süddeutschen Raum hydrogeologisch an Bedeutung.

Der Gipskeuper besteht aus Tonsteinen, Anhydrit, Gips und dolomitischen Mergeln; er ist im Lägeren–Zürcher Weinland-Gebiet rund 80 m mächtig und äusserst gering durchlässig. In der Bohrung Benken wurde für den Gipskeuper eine Durchlässigkeit von 1×10^{-13} m/s (bester Schätzwert) ermittelt.

Die Durchlässigkeit der wenige Meter mächtigen Lettenkohle – eine Dolomit-Tonschiefer-Abfolge – ist je nach Lithologie und Tiefenlage unterschiedlich; lokal wird die Lettenkohle dem Muschelkalk-Aquifer zugerechnet.

Hydraulische Kontinuität der durchlässigen Zonen in den unteren Rahmengesteinen

Generell ist die laterale hydraulische Kontinuität der durchlässigen Formationen in den unteren Rahmengesteinen beschränkt. Analog zu den Verhältnissen in den oberen Rahmengesteinen kann ein grossräumiger Grundwasserfluss nur dann stattfinden, wenn zwischen den verschiedenen durchlässigen Schichtgliedern eine lithologisch bedingte hydraulische Verbindung besteht, oder wenn hydraulische Kurzschlüsse entlang von Störungen existieren. Aufgrund hydrochemischer Evidenzen (Kap. 3.7.4) kann geschlossen werden, dass der Grundwasserfluss im Sandsteinkeuper bedeutend geringer sein muss als im Muschelkalk, trotz relativ hoher Transmissivität in der Bohrung Benken und ähnlicher Lage der In- und Exfiltrationsgebiete.

Druckhöhen, Infiltrations- und Exfiltrationsgebiete

Im Raum Nordostschweiz liegen nur wenige Druckhöhenmessungen aus den unteren Rahmengesteinen vor. In geringdurchlässigen Abschnitten werden die Messwerte zum Teil als anomale Porenwasserdrücke gedeutet (Kap. 4.6). Die vereinzelten Daten aus dem Lias (Klemenz et al. 2000) lassen keine regionale Interpretation zu. Die Druckhöhenverteilung des Grundwassers im Sandsteinkeuper wurde interpretiert und in Figur 3.6-6 als Isopotenziallinienkarte dargestellt. Diese basiert ebenfalls auf einer spärlichen Datenbasis und ist mit entsprechender Vorsicht zu betrachten. Das zu Grunde gelegte konzeptuelle Fliessmodell (In- und Exfiltrationsgebiete)

[16] Herdern-1: Stubensandstein oder Kieselsandstein (Annahme: Stubensandstein).

[17] Berlingen-1: Stubensandstein, Schilfsandstein oder Kieselsandstein (Annahme: Stubensandstein).

lehnt sich an die besser abgestützten Verhältnisse im Muschelkalk an (vgl. Fig. 3.6-7). Mit den nötigen Vorbehalten lässt sich aus Figur 3.6-6 folgendes ableiten:

Die Infiltrationszonen für den Sandsteinkeuper finden sich dort, wo er an der Oberfläche ausstreicht bzw. mit Quartär-Aquiferen in Kontakt steht. Diese Aufschlussgebiete befinden sich östlich der Wutach in der Südost- und Ostabdachung des Schwarzwalds. Infolge des südöstlichen bis südlichen Schichtfallens der Keupersedimente ist der offene, ungespannte Aquifer auf eine schmale Zone beschränkt. Die potenzielle Infiltrationszone für die Stubensandstein-Formation ist definitionsgemäss ein Teilgebiet der Infiltrationszone des Sandsteinkeupers.

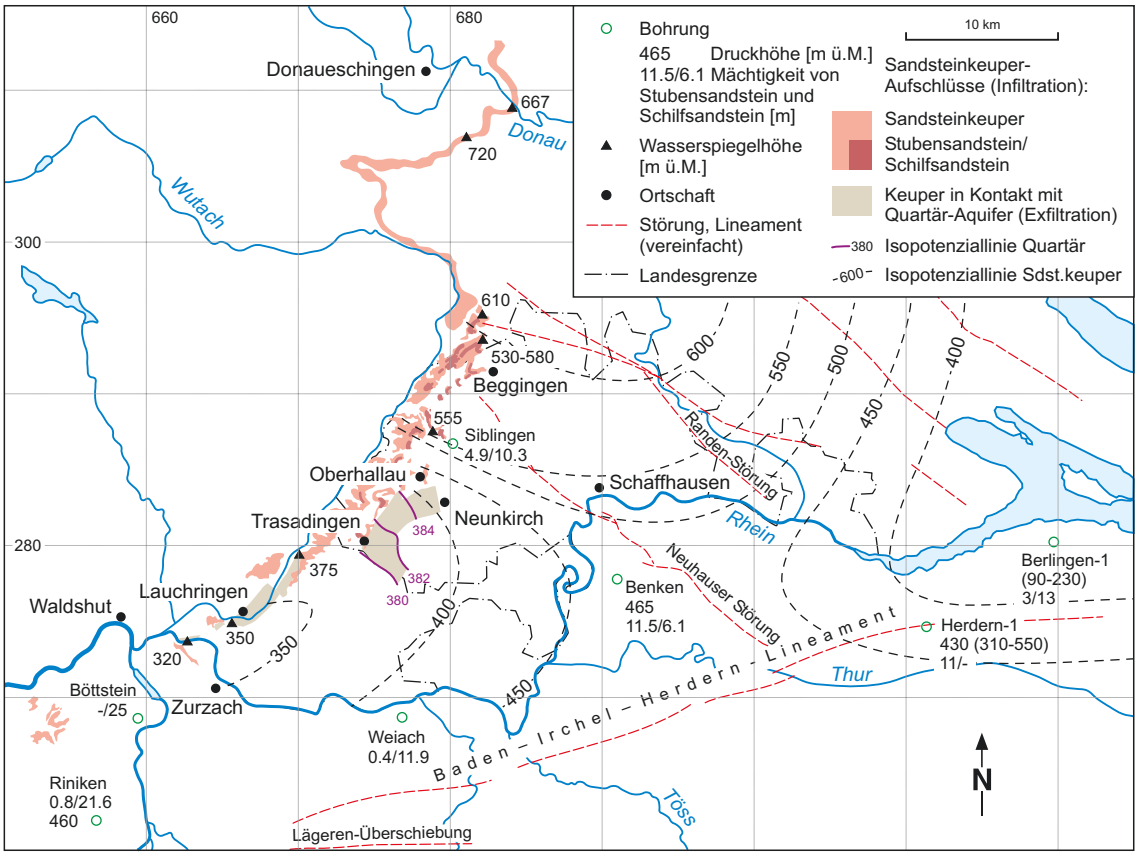


Fig. 3.6-6: Druckhöhenverteilung im Sandsteinkeuper.

Aufgrund der spärlichen Datengrundlage wurde der Verlauf der Isopotenziallinien in Anlehnung an die Verhältnisse im Muschelkalk (Fig. 3.6-7) gezeichnet.

In Anlehnung an die konzeptuellen Fliessverhältnisse im Muschelkalk-Aquifer wird in Figur 3.6-6 für den Sandsteinkeuper eine Exfiltration in Richtung Westen (Klettgau–Rhein) und nach Norden in den Neckar (ausserhalb des Kartenausschnitts) in Betracht gezogen. Das nächstgelegene Exfiltrationsgebiet für den Sandsteinkeuper im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland ist der Klettgau. Der Sandsteinkeuper fällt dort mit einer Neigung von etwa 6° nach Süden ein. Aus den geometrischen Verhältnissen geht hervor, dass der Sandsteinkeuper zwischen Neunkirch und Trasadingen auf einer Strecke von rund fünf Kilometern mit dem Quartär-Aquifer der Klettgaurinne in Kontakt steht (Profile in von Moos & Nänny 1970, Kühnle-Baiker et al. 1992, Hofmann 1981, Bühl & Bollinger 1999). Der freie Grundwasserspiegel liegt in diesem Abschnitt zwischen 386 und 382 m ü.M.; er dürfte der Druckhöhe dieses Exfiltrations-

gebiets entsprechen. Gesteine des Sandsteinkeupers stehen talabwärts erneut bei Lauchringen mit der grundwasserführenden Talfüllung des Wutachtal–Klettgaus (375–350 m ü.M.) und zwischen Zurzach und der Wutachmündung mit dem Quartär des Rheintals in Kontakt (348 bis 345 m ü.M.).

3.6.10 Muschelkalk-Aquifer

Hydrogeologische Eigenschaften

Der Obere Muschelkalk (Trigonodus-Dolomit/Hauptmuschelkalk) bildet in der gesamten Nordschweiz zusammen mit dem Dolomit der Anhydritgruppe des Mittleren Muschelkalks und lokal der basalen Dolomitlage (Lettenkohle) des überlagernden Keupers einen bedeutenden regionalen Tiefenaquifer, der sich bis in den angrenzenden süddeutschen Raum nördlich des Bodensees erstreckt. Die Mächtigkeit des Muschelkalk-Aquifers beträgt in der Nordostschweiz 70-80 m. Der Trigonodus-Dolomit ist das durchlässigste Schichtglied innerhalb des Muschelkalk-Aquifers; er ist in der Nordostschweiz knapp 40 m mächtig. Gegen Süddeutschland nimmt seine Mächtigkeit bis auf 15 m im Neckartal ab (Geyer & Gwinner 1991). Der Dolomit der Anhydritgruppe im Liegenden wird in oberflächennaher Lage oft zum Muschelkalk-Aquifer gezählt, weil er häufig Subrosionserscheinungen aufweist (Drusen, Lösungshohlräume). In Gebieten mit höherer Überlagerung sind diese Hohlräume aber meist mit Gips/Anhydrit oder Salz verheilt und die Formation ist gering durchlässig.

Die Wasserwegsamkeit im Oberen Muschelkalk beruht hauptsächlich auf einer weitständigen und unregelmässigen Klüftung in Verbindung mit einer hohen Gesteinsporosität (Muschelschalen und Gips/Anhydrit-Lösungsporen, Nagra 1989) und kann auf kurze Distanz signifikant ändern (Stober & Villinger 1997). In Oberflächennähe treten auch Karsthohlräume auf (Kempe et al. 1982). In Süddeutschland sind die Durchlässigkeiten aus 14 Bohrungen im Raum Pfullendorf–Fronhofen uneinheitlich; sie streuen zwischen etwa 5×10^{-7} und 1×10^{-9} m/s (Stober & Villinger 1997).

Die im Muschelkalk in den Nagra-Tiefbohrungen der Nordschweiz sowie in den Bohrungen Trasadingen, Herdern-1, Berlingen-1 und Kreuzlingen-1 durchgeführten hydraulischen Tests zeigen keinen regionalen Durchlässigkeitstrend (Fig. 3.6-3). Die Bandbreite der gemessenen Durchlässigkeiten ist mit 5×10^{-5} bis 1×10^{-9} m/s sehr gross (Klemenz et al. 2000).

Druckhöhenverteilung, Infiltrations- und Exfiltrationsgebiete

Eine Karte mit Druckhöhen- und Durchlässigkeitsverteilungen für den Muschelkalk-Aquifer in Baden-Württemberg wurde von Villinger (in Bertleff et al. 1988) erstellt und durch Stober & Villinger (1997) überarbeitet. Diese Karte bildet zusammen mit den Daten aus der Nordostschweiz (Klemenz et al. 2000 und Fig. 3.6-3) und den Höhenlagen der In- und Exfiltrationszonen die Grundlage für die in Figur 3.6-7 dargestellte Druckhöhenverteilung im Muschelkalk-Aquifer. Dabei wurde die Lage der Isopotenziallinien in Süddeutschland nördlich des Bodensees praktisch unverändert aus Stober & Villinger (1997) übernommen, soweit sie durch Daten belegt sind. In der Bohrung Benken wurde im Muschelkalk durch Langzeitbeobachtung eine Druckhöhe von 406 m ü.M. bestimmt (Nagra 2001).

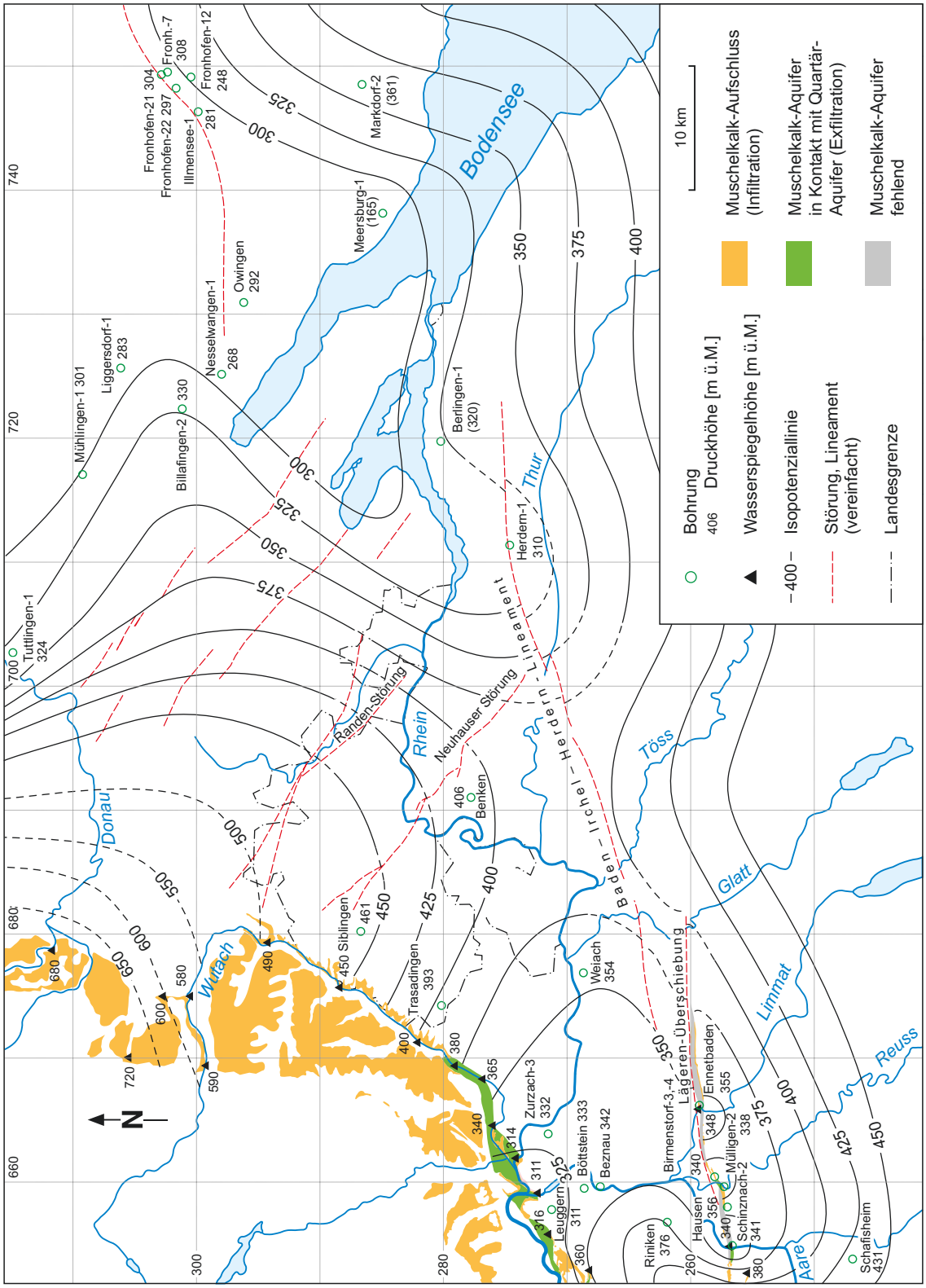


Fig. 3.6-7: Druckhöhenverteilung im Muschelkalk-Aquifer.

Die Isopotenziallinien wurden auf der Basis der abgebildeten Daten, einer hydrogeologischen Karte des Gebiets nördlich des Bodensees (Stober & Villinger 1997) sowie aufgrund regionaler hydrogeologischer Überlegungen manuell gezeichnet.

Die Isopotenziallinien-Darstellung zeigt zwischen den Bohrungen Weiach und Herdern-1 eine Potenzialschwelle, die als Grundwasserscheide für die Exfiltration in Richtung Westen (Rhein) und Norden (Neckar) wirkt. Ihre Lage ist nicht genau lokalisierbar; sie kann auch weiter im Osten oder im Westen liegen, da die Druckhöhen der Bohrungen Berlingen-1 und Herdern-1 unsicher sind (vgl. Klemenz et al. 2000). Für die Darstellung in Figur 3.6-7 ist der jeweils beste Schätzwert für diese beiden Bohrungen berücksichtigt worden. Mögliche Auswirkungen der in Figur 3.6-7 dargestellten tektonischen Störungen auf den Grundwasserfluss im Muschelkalk sind schwierig abzuschätzen. Vertikalversätze, welche die Mächtigkeit des Muschelkalk-Aquifers übersteigen und damit die Druckhöhen- und Fliessverhältnisse beeinflussen können, sind beim östlichen Ast des Baden–Irchel–Herdern-Lineaments und an der Lägeren-Überschiebung nachgewiesen. Genaue Kenntnisse darüber gibt es nicht; die Isopotenziallinien in Figur 3.6-7 wurden in diesen Bereichen schematisch etwas versetzt, um die Unsicherheiten graphisch anzudeuten.

Die für das Gebiet Nordostschweiz wesentlichen Infiltrationsgebiete (Oberflächenaufschlüsse) des Muschelkalk-Aquifers liegen nördlich des Rheins entlang der Südost- und Ostabdachung des Schwarzwalds (Fig. 3.6-6). Im Westteil des betrachteten Gebiets sind die Antiklinalstrukturen des Faltenjuras (Lägeren sowie Gebiete weiter westlich) als lokale Infiltrationsgebiete wichtig. Ob die Grundwasserneubildung im autochthonen Muschelkalk am Alpennordrand auch einen Einfluss auf die Verhältnisse in der Nordschweiz hat, ist sehr unsicher (bis heute nicht nachgewiesen).

Aufgrund der Druckhöhenverteilung wird angenommen, dass der tiefe Einschnitt des Neckars in der Gegend von Stuttgart den Grundwasserfluss im Muschelkalk-Aquifer bis ins Gebiet westlich des Bodensees beeinflusst, so dass der Muschelkalk des Bodenseegebiets in einer langgestreckten Potenzialsenke nach NE zum Neckar hin entwässert. Diese Senke wird in der Region Zürcher Weinland südlich Benken von der oben genannten Potenzialschwelle begrenzt, welche die Richtung des Grundwasserflusses zum Neckar oder zum Rhein unterhalb Zurzach bestimmt (Fig. 3.6-7). Der Muschelkalk stösst dort an quartäre Aquifere. Seine tiefste Höhenlage im betrachteten Gebiet befindet sich am Zusammenfluss von Aare, Wutach und Rhein auf 311 m ü.M. Die Exfiltration zum Rhein wird durch die Druckhöhen der Bohrungen Weiach, Böttstein, Beznau, Leuggern und Zurzach sowie den Ausbiss des Aquifers zum Vorfluter gut belegt. Die Werte in Schafisheim und Riniken, aber auch die Austrittshöhen der Thermalwässer Schinznach-2 und Baden/Ennetbaden deuten eine Erweiterung der Rhein-Potenzialsenke nach SW an. Weitere lokale Exfiltrationsmöglichkeiten bestehen im Unterlauf der Wutach und anderer Schwarzwaldflüsse sowie dort, wo Aare, Reuss und Limmat die Antiklinalstrukturen des Faltenjuras (Lägeren und Gebiete weiter westlich) auf Höhenlagen von etwa 338 bis 355 m ü.M. durchbrechen.

3.6.11 Buntsandstein, Permokarbon, Kristallin

Der Buntsandstein bildet dort, wo er direkt dem kristallinen Grundgebirge aufliegt, zusammen mit dem aufgelockerten obersten Kristallin einen regionalen Aquifer. Dort, wo er dem Permokarbon aufliegt, stellt er wegen der tonigen Ausbildung der oberen Einheiten des Permokarbons einen selbständigen Aquifer dar. Die Mächtigkeit des Buntsandsteins beträgt in der Nordostschweiz etwa 8–10 m.

Die in den Nagra-Sondierbohrungen gemessenen Durchlässigkeiten des Buntsandsteins liegen in einem relativ engen Bereich zwischen 1×10^{-7} und 6×10^{-6} m/s. In der Sondierbohrung Siblingen war der K-Wert mit 2×10^{-4} m/s ausserordentlich hoch, bedingt durch eine ausgeprägte Klüftung, die mit einem lokalen Störungssystem in Zusammenhang stehen dürfte. Die Druckhöhen weisen wie im darunter liegenden Kristallin ein generelles Gefälle von NE (Siblingen,

433 m ü.M.) nach SW auf: Benken 426 m ü.M. (Nagra 2001), Weiach 416 m ü.M., Böttstein 365 m ü.M., Leuggern 363 m ü.M., Riniken 357 m ü.M., Kaisten 294 m ü.M. (alle in Pasquier et al. 1993 dokumentiert). Da der Buntsandstein/Kristallin-Aquifer als potenzieller Freisetzunspfad aus dem Wirtgestein nicht in Frage kommt, wird im vorliegenden Bericht auf eine Darstellung der Druckhöhenverteilung für ein konzeptuelles Fliessmodell verzichtet. Die Infiltrationszone entspricht für den nördlich des Permokarbontrogs liegenden Buntsandstein/ Kristallin-Aquifer den entsprechenden Aufschlüssen in der Abdachung des Schwarzwaldkristallins und im Kristallin selbst. Der Grundwasserfluss erfolgt generell Richtung Exfiltrationsgebiete entlang des Rheins unterhalb des Aare-Zuflusses (analog Muschelkalk).

Da die hydrogeologischen Verhältnisse im tiefen Kristallin und im Permokarbon nicht projektrelevant sind, werden sie hier nicht beschrieben. Detaillierte Informationen sind in Thury et al. (1994) zu finden.

3.6.12 Regionale hydrogeologische Verhältnisse: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Die Schichtfolge in der Nordostschweiz lässt sich aufgrund der vorhandenen Kenntnisse hydrogeologisch charakterisieren und in regionale Aquifere, Wirtgestein sowie gering durchlässige Rahmengesteine und darin vorkommende, potenziell wasserführende Formationen gliedern. Dies bildet die Grundlage für die spätere Definition und Beschreibung hydrogeologischer Einheiten im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland. Aus der Verteilung der hydraulischen Druckhöhen lassen sich zudem Randbedingungen für das lokale hydrodynamische Modell im Zürcher Weinland ableiten. Die wichtigsten Erkenntnisse sind:

- Die Malmkalke, der Obere Muschelkalk und der Buntsandstein (zusammen mit dem obersten Kristallin) stellen Aquifer-Systeme von regionaler Bedeutung dar.
- Die oberen Rahmengesteine sind insgesamt geringer durchlässig als die unteren Rahmengesteine.
- Die Verbreitung bzw. die Bedeutung der potenziell wasserführenden sandig-kalkigen Formationen in den Rahmengesteinen ist abhängig von Faziesänderungen und/oder Klüftung; die Wasserführung dieser Formationen ist oft lokal begrenzt.
- In den oberen Rahmengesteinen sind die Murchisonae(-Concava)-Schichten (in Gebieten wo sie sandig-kalkig ausgebildet sind), die Wedelsandstein-Formation und die Dogger-β-Sandsteine potenziell wasserführend. In den unteren Rahmengesteinen sind es der Arietenkalk, der gegen Osten durch die Lias-α-Sandsteine abgelöst wird und der Sandsteinkeuper (Abfolge verschiedener sandiger, lokal auch karbonatischer Formationen).
- Aus den Verteilungen der hydraulischen Druckhöhen und den Aufschlussverhältnissen werden Infiltrations- und Exfiltrationsgebiete der verschiedenen Tiefengrundwässer abgeleitet.
- Aufgrund von Unsicherheiten, die durch eine geringe Messpunktdichte bedingt sind, sowie zum Teil auch bezüglich der Lage unterirdischer Wasserscheiden im Bereich des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland kommen für einige Tiefengrundwässer verschiedene Exfiltrationsgebiete in Betracht.
- Das Malm-Grundwasser exfiltriert in einer lokalen Potenzialsenke ober- und unterhalb des Rheinfalls bei Schaffhausen sowie in den Rhein unterhalb von Weiach.
- Für den Muschelkalk-Aquifer bestimmt eine Potenzialschwelle im südlichen Zürcher Weinland die Fliessrichtung und Exfiltration des Grundwassers. Die Exfiltration erfolgt entweder

nach Westen in den Rhein im Gebiet von Wutach- und Aaremündung oder in Richtung NNE in die tiefe Potenzialsenke des Neckars südlich von Stuttgart.

- Obere Rahmengesteine: Für den Wedelsandstein wird aufgrund seiner niedrigen Druckhöhe in der Bohrung Benken eine Exfiltration in Richtung Westen in den Rhein angenommen.
- Untere Rahmengesteine: Für den Sandsteinkeuper wird eine ähnliche Potenzialschwelle wie im Muschelkalk-Aquifer interpretiert, die den Grundwasserfluss teilt: Richtung Westen ins Exfiltrationsgebiet Klettgau–unterstes Wutachtal oder in NNE-Richtung gegen den Neckar.

3.7 Regionale hydrochemische Verhältnisse

Anhand von hydrochemischen und isotopenhydrologischen Parametern können Fliesspfade, Infiltrationsbedingungen und Verweilzeiten von Grundwässern analysiert werden. Die folgenden Ausführungen haben zum Ziel, die lokale Situation im Untersuchungsgebiet im Zürcher Weinland durch Kenntnis der räumlichen und zeitlichen Entwicklung der Grundwässer in der Region besser zu verstehen. Dadurch können die Schlussfolgerungen zur regionalen Hydrogeologie (Kap. 3.6) mit unabhängigen hydrochemischen Evidenzen ergänzt werden.

Im vorliegenden Kapitel, welches eine Zusammenfassung einer detaillierteren Studie darstellt (Traber et al. 2002), werden die regionalen Aquifere des Malms und des Muschelkalks, sowie die wasserführenden Schichten der Rahmengesteine, von denen Wasserpoben konventionell entnommen werden konnten (Lias, Keuper), schwerpunktmässig behandelt. Auf die Grundwässer im Tertiär (Obere Meeresmolasse und Untere Süsswassermolasse) wird im Zusammenhang mit den Grundwässern des Malm-Aquifers eingegangen, da zwischen diesen wahrscheinlich Wechselwirkungen bestehen.

Die Kenntnis der regionalen Verhältnisse betreffend der Porenwasserchemie der Aquitarde wäre projektbezogen ebenfalls nützlich. Da Aquitarde für die Wasserwirtschaft aber nur untergeordnete Bedeutung haben, und ihre Porenwasserchemie bei der Kohlenwasserstoffexploration bisher nicht von Interesse war, wurden Methoden für die Extraktion von Porenwasser aus sehr geringdurchlässigen Gesteinen erst in letzter Zeit im Rahmen der Untersuchungen zur geologischen Tiefenlagerung radioaktiver Abfälle entwickelt und angewandt. Aus der Nordostschweiz liegen deshalb nur aus der Bohrung Benken entsprechende Datensätze aus einem projektrelevanten Tiefenbereich vor. Diese werden in den Kapiteln 4.7 und 5.12 diskutiert. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen belegen, dass das Wirtgestein und der grösste Teil der Rahmengesteine als Barrieren mit vorwiegend diffusivem Stofftransport wirken.

3.7.1 Malm-Aquifer

In der Region nördlich von Singen und auch im Kanton Schaffhausen wird der Malm-Aquifer, der hier typischerweise Wässer mit kurzen Verweilzeiten (d.h. tritiumhaltig) aufweist, zur Trinkwasserversorgung genutzt. Gegen Süden, wo die zunehmende Mächtigkeit des Tertiärs (Molasse) den Malm vor einer weitergehenden rezenten Verkarstung schützt, steigen die Verweilzeiten stark an. Die oft sehr geringen Grundwasserneubildungsraten in diesem Bereich erwiesen sich als Problem für eine geothermische Nutzung des Malms im süddeutschen Molassebecken (Bertleff et al. 1988).

Die chemischen und isotopischen Gemeinsamkeiten zwischen Molasse- und Malm-Grundwässern in tieferen Bereichen des Molassebeckens interpretierten bereits Lemcke & Tunn (1956) als ein gekoppeltes hydrogeologisches System. Die Genese der Grundwässer in Molasse

und Malm war in der Folge Gegenstand zahlreicher weiterer Untersuchungen (Lemcke 1976; Udluft 1981; Schmassmann et al. 1984; Bertleff 1986; Villinger 1986; Bertleff et al. 1987; Lemcke 1987; Stichler et al. 1987; Bertleff et al. 1988; Nagra 1988; Villinger 1988; Balderer 1990; Prestel 1990; Schmassmann 1990; Pearson et al. 1991; Stichler 1997; Weise & Stichler 1997). Die Befunde dieser Untersuchungen können wie folgt kurz zusammengefasst werden: Im Molasse-Malm-System findet mit zunehmender Tiefe ein Wechsel vom Erdalkali-HCO_3- über den Na-HCO_3- zum Na-Cl-Wassertypen statt. Die Na-Cl-Wässer werden heute als Mischung mariner und/oder brackischer tertiärer Formationswässer mit meteorischen Wässern interpretiert. Die Na-HCO_3-Typen werden meist als aus der Molasse zugesickerte, durch Ionenaustausch modifizierte Grundwässer interpretiert und weisen oft auf eine Infiltration während einer pleistozänen Kaltzeit hin.

Die regionale Verteilung der Grundwasserproben aus dem Malm ist im Kontext der hydraulischen Potenziale in Figur 3.7-1 dargestellt. Proben aus oberflächennahen Zirkulationssystemen mit sehr kurzen Verweilzeiten wurden nicht berücksichtigt. In jüngster Zeit wurde in Überlingen (am Bodensee) in einer Tiefe von 1'006 m ein Malm-Wasser vom Na-HCO_3-Cl-Typ mit einer Mineralisation von 1.14 g/l entnommen (LGRB 2002). Von dieser Probe liegen zur Zeit keine weiteren Daten vor.

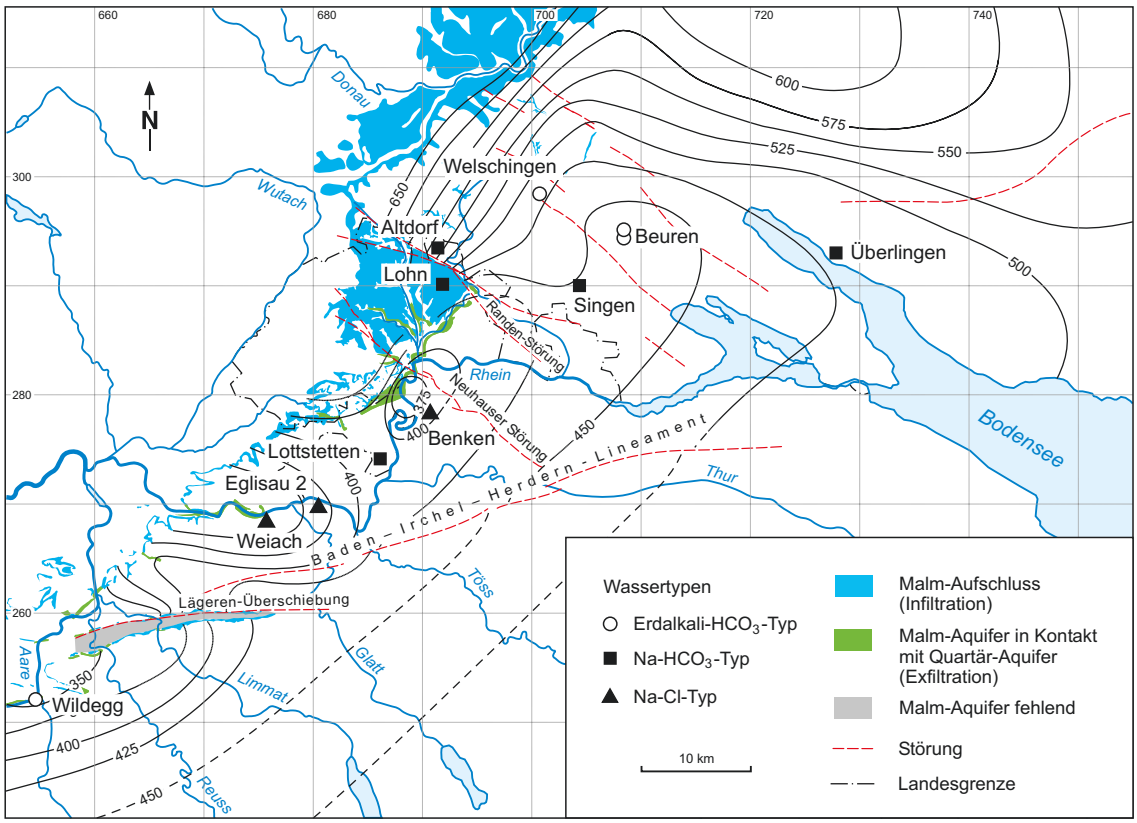


Fig. 3.7-1: Regionale Verteilung der Grundwasserproben aus dem Malm-Aquifer.

Die Karte zeigt die Wassertypen (nach Schmassmann 1990) im Kontext der hydraulischen Potenziale (vgl. Kap. 3.6.6). Angaben bezüglich Entnahmeteufen finden sich in der Tabelle 3.7-1.

Chemische Parameter

In der vorliegenden Arbeit wurde die Typisierung der Malm-Grundwässer von Schmassmann (1990) übernommen, welche im Wesentlichen Erdalkali-HCO_3-, Na-HCO_3- und Na-Cl-Typen unterscheidet (vgl. Tab. 3.7-1 und Fig. 3.7-1).

Die schwach mineralisierten, jungen (tritiumhaltigen) Grundwässer sind vom Erdalkali-HCO_3-Typ (Tab. 3.7-1). In geringer durchlässigen, meist von mächtigen Molasseeinheiten bedeckten Bereichen, werden Grundwässer vom Na-HCO_3- und Na-Cl-Typ beobachtet. Im Na-HCO_3-Typ werden mit zunehmend kaltzeitlicher Prägung, d.h. zunehmend negativem $\delta^{18}O$, steigende Na- und SO_4-Gehalte beobachtet, am ausgeprägtesten in Probe Singen, wo die Gehalte an SO_4 diejenigen an HCO_3 übersteigen (Tab. 3.7-1).

In den Malm-Grundwässern lässt sich keine alle drei Wassertypen umfassende Korrelation von Cl-Gehalt resp. Mineralisation und Entnahmeteufe erkennen. Die Na-Cl-Typ Grundwässer deuten durch ihre hohen Cl-Konzentrationen und Mineralisationen bei vergleichsweise geringen Entnahmetiefen eine eigenständige Genese an.

Das molare Na/Cl-Verhältnis variiert von Werten nahe 1 in den Na-Cl-Typ Grundwässern (Fig. 3.7-2) bis zu hohen, auf Ionenaustausch hinweisenden Werten in den Na-HCO_3-Typen. Die Cl-Konzentrationen erreichen selbst in der im vorliegenden Datensatz am stärksten mineralisierten Probe Benken nur rund 25 % des Gehalts von Meerwasser.

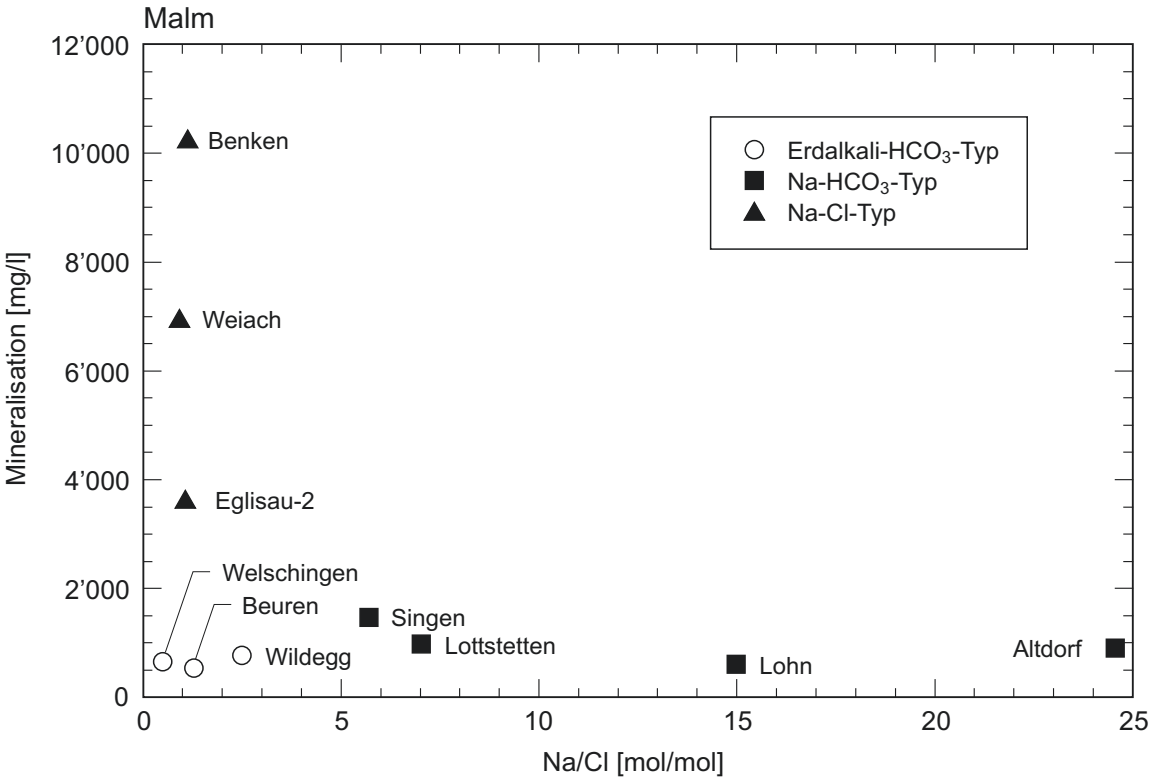


Fig. 3.7-2: Na/Cl-Verhältnis und Mineralisation der drei verschiedenen Typen von Malm-Grundwässern.

Br/Cl-Verhältnisse im Bereich von Meerwasser (0.0015 mol/mol) werden als Hinweise auf Anteile von marinen Wässern gedeutet. In den Na-Cl-Typ Grundwässern liegen sie zwischen 0.0007 und 0.0013. In den Na-HCO_3- und Erdalkali-HCO_3-Grundwässern konnte nur in Lottstetten Br nachgewiesen werden, das Verhältnis von 0.0013 deutet (bei geringem Cl-Gehalt) eine Beimischung eines Na-Cl-Grundwassers an (Schmassmann 1990).

Infiltrationsbedingungen und Verweilzeit

Bei den Erdalkali-HCO_3-Grundwässern zeigen die stabilen Isotope von Wasser (Fig. 3.7-3) und die mittleren Verweilzeiten (Tab. 3.7-1), welche maximal wenige Jahrzehnte erreichen, dass es sich um rezente Grundwässer handelt.

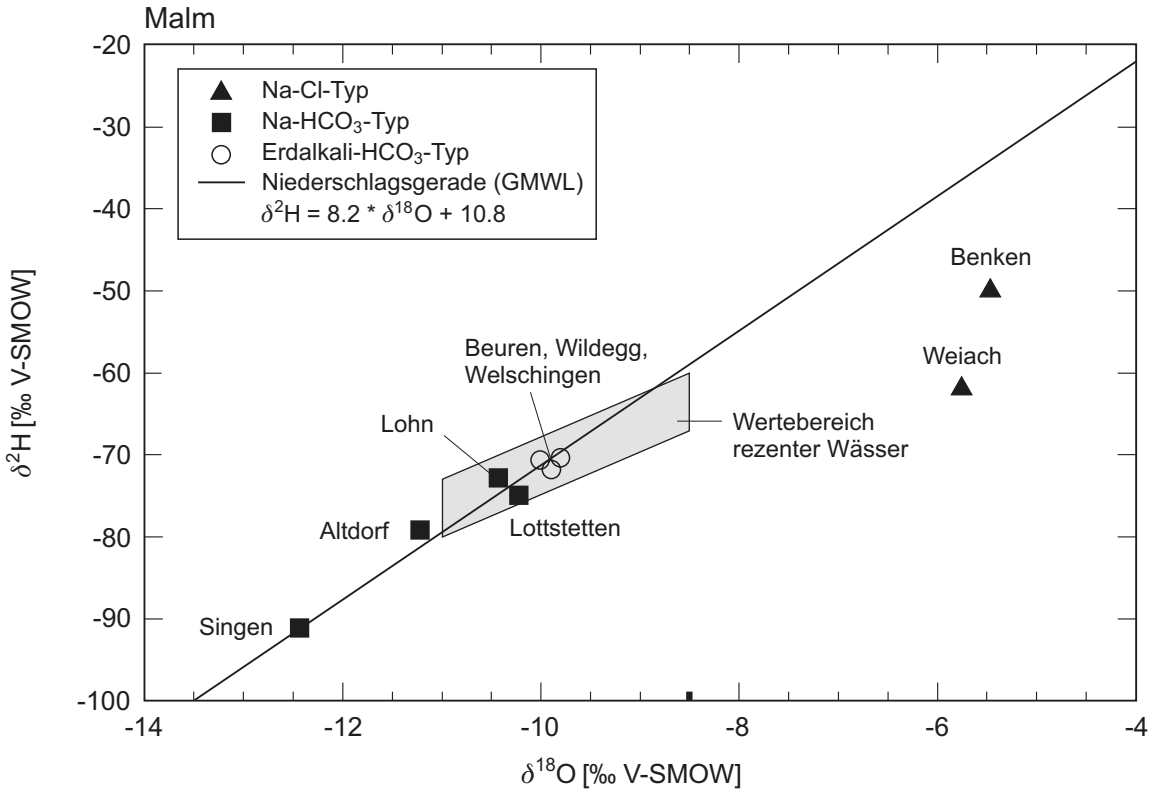


Fig. 3.7-3: Werte der stabilen Isotope von Wasser in den Proben aus dem Malm-Aquifer.

Bereich der rezenten Wässer der Region aus Kullin & Schmassmann (1991). Globale Niederschlagslinie (GMWL) nach Yurtsever & Gat (1981).

In den Na-HCO_3-Grundwässern sind die Werte der stabilen Isotope von Wasser gegenüber der vorhergehenden Gruppe generell gegen tiefere Werte verschoben, was auf eine Bildung unter kälteren Klimabedingungen als heute hinweist. Die am höchsten mineralisierte Probe dieses Typs, Singen, zeigt beispielsweise Werte, die zusammen mit Edelgasgehalten und Verweilzeit (Tab. 3.7-1) eine Infiltration während einer pleistozänen Kaltzeit belegen. Kaltzeitlich geprägte Wässer wurden auch in der OMM beobachtet (z.B. Konstanz, Mainau, Birnau und Zürich Aqui; Pearson et al. 1991).

Tab. 3.7-1: Zusammenfassung von Infiltrationsbedingungen und Verweilzeiten der Grundwasserproben aus dem Malm-Aquifer.

TDS: Mineralisation (*total dissolved solids*). TU: Tritium-Einheiten (*tritium units*). pmc: Prozent moderner Kohlenstoff (*percent modern carbon*).

Probe	Wassertyp (nach Jäckli 1970)	Entnahmetiefe (Intervall) [m]	TDS [mg/l]	^{3}H (Jahr) [TU]	^{14}C [pmc]	Infiltrations-bedingungen	Mittlere Verweilzeit [Jahre]
Beuren (Brunnen F und Stadtwasser 1)	Ca-Mg-HCO_3	Im Quartär gefasst, entlang Störung durch USM aufsteigend (Schmassmann 1990)	537	17.0 (1981)	52.4	Heutiges Klima	"modern" (Pearson et al. 1991), Anzeichen von Mischungen (Schmassmann et al. 1984)
Welschingen	Ca-(Mg)-HCO_3-(Cl)	Im Quartär gefasst (Schmassmann et al. 1984)	646	109.6 (1981)	-	Heutiges Klima	< 10 (Schmassmann 1990)
Wildegg (Jodquelle)	Ca-Na-(Mg)-HCO_3-(Cl)-(SO_4)	Gefasst in 120 m tiefer Bohrung (Schmassmann et al. 1984)	774	88.8 (1981)	-	Heutiges Klima	ca. 5, Mischwasser (Schmassmann et al. 1984)
Lohn	Na-Ca-Mg-HCO_3-(SO_4)	ca. 69 – 158 (Oekogeo 1997)	610	5.5 (1996)	54.6	Mischungen von rezenten Grund-wässern und evtl. pleistozänem Anteil	Rund 70 % Anteil < 5 Jahre, keine schlüssige Interpretation für alten Anteil (Hydroisotop 1999)
Singen (Thermalwasser)	Na-SO_4-HCO_3-(Cl)	555	1464	< 0.7 (1981)	< 2.2	Pleistozäne Kaltzeit (Pearson et al. 1991)	> 18'000 (Pearson et al. 1991)
Lottstetten (Thermalwasser)	Na-HCO_3-(SO_4)-(Cl)	383 – 385	983	< 1.4 (1985)	2	Heutiges Klima	>11'000 (Pearson et al. 1991)
Altdorf (SH)	Na-SO_4-HCO_3	ca. 111 – 150 (Oekogeo 1997)	897	< 0.6 (1996)	1.0	$\delta^{18}O$ = -11.2 deutet auf kaltzeitlichen Anteil (Hydroisotop 1999)	Pleistozäner Anteil und junge ^{39}Ar-haltige Komponente, nicht datierbar mittels ^{14}C, keine schlüssige Interpretation (Hydroisotop 1999)
Benken	Na-Cl-(SO_4)	379.9 – 394.8	10243	< 1.0 (1998)	< 1	ca. > 20 °C (Kap. 4.7) mit $\delta^{18}O$ und $\delta^{2}H$ rechts der Niederschlagsgeraden	Hunderttausende bis Millionen Jahre (Kap. 4.7)
Weiach	Na-Cl	243 – 267	6922	< 3.6 (1983)	12.5	^{18}O und ^{2}H rechts der Niederschlagsgeraden	> 1000 (evtl. ^{14}C aus Bohrspülung, Pearson et al. 1991)
Eglisau-2	Na-Cl	238 – 252	3595	-	-	-	-

Die Na-Cl-Typen zeigen gegenüber rezenten Wässern höhere, rechts der Niederschlagslinie liegende Werte der stabilen Isotope von Wasser. Dies weist entweder auf intensive Gestein-Wasser-Wechselwirkungen oder auf alte, nicht-meteorische Anteile hin. Die mittlere Verweilzeit der Na-Cl-Komponente dürfte wesentlich grösser als diejenige des Na-HCO_3-Typs sein. Für das Malm-Wasser Benken deuten die Werte beispielsweise auf eine Verweilzeit in der Grössenordnung von Hunderttausenden bis Millionen von Jahren hin (Kap. 4.7). Der ^{14}C-Gehalt in Weiach könnte durch die Zumischung eines jüngeren Grundwassers im Bereich des Exfiltrationsgebiets, wo sich regionale und lokale Fliesssysteme überlagern, bedingt sein (Balderer 1990). Von der Probe Eglisau-2 (Cadisch 1959), wie Benken und Weiach ein Na-Cl-Typ, liegen keine Isotopen- und Edelgasdaten vor. Als Vergleich sei Bohrung Eglisau-1 angeführt, wo aus der den Malm überlagernden USM ein Na-Cl-Mischwasser mit einem ^{14}C-Modellalter der alten Komponente von grösser als 15'000 Jahren gewonnen wurde (Pearson et al. 1991).

Räumliche Entwicklung

Auf Grund der hydraulischen Potenziale sind Fliesswege vom Infiltrationsgebiet in der SE-Abdachung des Schwarzwaldes nach Neuhausen (bei Schaffhausen), oder vom Klettgauer Tafeljura über Lottstetten nach Eglisau und Weiach denkbar. In dieser Abfolge zunehmende Verweilzeiten resp. zunehmende Anteile alter Grundwässer unterstützen die Annahme dieser Fliesspfade.

Da jedoch die verschiedenen Malm-Grundwässer teilweise eigenständige Genesen aufweisen, stellt sich bei dieser Betrachtung die Frage nach den Grenzen zwischen Bereichen mit aktiven und stagnierenden Fliesssystemen. So rechnet beispielsweise Bertleff (1986, Tab. 13) für die Probe aus der Thermalwasserbohrung Singen mit einer Molasse-Komponente von 100 %, woraus sich eine Isolation vom weiter nördlich bestehenden Zirkulationssystem im Malm ergibt.

Malm-Grundwässer vom Na-Cl-Typ wurden in der untersuchten Region bis heute nur im Zustrombereich aus tiefen Bereichen des schweizerischen Molassebeckens beobachtet, nicht jedoch im Fliesssystem zwischen dem Infiltrationsgebiet in der SE-Abdachung des Schwarzwaldes und dem Exfiltrationsgebiet bei Neuhausen (bei Schaffhausen). Die Probe aus Benken weist, wie auch Weiach und Eglisau-2, eine geochemische Affinität zu Grundwässern in tiefen Bereichen von Malm und Tertiär im schweizerischen Molassebecken auf, und steht damit im Einklang mit der Modellvorstellung von aus diesen Bereichen zuströmenden Grundwässern vom Na-Cl-Typ (z.B. Balderer 1990) sowie der Potenzialverteilung im Malm. In diesem Fall muss die hohe Verweilzeit nicht zwangsweise identisch sein mit heute noch stagnierenden Bedingungen. So wurde bei Beprobungen des Rheinwassers oberhalb des Zuflusses der Thur eine signifikante Zunahme der Chlorid-Konzentration festgestellt, welche als Zumischung von chloridreichem Tiefengrundwasser der Molasse oder als durch die Molasse aufstossendes Malm-Wasser interpretiert wird (Schmassmann 1990).

Im regionalen Kontext fallen die für Malm-Grundwässer hohen Sulfatgehalte in den Proben aus Altdorf und Singen auf. Die Herkunft dieses Sulfates kann zur Zeit nicht abschliessend beantwortet werden. Die isotopische Zusammensetzung von Sulfat in der Probe Singen, welche im Bereich von typischen Jura-Sulfaten liegt, die im Vergleich mit Keuper-Grundwässern tiefen Sulfat-Gehalte (in Singen mehr als 10 mal tiefer als im Keuper-Wasser Benken) sowie die charakteristisch kaltzeitliche Signatur der stabilen Isotope in Singen, welche aus dem Keuper der untersuchten Region bis heute nicht bekannt ist, lassen einen bedeutenden Zufluss von Grundwasser aus tieferen Aquiferen, beispielsweise entlang der Randen-Störung, weitgehend ausschliessen. Sulfatmineralien sind in der USM im Innern des Molassebeckens in Form von knotigen Konkretionen beobachtet worden (Geyer & Gwinner 1991).

Schlussfolgerungen betreffend Malm-Aquifer

In Regionen, in denen der Malm-Aquifer durch mächtige Molasseeinheiten überlagert ist, werden Grundwässer mit hohen Verweilzeiten beobachtet. Die räumliche Verteilung der in diesen Bereichen vorliegenden, genetisch unterschiedlichen Wassertypen deutet eigenständige Fliesssysteme an. Die hydrochemische Interpretation des Malm-Grundwassers in Benken steht im Einklang mit der Druckhöhenverteilung im Oberen Malm (Fig. 3.7-1), die einen Zustrom aus tiefen Bereichen des Molassebeckens und eine Exfiltration entlang des Rheins erkennen lässt. Mittels hydrochemischen und isotopengeochemischen Methoden werden im Rahmen der vorliegenden Proben keine Hinweise auf bedeutende Zuflüsse aus tiefer liegenden Aquiferen gefunden.

3.7.2 Obere Rahmengesteine

Aus den oberen Rahmengesteinen liegen aus der Nordostschweiz aufgrund der allgemein sehr geringen Durchlässigkeiten keine Wasserproben aus Tiefbohrungen vor. Aus diesem Grund werden die hydrochemischen Verhältnisse in der Wedelsandstein-Formation, welche als potenzieller Exfiltrationspfad für Radionuklide betrachtet wird (Kap. 4.6 und 6), erst in Kap. 4.7 im Zusammenhang mit den detaillierten Porenwasseruntersuchungen in der Bohrung Benken behandelt.

3.7.3 Wirtgestein

In Oberflächennähe (bis ca. 30 m Tiefe) besitzt der Opalinuston aufgrund von Entlastungseffekten eine hohe Kluftdurchlässigkeit. Hekel (1994) zeigt anhand von hydrochemischen Analysen und Isotopenmessungen ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$, Tritium) an über 60 konventionell entnommenen Wasserproben aus Flachbohrungen im Gebiet der Schwäbischen Alb eine hydrochemische Tiefenzonierung. In den obersten, durch Verwitterung und Gebirgsentlastung aufgelockerten Lagen finden sich tritiumhaltige Grundwässer mit Ca als dominierendem Kation und variablen Anteilen von HCO_3^- und SO_4^{2-}. Durch Oxidation von Pyrit kann es in diesem Bereich lokal zur Ausfällung von Gips kommen. Mit zunehmender Tiefe nimmt die Klüftung sowie der Tritiumgehalt ab und die Mineralisation steigt durch Karbonatlösung, Kationenaustauschprozesse und Zumischung von salinen Porenwässern an. An Bohrkernen werden in Proben aus 50 m Tiefe Porenwasser-Chloridgehalte von mindestens einigen Gramm pro Liter bestimmt, was als Hinweis auf stagnierende Bedingungen mit diffusivem Stofftransport interpretiert wird.

Die hydrochemische Zusammensetzung von Porenwässern aus grösserer Tiefe, welche mittels neu entwickelten Extraktionsmethoden aus Bohrkernen und geochemischen Modellierungen bestimmt wurde, ist in Kapitel 4.7 und 5.12 dargestellt.

3.7.4 Untere Rahmengesteine: Lias und Keuper

Im Lias sind die hydraulischen Durchlässigkeiten im westlichen und zentralen Teil des Untersuchungsgebiets sehr tief, sodass er nicht mit konventionellen Methoden hydrochemisch beprobt werden konnte (Kap. 3.6 und 4.7). In Benken ist der Lias denn auch im Rahmen der Charakterisierung des Porenwassers der tonigen Lithologien mehrfach beprobt worden. Weiter im Osten erfolgt mit dem Einsetzen des Lias-α-Sandsteins eine deutliche Zunahme der hydraulischen Durchlässigkeiten, sodass in Tiefbohrungen im Bodenseegebiet Wasserproben konventionell entnommen werden konnten. In einigen Fällen sind hier Lias und Keuper im selben Intervall beprobt worden. Da die Proben nur einen geringen hydrochemischen Datensatz aufweisen, sich nicht von den Keuper-Proben aus demselben Gebiet unterscheiden und keine

direkte Relevanz für das Untersuchungsgebiet haben, werden sie hier nicht weiter diskutiert. Für Details siehe Biehler & Schneemann (1999) sowie Traber et al. (2002).

Im Keuper ist ein komplexes Aquifersystem vorhanden, welches in der untersuchten Region vor allem durch Sandsteine gebildet wird, die in Tone und Mergel eingelagert sind (vgl. Kap. 3.2 und 3.6). Deshalb wird auch die Bezeichnung Sandsteinkeuper-Aquifer verwendet (Kap. 3.6). In einzelnen Fällen sind auch dolomitische Einlagerungen wasserführend (z.B. in Benken). Verglichen mit Malm und Muschelkalk handelt es sich um ein Aquifersystem von untergeordneter Bedeutung. In den vorwiegend unter kontinentalen Bedingungen gebildeten Keuper-Sedimenten sind zahlreiche laterale Fazies- und Mächtigkeitsänderungen vorhanden. Es ist aber kaum bekannt, inwieweit die rinnen- oder fächerartig auftretenden Sandsteinstränge miteinander verbunden sind.

Die in der vorliegenden Studie ausgewerteten Proben aus dem Keuper (Fig. 3.7-4) decken den Bereich von den oberflächennahen Fliesssystemen bis zu den aus über 2 km Tiefe stammenden Proben aus den Tiefbohrungen im Bodenseegebiet ab. Bei den Letzteren liegt, im Vergleich zu den aus Nagra-Bohrungen stammenden Proben, nur ein reduzierter hydrochemischer Datensatz vor. Die Daten aus dem Bodenseegebiet wurden im Rahmen der Kohlenwasserstoffexploration gewonnen und stammen aus einer bisher unveröffentlichten Diplomarbeit (Hannemann 1987), von welcher qualitativ geeignete Daten ausgewählt worden sind (Biehler & Schneemann 1999).

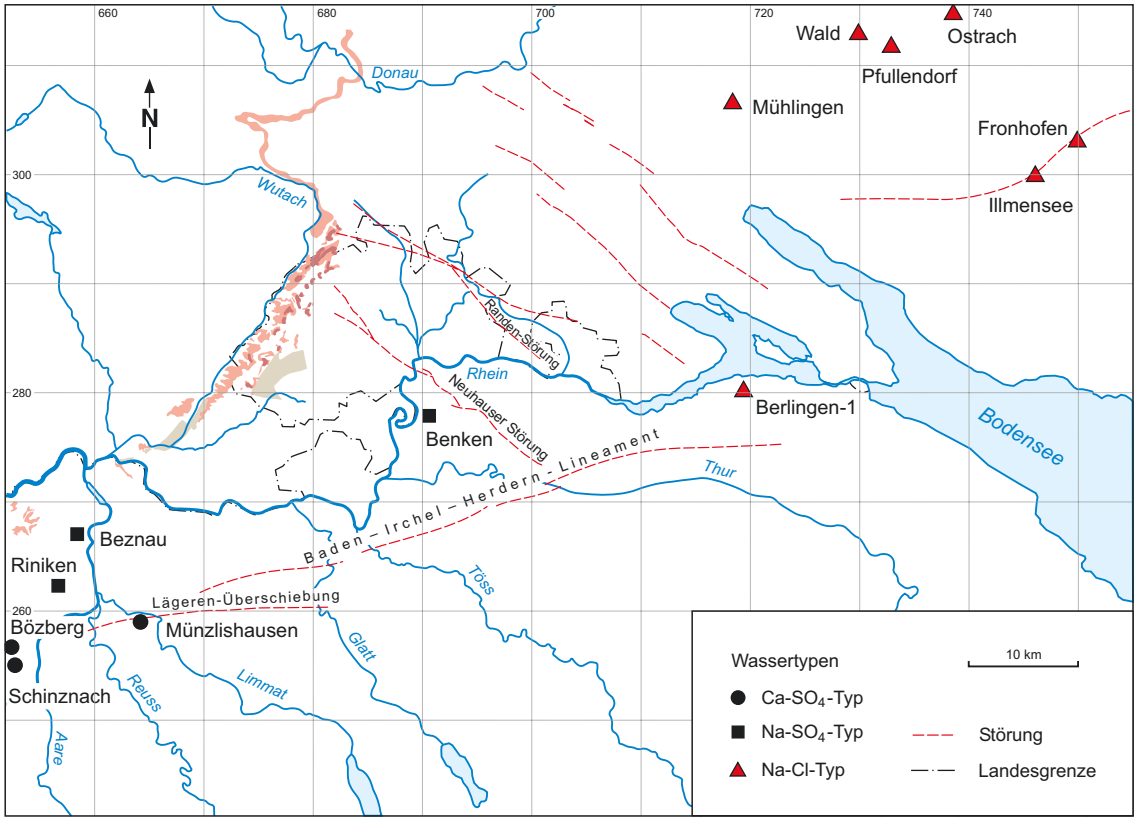


Fig. 3.7-4: Regionale Verteilung der Grundwasserproben aus dem Keuper (Sandsteinkeuper).

Angaben bezüglich Entnahmeteufen finden sich in Tabelle 3.7-2. Legende der Aufschlüsse siehe Figur 3.6-6.

Chemische Parameter

Die Keuper-Proben lassen sich in drei Wassertypen unterteilen (Tab. 3.7-2): Die Proben aus oberflächennahen Fliesssystemen sind vom Ca-SO_4-Typ mit untergeordneten Gehalten von Mg und HCO_3 und weisen Mineralisationen um 2 g/l auf. In Entnahmetiefen zwischen 100 und 740 m werden mit 10–16 g/l bereits wesentlich stärker mineralisierte Grundwässer vom Na-SO_4-Typ mit variablen Anteilen von Ca, Mg und Cl angetroffen. Die aus 760 bis 2073 m Tiefe stammenden Proben aus den Tiefbohrungen im Bodenseegebiet weisen Mineralisationen zwischen 15 und 60 g/l auf und sind vom Na-Cl-Typ (Äquivalentanteile von Na und Cl meist > 90 %) mit variablen Anteilen von SO_4.

Die Proben zeigen einen deutlichen Trend der Zunahme des Cl-Gehaltes und der Mineralisation mit zunehmender Entnahmeteufe, Benken fällt hier durch entsprechend der Tiefe relativ geringe Cl-Gehalte auf. In den Na-SO_4-Grundwässern deuten die Na/Cl-Verhältnisse zwischen 2 und 9 (Fig. 3.7-5) auf durch Ionenaustausch modifizierte Grundwässer hin. Das Br/Cl-Verhältnis liegt in allen drei Proben dieses Typs unter demjenigen von Meerwasser (Fig. 3.7-5). In den Na-Cl-Grundwässern deutet das Na/Cl- und das meist im Bereich von 0.0010 und 0.0017 liegende Br/Cl-Verhältnis auf eine marine Abstammung resp. auf marine Anteile hin. Die Cl-Konzentrationen liegen in diesem Wassertyp bei Entnahmeteufen von weniger als 1120 m unter demjenigen von Meerwasser (546 mmol/l), bei Entnahmeteufen grösser als 1800 m werden jedoch bis zu 1000 mmol/l beobachtet.

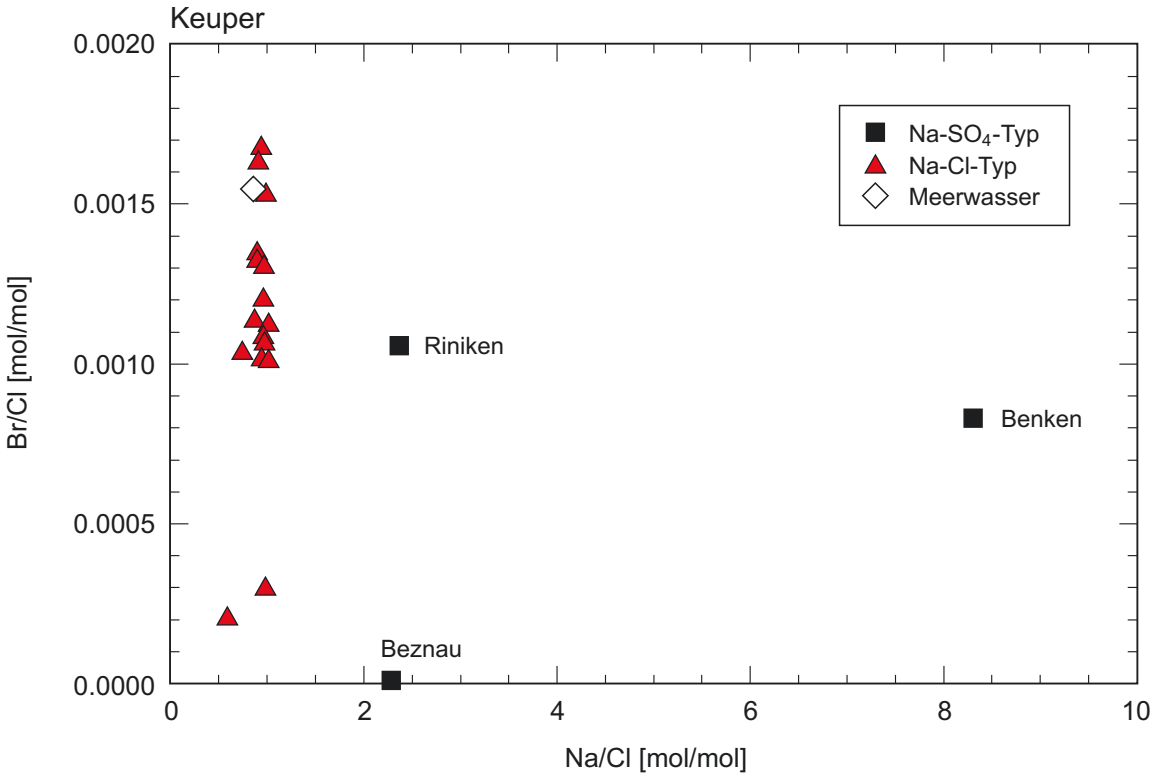


Fig. 3.7-5: Br/Cl- und Na/Cl-Verhältnisse in den Grundwasserproben aus dem Keuper (Sandsteinkeuper).

Von den Proben vom Ca-SO_4-Typ liegen keine Br-Analysen vor.

Im molaren Ca/SO_4-Verhältnis deuten sich die drei gleichen Trends wie im Muschelkalk an: In den Ca-SO_4-Typ Proben ist das Verhältnis nahe bei 1 und widerspiegelt damit die Lösung von Gips. In den Na-SO_4-Wässern ist das Verhältnis kleiner als 1 und weist damit auf Ionenaus-

tauschprozesse und/oder eine Dedolomitisierung ("inkongruente Dolomitlösung") hin. In den Proben aus den Tiefbohrungen im Bodenseegebiet dürfte das Ca/SO_4-Verhältnis auf Grund von SO_4-Reduktion gegen Werte grösser als 1 verschoben sein. In früheren Arbeiten wurde zur Erklärung von tiefen Ca/SO_4- und teilweise auch hohen Na/Cl-Verhältnissen die Lösung des Natriumsulfats Mirabilit (Glaubersalz) erwogen (z.B. Biehler et al. 1993). Dieses Mineral wurde allerdings bis heute in keiner Nagra-Bohrung beobachtet.

Die Schwefel- und Sauerstoffisotope von Sulfat und die Kohlenstoffisotope (je 3 Proben) weisen darauf hin, das die Grundwässer aus dem Sandsteinkeuper ihre Isotopensignaturen vorwiegend durch Reaktion mit den Lithologien des Keupers erhalten haben (Balderer et al. 1991b; Kap. 4.7).

Infiltrationsbedingungen und Verweilzeit

Die Proben vom Ca-SO_4-Typ haben mittlere Verweilzeiten von wenigen Jahren bis Jahrzehnten (Tab. 3.7-2) und die stabilen Isotope von Wasser (Fig. 3.7-6) liegen auf der Niederschlagslinie im Bereich der rezenten Grundwässer.

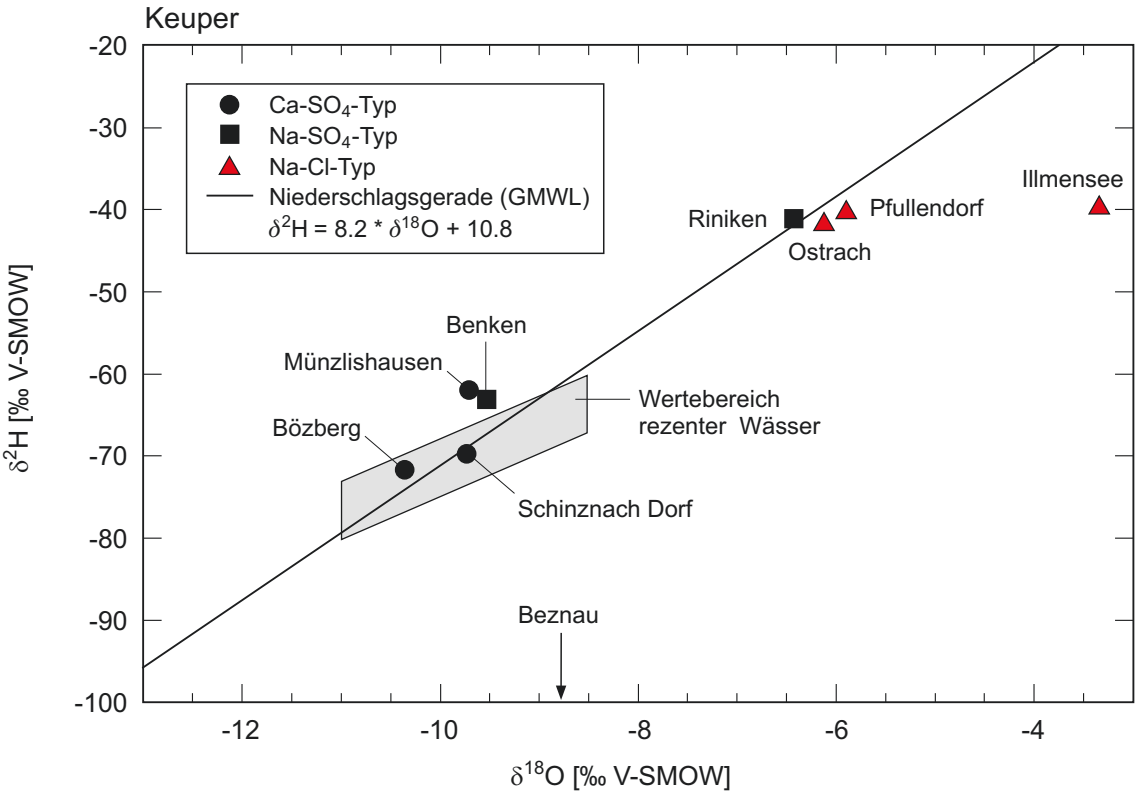


Fig. 3.7-6: Werte der stabilen Isotope von Wasser in den Grundwasserproben aus dem Keuper (Sandsteinkeuper).

Von Probe Beznau liegen keine δ^2H-Werte vor.

Beim Na-SO_4-Typ liegen die Werte ebenfalls auf der Niederschlagslinie (keine Deuterium Werte von Beznau), die Probe Riniken und weniger ausgeprägt auch die Probe Beznau deuten jedoch auf Infiltrationen unter wärmeren klimatischen Bedingungen als heute hin. Die Verweilzeiten sind bei diesem Wassertyp grösser als 10'000 Jahre, im Fall von Riniken weisen die

stabilen Isotope auf klimatische Bedingungen hin, wie sie zuletzt im Tertiär geherrscht haben. Bei der Probe Benken belegen die stabilen Isotope von Wasser zusammen mit der Altersbestimmung eine Infiltration während eines Interglazials des Pleistozäns (Kap. 4.7).

Die Na-Cl-Typ Grundwässer sind gegenüber dem Wertebereich rezenter Wässer stark an ^{18}O und ^{2}H angereichert, zwei Proben weisen nahezu identische Werte auf wie Riniken und liegen auf der Niederschlagslinie (Fig. 3.7-6). Bei Probe Illmensee, der aus der grössten Tiefe stammenden Keuper-Probe, deuten die Beobachtungen auf eine zusätzliche Anreicherung von ^{18}O durch Wechselwirkungen mit dem Gestein bei hohen Temperaturen hin. Auffällig sind in diesen vier Proben die identischen $\delta^{2}H$-Werte, welche zudem identisch sind mit den Werten einer Probe aus dem Muschelkalk sowie zwei Proben aus dem Lias dieser Region. Die starke Anreicherung an ^{2}H und ^{18}O könnte auf warme klimatische Bedingungen hinweisen, wie sie zum letzten Mal im Tertiär herrschten (Bertleff et al. 1988; Ufrecht 1988; Biehler & Schneemann 1999).

Räumliche Entwicklung

Die Beobachtungen im Keuper deuten darauf hin, dass sich das Wasser der Probe Beznau durch Ionenaustauschprozesse aus einem allenfalls im Tafeljura infiltrierten Ca-SO_4-Typ entwickelt haben könnte. Die Beziehung zu Probe Riniken, welche mit Ausnahme des Br/Cl-Verhältnisses und den stabilen Isotopen von Wasser chemisch sehr ähnlich ist, bleibt unklar. Bei der Probe Riniken dürfte es sich um ein deutlich älteres Wasser mit zumindest Anteilen marinen Ursprungs handeln. Es lässt sich aber nicht als einfache Mischung zwischen Meerwasser und einem Ca-SO_4-Typ darstellen (Balderer et al. 1991a). Es könnte auch Anteile eines aus tieferen Bereichen des alpinen Vorlandbeckens zugeströmten Keuper-Tiefengrundwassers enthalten (vgl. Probe Pfaffnau, Kt. LU, in Biehler et al. 1993). Die Probe Benken unterscheidet sich von den anderen Proben des Na-SO_4-Typs vor allem durch die tiefen Cl-Gehalte und dürfte sich durch Ionenaustauschprozesse aus einem Ca-SO_4-Typ entwickelt haben. Am plausibelsten erscheint in diesem Fall ein Infiltrationsgebiet im Norden, beispielsweise im oberen Wutachgebiet, was mit den hydrogeologischen Daten konsistent ist (Fig. 3.6-6).

Die Na-Cl-Typ Proben aus dem Bodenseegebiet dürften auf Grund ihrer sehr hohen Mineralisationen und den wahrscheinlich sehr hohen Verweilzeiten von aktiven Zirkulationssystemen abgeschnitten sein (alte Formationswässer). Diese Proben lassen sich nicht als einfache Mischung zwischen einem marinen und einem meteorischen Endglied darstellen. Sie wurden im Rahmen von Bohrungen zur Kohlenwasserstoffprospektion gewonnen, welche oft im Bereich von Störungen abgeteuft worden waren (Profile in Bertleff 1986). Diese könnten die Kommunikation mit tieferen Schichten ermöglichen: Dies wird durch die mit einer Probe aus dem Muschelkalk identischen Werte der stabilen Isotope von Wasser angedeutet.

Schlussfolgerungen betreffend Lias und Keuper

Im Lias werden im Bodenseegebiet, in Analogie zum Keuper dieser Region, Grundwässer mit sehr hohen Verweilzeiten angetroffen. Im zentralen Untersuchungsgebiet konnten auf Grund der tiefen hydraulischen Durchlässigkeiten keine Wasserproben mittels konventionellen Methoden entnommen werden. Die Zusammensetzung der mittels Extraktionsmethoden aus Gesteinsproben der Bohrung Benken gewonnenen Porenwässer wird im Kapitel 4.7 diskutiert.

Im Keuper werden bereits in geringen Tiefen (Beznau) hochmineralisierte Grundwässer mit hohen Verweilzeiten beobachtet (> 10'000 Jahre). Für die Probe aus Benken ist ein Zufluss aus dem Norden am plausibelsten und im Einklang mit der im Keuper erwarteten Potenzialverteilung.

Tab. 3.7-2: Zusammenfassung von Infiltrationsbedingungen und mittleren Verweilzeiten von ausgewählten Grundwasserproben aus dem Keuper (Sandsteinkeuper).

Vgl. Figur 3.7-4.

Probe	**Wassertyp (nach Jäckli 1970)**	**Entnahmetiefe (Intervall)** **[m]**	**TDS** **[mg/l]**	**^{3}H (Jahr)** **[TU]**	**^{14}C** **[pmc]**	**Infiltrations-bedingungen**	**Mittlere Verweilzeit** **[Jahre]**
Bözberg	Ca-SO_4-(HCO_3)	SBB-Tunnel, 59 m ab Südportal	1766	86 (1986)	-	Heutiges Klima	6 – 12 (Biehler et al. 1993)
Münzlishausen	Ca-(Mg)-SO_4-(HCO_3)	Quelle	2104	23 (1979)	-	Heutiges Klima	< 25
Schinznach Dorf (Mineralquelle)	Ca-(Mg)-SO_4-(HCO_3)	Quelle	2400	64.2 (1981)	-	Heutiges Klima	0 – 3 (Biehler et al. 1993)
Benken	Na-SO_4-(Cl)	698.0 – 739.2	10161	< 0.6 (1998)	< 0.5	Ca. heutiges Klima (Kap. 4.7)	25'000 bis 2.6×10^6, (Kap. 4.7)
Beznau	Na-(Ca)-SO_4-Cl	104.5 – 109.5	14677	5.6 ± 3.9 (1980)	< 4.7	Leicht angereichert an ^{18}O, Mischung	Alte Komponente > 12'000 (Pearson et al. 1991)
Riniken	Na-(Ca)-SO_4-Cl	501.0 – 530.5	15517	< 1.2 (1983)	3.35	Warmzeit (Tertiär?)	> 17'000 (Pearson et al. 1991)
Illmensee (Probe IL1)	Na-Cl	1971 – 1988	59930	-	-	Warmzeit; rechts der Niederschlags-geraden	Altes Formationswasser (Tertiär?)
Ostrach (Wertebereiche)	Na-(Ca)-Cl	1113 – 1133 (Probe OS6-1)	15000 – 25000	-	-	Warmzeit (Probe OS6-1)	Altes Formationswasser (Tertiär?)
Pfullendorf (Probe PD15-2)	Na-Cl	1113 – 1136	23277	-	-	Warmzeit, ca. 18 °C (Ufrecht 1988)	Ufrecht (1988): wahrscheinlich Tertiär

In welchem Ausmass Verbindungen zum Keuper in tieferen Bereichen des Beckens bestehen, ist unklar. Die Probe Riniken könnte als sehr altes, von aktiven Zirkulationssystemen isoliertes, oder als komplexe Mischung mit einem aus tieferen Bereichen des alpinen Vorlandbeckens zugeströmten Keuper-Tiefengrundwasser interpretiert werden. Die im Bodenseegebiet beobachteten Grundwässer vom Na-Cl-Typ deuten auf Grund ihrer chemischen und isotopenhydrologischen Zusammensetzung auf sehr grosse Verweilzeiten (alte Formationswässer) und auf bestehende oder einst bestandene Verbindungen entlang von Störungen zu tiefer liegenden Einheiten hin.

3.7.5 Muschelkalk-Aquifer

Die Karbonate des Oberen Muschelkalks bilden den bedeutendsten Tiefenaquifer der Region. Zahlreiche Proben stammen aus dem Bereich der Lägeren-Überschiebung (Fig. 3.7-7), insbesondere aus dem Raum Baden (19 Proben), wo die thermalen Wässer balneologisch genutzt werden. Ein umfangreicher und detaillierter Datensatz stammt aus den in der Nordschweiz abgeteuften Bohrungen der Nagra. Weitere Proben stammen aus der Erdölprospektion im Bodenseegebiet, wo allerdings meist nur Hauptelement-Analysen vorliegen. Bezüglich Tiefe deckt der Datensatz den Bereich der oberflächennahen, aus Quellen gewonnenen Grundwässer, bis zu den in Bohrungen im Bodenseegebiet in bis zu 2'200 m Tiefe entnommenen Proben ab.

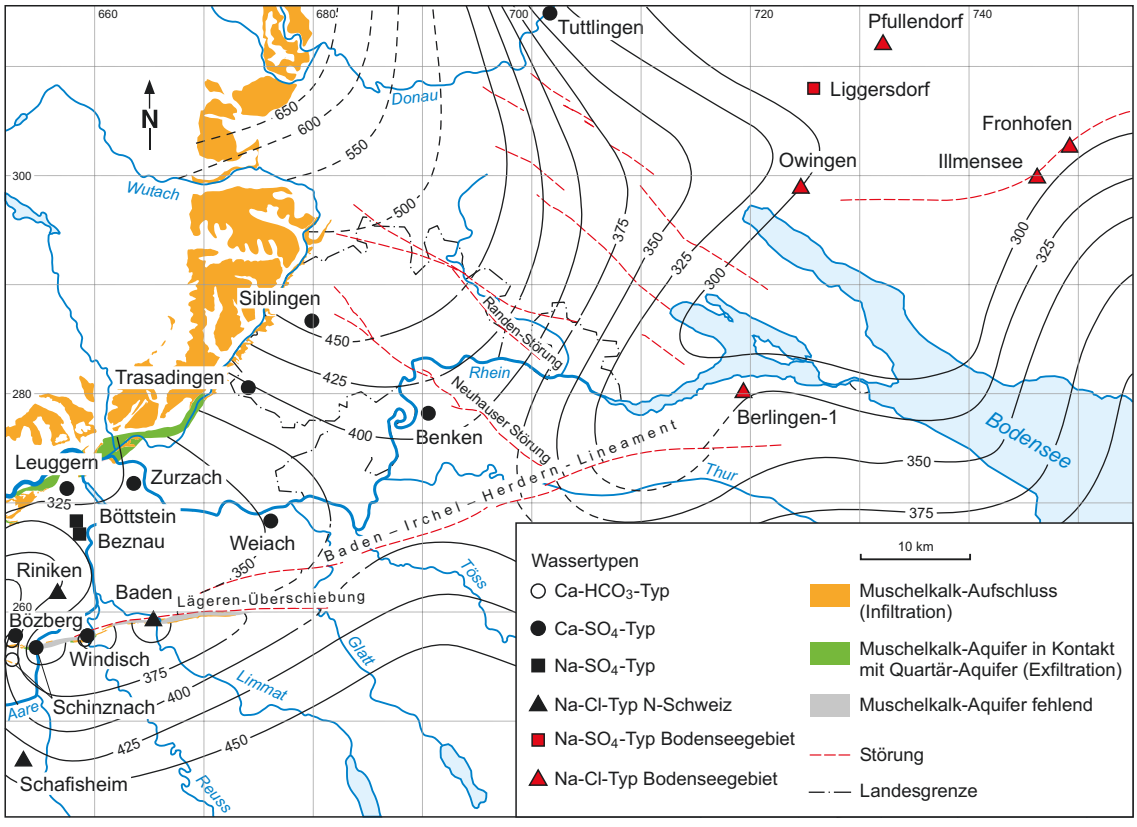


Fig. 3.7-7: Regionale Verteilung der Grundwasserproben aus dem Muschelkalk-Aquifer.

Die Karte zeigt den Wassertyp im Kontext der hydraulischen Potenziale (vgl. Kap. 3.6.10). Angaben bezüglich Entnahmetiefen finden sich in Tabelle 3.7-3.

Chemische Parameter

In einer vereinfachten Klassifizierung können folgende Wassertypen unterschieden werden: a.) Grundwässer mit einer Mineralisation von unter 1 g/l sind vom Ca-HCO_3-Typ, die Äquivalentkonzentrationen von HCO_3 sind jedoch meist nur wenig grösser als diejenigen von Sulfat. b.) Bei Mineralisationen von 1 bis etwa 4 g/l werden Wässer vom Ca-SO_4-Typ angetroffen. Mit weiter zunehmender Mineralisation steigt der relative Anteil von Na-Cl an. c.) Bei einer Mineralisation von rund 6.5 g/l werden in der Nordschweiz Na-SO_4-Grundwässer angetroffen (Proben Beznau und Böttstein; Tab. 3.7-3). d.) Grundwässer vom Na-Cl-Typ weisen typischerweise Mineralisationen zwischen 14 und 66 g/l auf. Die im Rahmen der Tiefbohrungen im Bodenseegebiet gewonnen Proben sind mit einer Ausnahme vom Na-Cl-Typ und weisen Äquivalentanteile von Na und Cl von oft über 90 % auf. Die Muschelkalkwässer aus Baden sind Mischungen (siehe unten), sie werden formal als Na-Cl-Wässer behandelt.

Die Chloridgehalte und die Mineralisationen steigen mit zunehmender Entnahmeteufe an. Die Proben Weiach und Benken weichen von diesem Trend durch ihre vergleichsweise geringen Mineralisationen wie auch Na- und Cl-Gehalte ab. Die Na/Cl-Verhältnisse liegen bei den meisten Proben und über den weiten Bereich von Cl-Gehalten von rund 0.1 bis zu 1'000 mmol/l (Meerwasser: 546 mmol/l), nahe bei 1 (Fig. 3.7-8). Zusammen mit dem meist deutlich unter dem Wert von Meerwasser liegenden Br/Cl-Verhältnis, dürfte dies auf die Herkunft von Na und Cl aus dem Kalium-armen und Bromid-abgereicherten Muschelkalk-Steinsalz hinweisen (Biehler et al. 1993). Auch bei den Proben vom Na-SO_4-Typ aus der Nordschweiz lässt das Na/Cl-Verhältnis von 1.3 auf einen nur geringen Anteil von Na aus Ionenaustauschprozessen schliessen (im Gegensatz zu den Keuper-Proben des selben Typs).

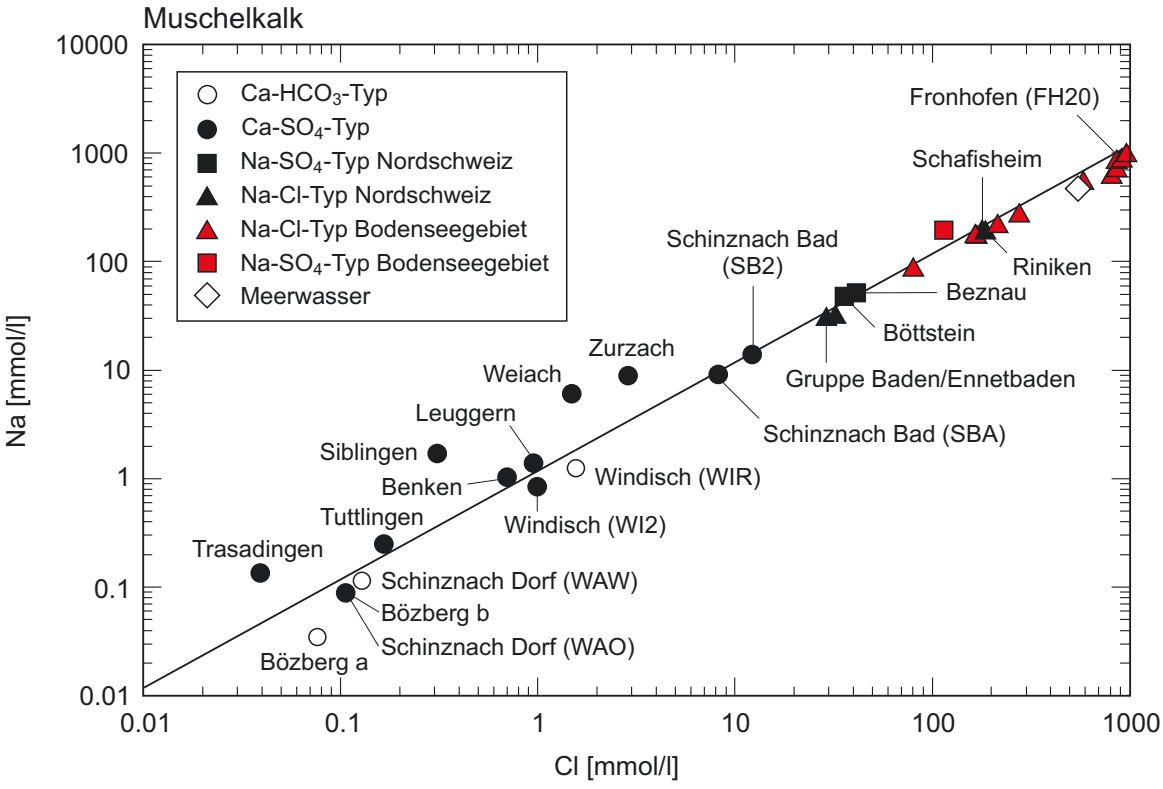


Fig. 3.7-8: Na- und Cl-Gehalte in den Grundwasserproben aus dem Muschelkalk-Aquifer.

Beim Ca/SO_4-Verhältnis lassen sich drei allgemeine Trends erkennen. a.) Junge, schwach mineralisierte Proben sind durch die Lösung von Gips geprägt und besitzen ein Verhältnis nahe bei 1. b.) Die Proben aus den Tiefbohrungen im Bodenseegebiet zeigen wahrscheinlich infolge von Sulfat-Reduktion ein Verhältnis grösser als 1. c.) Sulfatreiche Proben aus der Nordschweiz (z.B. Riniken und Schafisheim) besitzen Ca/SO_4-Verhältnisse kleiner als 1: Die in diesen Wässern vorhandenen Beziehungen von Ca, Mg und Sulfat können in Verbindung mit den Mineralsaturationszuständen von Calcit, Dolomit und Gips auf Dedolomitisierungsprozesse zurückgeführt werden. In früheren Arbeiten wurde auch der Einfluss des Na-Sulfats Mirabilit (Glaubersalz) diskutiert (vgl. Keuper).

Das Sr-Isotopenverhältnis wurde in 6 Proben analysiert und liegt im Bereich von Muschelkalk-Mineralien (Matter et al. 1991; Nagra 2001), ein Keuper-Einfluss kann teilweise nicht ausgeschlossen werden (Matter et al. 1991).

Infiltrationsbedingungen und Verweilzeit

Entlang der Lägeren- resp. Jura-Überschiebung wurden tritiumhaltige Grundwässer beprobt, was einerseits auf rasch zirkulierende Grundwässer, oder im Fall der Thermalwässer aus der Region Baden/Ennetbaden, auf Beimischung einer jungen Komponente hinweist (Tab. 3.7-3). Im letzteren Fall weisen insbesondere die über den atmosphärischen Werten liegenden ^{39}Ar-Gehalte (210 % modern), hohe He-Gehalte und $^{40}Ar/^{36}Ar$-Verhältnisse, sowie rechts der Niederschlagslinie liegende Werte der Wasserisotope (Fig. 3.7-9) auch auf einen Anteil eines aus tieferen Schichten (Kristallin, ev. Permokarbon) stammenden, wahrscheinlich durch Gesteins-Wasser Wechselwirkungen stark alterierten Grundwassers hin und allenfalls den Zufluss von Gas (Mazor et al. 1988; Balderer et al. 1991a; Biehler et al. 1993).

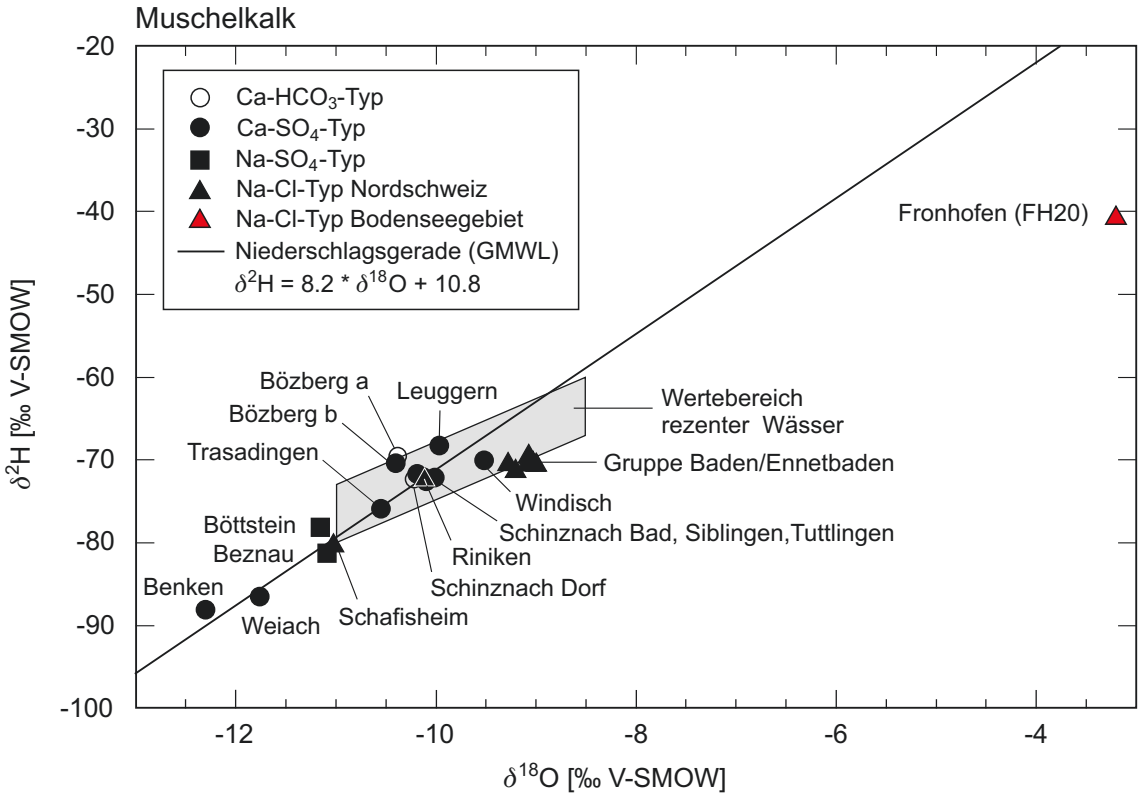


Fig. 3.7-9: Werte der stabilen Isotope von Wasser in den Proben aus dem Muschelkalk-Aquifer.

Tab. 3.7-3: Übersicht über Infiltrationsbedingungen und Verweilzeiten von ausgewählten Proben aus dem Muschelkalk-Aquifer.

Vgl. Figur 3.7-7.

Probe	Wassertyp (nach Jäckli 1970)	Entnahme-tiefe (Intervall) [m]	TDS [mg/l]	^{3}H (Jahr) [TU]	^{14}C [pmc]	Infiltrations-bedingungen	Mittlere Verweilzeit [Jahre]
Bözberg (Probe a)	Ca-Mg-HCO_3-SO_4	Tunnel	500	64.7 (1983)	-	Heutiges Klima	5 – 15 (Biehler et al. 1993)
Schinznach Bad (SB2)	Ca-Na-(Mg)-SO_4-Cl-(HCO_3)	67.5 – 90.0	2628	24.3 (1981)	27.1	Heutiges Klima	Junge, tritiumhaltige Komponente und alte Komponente > 600 Jahre (Pearson et al. 1991)
Benken	Ca-Mg-SO_4-(HCO_3)	813.0 – 826.0	2395	< 0.6 (1999)	2.3	Kaltzeit (3.9 ± 0.5 °C) (Kap. 4.7)	12'000 – 14'000 (Pleistozän; Kap. 4.7)
Trasadingen	Ca-Mg-SO_4-(HCO_3)	115 – 160	1779	< 0.5 (1998)	-	Heutiges Klima	> 40 (Bühl & Bollinger 1999)
Weiach	Ca-Mg-(Na)-SO_4	822.0 – 896.1	3330	3.2 (1983) (evtl. Bohrspülung, Schmassmann et al. 1984)	13.3	$^{18}O/^{2}H$: Kaltzeitlich Edelgase: heutiges Klima	Wahrscheinlich Mischung: 70 % Typ Benken und 30 % Trasadingen (Traber et al. 2002)
Baden (Grosse Heisse Steinquelle)	Na-Ca-(Mg)-Cl-SO_4-(HCO_3)	Quelle	4632	3.6 (1986)	-	Unter der Niederschlagsgeraden (Mischung)	Mischung zwischen tritiumhaltiger u. deutlich älterer Komponente (Pearson et al. 1991)
Beznau	Na-Ca-(Mg)-SO_4-Cl	203.0 – 321.8	6520	< 1.0 (1981)	< 0.4	Leicht abgereichert bzgl. ^{18}O und ^{2}H	^{14}C: > 29'000 (Pearson et al. 1991)
Böttstein	Na-Ca-(Mg)-SO_4-Cl	123.2 – 202.5	6377	< 1.0 (1982)	1.5	Leicht abgereichert bzgl. ^{18}O und ^{2}H	^{14}C: > 17'000 (Pearson et al. 1991)
Riniken	Na-(Ca)-Cl-SO_4	617.3 – 696.0	14495	< 1.1 (1983)	0.9	$\delta^{18}O$ im Bereich rezenter Grundwässer	^{14}C: > 19'000 (Pearson et al. 1991)
Schafisheim	Na-(Ca)-Cl-SO_4	1227.8 – 1239.0	15284	< 0.9 (1984)	4.4	Leicht abgereichert bzgl. ^{18}O und ^{2}H	Misch. zw. altem u. jungem Grundwasser; keine eindeutige Interpretation möglich (Pearson et al. 1991)
Fronhofen (Probe FH20)	Na-Cl	1931 – 1944	61924	-	-	Rechts der Niederschlagsgeraden Warmzeit	Altes Formationswasser (Tertiär?) (vgl. Keuper-Proben)

Bei den Proben Beznau, Riniken und Böttstein belegen die stabilen Isotope von Wasser sowie die Altersbestimmung eine Infiltration während eines Interglazials des Pleistozäns. Im Falle von Schafisheim deuten die Daten zumindest auf Anteile einer sehr alten Komponente (Pearson et al. 1991).

Die $\delta^{18}O$- und $\delta^{2}H$-Werte der Proben aus Weiach und aus Benken liegen unterhalb des Bereichs rezent infiltrierender Grundwässer. Bei Benken ist diese Beobachtung konsistent mit Edelgas-Infiltrationstemperaturen, und deutet zusammen mit der Datierung auf eine Infiltration während der letzten Kaltzeit im Pleistozän hin (Tab. 3.7-3; Kap. 4.7). Im Falle von Weiach zeigt die Altersbestimmung jedoch, dass ein bedeutender Teil des Wassers nicht älter als 1'000 Jahre sein kann (Pearson et al. 1991). Als möglichen Ursprung dieses Wassers diskutieren diese Autoren, wie auch schon Schmassmann et al. (1984), das zur Hauptsache aus alpinen Niederschlägen bestehende Rheinwasser. Dieses könne allenfalls zwischen Bodensee und Rheinfall infiltrieren und durch die mesozoischen Gesteine hindurch in den Muschelkalk migrieren. Auf Grund der heutigen Kenntnisse der regionalen Hydrogeologie und Hydrochemie (insbesondere der Probe Benken) scheint dies allerdings wenig plausibel (siehe unten).

Bei der aus grosser Tiefe stammenden Probe Fronhofen (Bodenseegebiet) liegen die Werte von ^{2}H und ^{18}O rechts der Niederschlagslinie, weit oberhalb des Bereichs rezenter Niederschläge. Der $\delta^{2}H$-Wert ist praktisch identisch mit denjenigen der Lias- und Keuper-Proben aus der selben Region (Fig. 3.7-6) sowie der Keuper-Probe Riniken, und könnte damit auf Klimabedingungen hinweisen, wie sie im Tertiär geherrscht haben (Fig.3.7-9 und Tab. 3.7-3) sowie allenfalls auf Gestein-Wasser-Wechselwirkungen.

Räumliche Entwicklung

Das Muschelkalk-Grundwasser in Benken dürfte auf Grund von Wassertyp und Verweilzeit in der SE-Abdachung des Schwarzwalds infiltriert sein, was konsistent ist mit der Potenzialverteilung. Bei einem Zustrom aus Süden wäre ein stärker durch Na-Cl geprägter Chemismus, wie er u.a. von den Proben im Bodenseegebiet bekannt ist, zu erwarten.

Im zentralen Bereich des Untersuchungsgebiets ist eine Entwicklung ausgehend von einem schwach mineralisierten Muschelkalk-Grundwasser (wie z.B. Siblingen) über Benken und Weiach nach Zurzach denkbar. Entlang dieses Fliesspfades ist die geringere mittlere Verweilzeit des Muschelkalk-Grundwassers von Weiach gegenüber demjenigen von Benken auffällig. Mischungsrechnungen zeigen nun, dass die Weiacher Probe durch die Mischung von rund 30 % eines Grundwassers Typ Trasadingen mit 70 % eines Typs Benken und der Lösung von Gips (Weiach ist gesättigt, Benken und Trasadingen sind untersättigt) erklärt werden könnte (Traber et al. 2002). Eine Mischung von Grundwässern unterschiedlicher Herkunft steht im Einklang mit der Druckhöhenverteilung, welche in der Region Weiach konvergierende Fliesslinien anzeigt (Fig. 3.7-7).

Die Proben aus Siblingen, Trasadingen, Weiach und Zurzach weisen Na/Cl-Verhältnisse von grösser als 1 auf (Fig. 3.7-8) und liegen geographisch nahe beieinander (Fig. 3.7-7). Das Verhältnis scheint hier weniger durch die Lösung von Steinsalz als durch Anteile von Ionenaustauschwässern bestimmt zu sein. Das Fehlen der Steinsalzkomponente könnte auf einen Bereich mit verstärktem Grundwasserfluss hinweisen (in Weiach wurde anstelle des Steinsalzlagers eine Kollapsbrekzie angetroffen; Albert & Bläsi 2001).

Die Proben Böttstein, Beznau, Riniken und Schafisheim stammen aus einer Region mit nur geringem Grundwasserfluss oder mit einem Zufluss von Grundwässern mit langen Verweilzeiten (Pearson et al. 1991). Bei den Proben aus Böttstein und Beznau könnte der bedeutende

relative Anteil von Ca-SO_4 auf oberflächennähere Fliesswege als bei Riniken und Schafisheim hindeuten. Die Proben Riniken und Schafisheim nähern sich mit ihrem Chemismus den östlich der Grundwasserscheide gewonnenen Proben aus dem Bodenseegebiet resp. Grundwasser aus tiefen Bereichen des schweizerischen alpinen Vorlandbeckens an (vgl. Probe Pfaffnau, Kt. LU, in Biehler et al. 1993).

Schlussfolgerungen betreffend Muschelkalk-Aquifer

Im regionalen Kontext lässt sich zeigen, dass das Grundwasser in Benken ursprünglich in der SE-Abdachung des Schwarzwaldes infiltriert ist. In der Region Wutachtal–Weiach–Zurzach deutet sich ein aktives Grundwasserfliesssystem an. Das Grundwasser in Weiach kann als Mischung zwischen einem schwach mineralisierten Grundwasser aus diesem Fliesssystem und einem Wasser wie in Benken erklärt werden. Im Bodenseegebiet werden hoch mineralisierte Na-Cl-Typ Grundwässer mit hohen Verweilzeiten (alte Formationswässer) angetroffen, welche weitgehend von aktiven Grundwasserfliesssystemen isoliert sind. Verbindungen vom Muschelkalk zu tiefer liegenden Aquiferen bestehen im Bereich der Lägeren-Überschiebung (Thermalwässer Baden). In den aus grosser Tiefe stammenden Muschelkalk-Grundwässern des Bodenseegebiets finden sich Hinweise auf bestehende oder einst bestandene Verbindungen zum Keuper und Lias.

3.7.6 Buntsandstein, Perm und Kristallin

Buntsandstein und Kristallin bilden das tiefste Aquifersystem der Region. Nördlich des Permokarbontrogs finden sich relativ schwach mineralisierte, vermutlich im Schwarzwald infiltrierte Grundwässer. Die unterirdischen Verweilzeiten in diesem System sind grösser als 10'000 Jahre, so wurde beispielsweise in Benken im Buntsandstein ein schwach mineralisiertes (1.4 g/l) Grundwasser mit einer Verweilzeit von mehr als 26'000 Jahren angetroffen (Kap. 4.7). In gering durchlässigen Bereichen des Kristallins sowie in der Nähe des Permokarbontrogs werden stärker mineralisierte, saline Grundwässer angetroffen, deren starke Anreicherungen an ^{18}O und ^{2}H sowie hohe Heliumgehalte (Balderer & Lehmann 1991; Tolstikhin et al. 1996) sehr hohe Verweilzeiten nahelegen. Die stagnierenden Grundwässer aus dem Permokarbon-Trog enthalten höchstwahrscheinlich reliktische Formationswässer oder gelöste permische Salzausfällungen (Schmassmann et al. 1992). Weitere Daten zu dieser Aquifergruppe finden sich in Pearson et al. (1991), Schmassmann et al. (1992), Nagra (1994a) und Michard et al. (1996).

3.7.7 Regionale hydrochemische Verhältnisse: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

- In der Region Lägeren–Zürcher Weinland–Hegau weisen die Grundwässer in den Aquiferen Malm (inkl. Molasse), Sandsteinkeuper (östlich von Benken auch Lias) und Muschelkalk auf einen ausgeprägten Stockwerkbau hin, d.h. die Grundwässer weisen eigenständige chemische und isotopenhydrologische Zusammensetzungen auf.
- In dieser Region wirken der Opalinuston und die umgebenden tonigen Formationen im Allgemeinen als effiziente hydraulische Barrieren.
- In Benken zeigt das Malmwasser eine geochemische Affinität zu Tertiär- und Malm-Grundwässern in tiefen Bereichen des schweizerischen Molassebeckens, was konsistent ist mit der regionalen Potenzialverteilung und einem Zufluss aus SE.

- Für Benken lässt sich im regionalen Kontext zeigen, dass die Infiltrationsgebiete der Grundwässer im Keuper (Sandsteinkeuper), im Muschelkalk und im Buntsandstein in Übereinstimmung mit der Potenzialverteilung in der SE-Abdachung des Schwarzwalds liegen.
- In Tiefbohrungen im Bodenseegebiet werden im Lias, Keuper und Muschelkalk hochsaline Wässer angetroffen, welche als fossile tertiäre Wässer interpretiert werden können. In dieser Region werden hydrogeochemische Hinweise auf Verbindungen zwischen Lias, Keuper und Muschelkalk gefunden.
- Im Bereich der Lägeren-Überschiebung bei Baden werden Hinweise auf Verbindungen vom Muschelkalk zu tieferen Aquifer-Stockwerken (Kristallin und allenfalls Permokarbon) beobachtet.
- Für andere tektonische Strukturen in der Region, wie Randen- und Neuhauser Störung, wurden bisher keine hydrogeochemischen Evidenzen gefunden, welche auf bedeutende Wasserwegsamkeiten und damit Verbindungen zwischen Muschelkalk und Malm hinweisen.

3.8 Regionale geothermische Verhältnisse

Zur Abklärung einer möglichen Nutzung von Thermalwässern oder geothermischer Energie im Umfeld eines geologischen Tiefenlagers (Kap. 3.9) müssen die regionalen und lokalen geothermischen Verhältnisse betrachtet werden. Auf der Grundlage früherer Arbeiten (Rybach et al. 1987, Schärli 1989) haben Schärli & Rybach (2002) einen aktuellen Datensatz "Geothermie Nordschweiz" zusammengestellt. Dieser wird zudem für die Abschätzung des Potenzials für magmatische Aktivitäten in der Nordostschweiz benötigt (Kap. 8.4.4). Dazu wurde aus den bestehenden Daten die Wärmeflusskarte der Nordschweiz (Fig. 3.8-1) erstellt.

3.8.1 Datengrundlage

Für die Darstellung der geothermischen Verhältnisse in der Nordschweiz standen Temperaturmessungen aus insgesamt 59 Bohrungen mit einem Teufenspektrum zwischen 160 m und 5'448 m zur Verfügung. Die Temperaturmessungen wurden mit verschiedenen Messmethoden und unterschiedlicher Messdichte erhoben, weshalb die Datenqualität von Bohrung zu Bohrung stark variiert. Die ausgewerteten Bohrungen sind zudem geographisch ungleich verteilt mit Häufungen in der Region Basel, im unteren Aaretal, in der Region Zürich und um den unteren Bodensee.

Die Auswertung der Temperaturmessungen ist in Schärli & Rybach (2002) detailliert beschrieben. Zur vollständigen Darstellung der Temperaturmessungen wurden soweit möglich die Temperaturprofile zuerst in lineare Gradientenabschnitte eingeteilt. Dann wurde der mittlere Temperaturgradient in jeder Bohrung bestimmt. Dieser geothermische Gradient wird jedoch durch zahlreiche Faktoren beeinflusst. Ohne weitere Kenntnisse oder Annahmen über die Lithologie und Tektonik vermag er nur einen beschränkten Einblick in die geothermischen Verhältnisse des Untergrunds zu vermitteln. Für ein besseres Verständnis der Daten wurde deshalb für jede Bohrung auch der geothermische Wärmefluss bestimmt. Dieser ist berechnet als Produkt der Wärmeleitfähigkeit der lokalen Gesteinsabfolge und dem Temperaturgradienten in vertikaler Richtung. Die entsprechenden Werte sind in der Wärmeflusskarte (Fig. 3.8-1) dargestellt, womit sich nun Zonen erhöhten Wärmeflusses abgrenzen lassen.

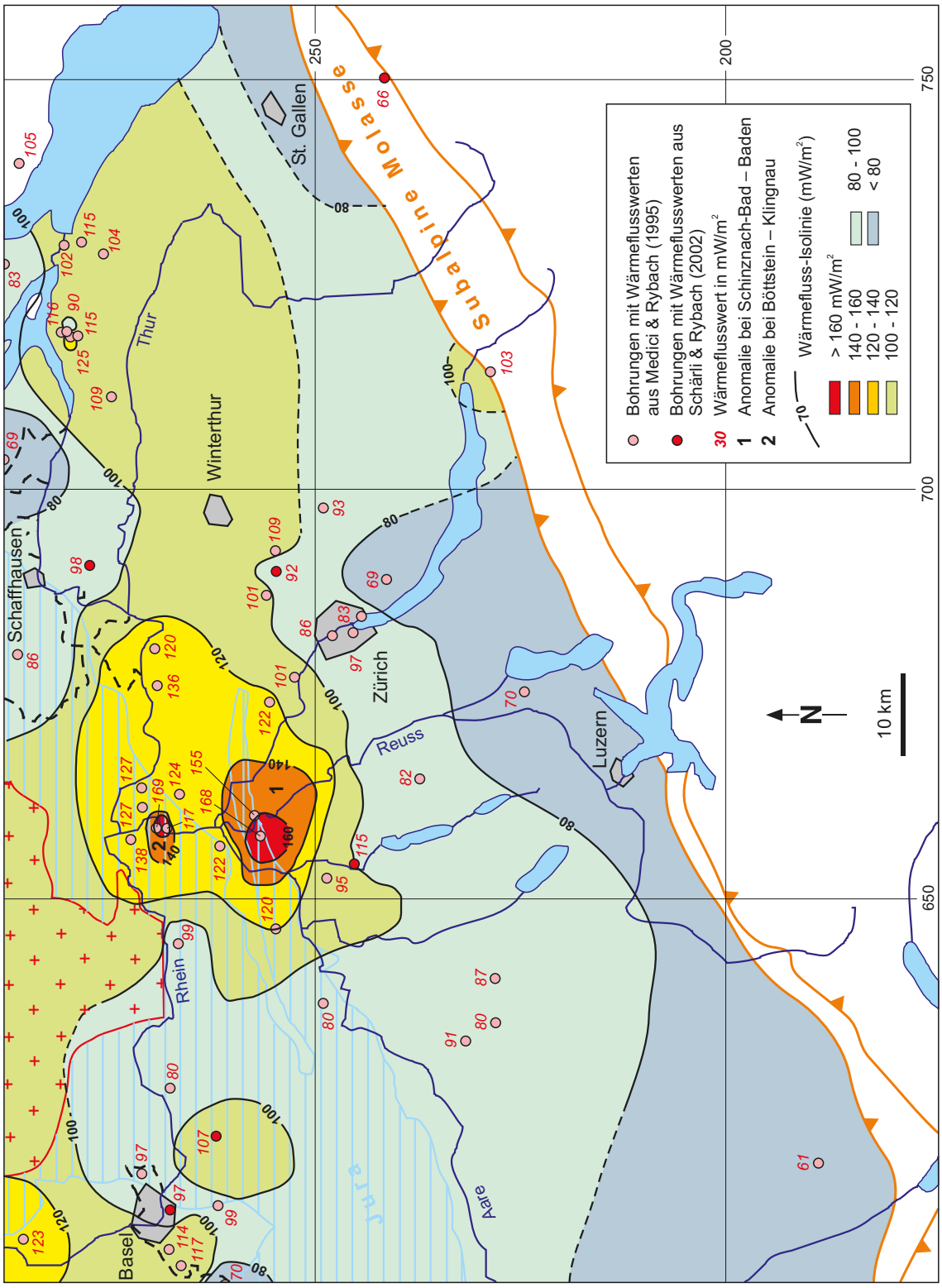


Fig. 3.8-1: Wärmeflusskarte der Nordschweiz; detaillierter Datensatz mit Identifikation der Bohrungen.

Aus Schärli & Rybach (2002).

3.8.2 Interpretation der Wärmeflusskarte

Die Karte zeigt eine graduelle Zunahme des geothermischen Wärmeflusses von SSE (Alpennordrand, Werte < 80 mW/m^2) nach NNW bis etwa zum Rhein (100–120 mW/m^2), d.h. die Richtung der Zunahme verläuft etwa senkrecht zum Streichen der Alpenfront resp. des Molassebeckens. Dieses regionale Bild wird überlagert durch zwei Zonen mit erhöhtem Wärmefluss, wo Werte bis 170 mW/m^2 erreicht werden.

Eine ausgedehnte positive Anomalie mit Wärmeflusswerten > 120 mW/m^2 liegt in der zentralen Nordschweiz zwischen dem Rhein und dem Zusammenfluss von Aare, Reuss und Limmat. Innerhalb dieser Anomalie lassen sich zwei lokale Zonen mit Wärmeflusswerten von über 160 mW/m^2 abgrenzen. Die eine liegt am Südrand des östlichsten Faltenjuras zwischen Bad Schinznach und Baden (Zone 1), die andere im unteren Aaretal bei Böttstein–Klingnau (Zone 2). Nördlich von Basel sind die Wärmeflusswerte im Bereich des Oberrheingrabens ebenfalls erhöht.

Nach Schärli & Rybach (2002) lassen sich diese Zonen erhöhten Wärmeflusses nur durch den advektiven Wärmetransport aufsteigender Tiefengrundwässer entlang tektonischer Störungen erklären, bei allerdings sehr geringer Fliessrate. Aufgrund der geologischen bzw. der tektonischen Situation der beiden Zonen mit erhöhtem Wärmefluss kann diese Hypothese der aufsteigenden Tiefengrundwässer als plausibel betrachtet werden. Zumindest für die Zone 1 gibt es in den oberflächennah gefassten Thermalquellen von Baden/Ennetbaden hydrochemische Evidenzen für die Beimischung von Tiefengrundwässern aus dem Grundgebirge (Kap. 3.7.5).

Beide lokalen Anomalien liegen über dem südlichen bzw. nördlichen Rand des Permokarbontrogs (Weiach-Trog), dessen Randzonen durch nordvergente bzw. südvergente Sockelsprünge (Sprecher & Müller 1986) geprägt sind. Der Permokarbontrog weist gegenüber dem kristallinen Grundgebirge eine bedeutend geringere hydraulische Durchlässigkeit auf (Thury et al. 1994) und wirkt daher als Barriere für aufsteigende Tiefenwässer. Die geographische Situation der Anomalien lässt sich nicht nur durch ihre Lage über den Randzonen des Permokarbontrogs mit tiefgreifenden tektonischen Störungszonen erklären, sondern auch durch die Potenzialdifferenz zwischen der jeweiligen Infiltrations- und der Exfiltrationszone (Thury et al. 1994).

So liegt die südliche Anomalie von Bad Schinznach–Baden im Bereich nordvergenter Sockelsprünge des Permokarbontrog-Südrands sowie zahlreicher Aufschiebungen des Faltenjuras, und gleichzeitig besteht aber auch eine hohe Potenzialdifferenz gegenüber den vermuteten Infiltrationsgebieten am Alpennordrand.

Als Infiltrationsgebiet für die Tiefenwässer, welche die nördlich des Permokarbontrogs liegende Wärmeanomalie von Böttstein–Klingnau und in abgeschwächter Form auch eine solche bei Weiach–Eglisau (136 und 120 mW/m^2) bewirken, gelten Kristallinzonen des Südschwarzwalds. Die beachtliche Höhen- und damit Potenzialdifferenzen zwischen dem Infiltrationsgebiet im Südschwarzwald und dem untersten Aaretal dürften zusammen mit der tektonischen Situation (Trogrand & Vorwaldstörung, s. Beil. 3.2-1) der Grund für den hohen, bei Böttstein–Klingnau gemessenen Wärmefluss sein. Entlang des Permokarbontrogs gegen Osten nimmt die Potenzialdifferenz ab. In gleicher Richtung zeigt auch die Karte geringere Wärmeflusswerte.

3.8.3 Regionale geothermische Verhältnisse: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Auf Grund der Auswertung von insgesamt 59 Bohrungen konnte eine regionale Darstellung der geothermischen Verhältnisse erarbeitet werden. Dabei wurde nicht nur der vertikale Temperaturgradient berücksichtigt, sondern auch der effektive Wärmefluss berechnet.

- Innerhalb der weiträumig relativ ausgeglichenen Verhältnisse können im Raum unteres Aaretal grössere geothermische Anomalien lokalisiert werden, welche durch aufsteigende Tiefengrundwässer erklärbar sind.
- Im Gebiet des Zürcher Weinlands ist keine Zone mit erhöhtem Wärmefluss zu erkennen. Die Werte liegen unter 100 mW/m^2. Hier gibt es keine Hinweise auf aufsteigende Tiefengrundwässer, und es gibt auch keine Hinweise auf rezente magmatische Aktivitäten im Untergrund.

3.9 Rohstoffvorkommen

Bei der Evaluation von Standorten für ein geologisches Tiefenlager ist das Vorhandensein möglicher abbauwürdiger mineralischer Rohstoffe bzw. nutzbarer Mineral- und Thermalwässer sowie das geothermische Potenzial (vgl. Kap. 3.8) zu prüfen und zu beurteilen. Dabei geht es um die Frage möglicher Interessenskonflikte zwischen der Erstellung eines geologischen Tiefenlagers sowie der Nutzung von Ressourcen untertage. Im ersten Zwischenbericht zur Sedimentstudie (Nagra 1988) wurde diese Frage aufgrund des Wissensstandes, d.h. der damals nachgewiesenen und vermuteten Rohstoffvorkommen im regionalen Rahmen, ausführlich diskutiert. Im vorliegenden Kapitel werden diese Ergebnisse rekapituliert und durch den seitherigen Erkenntniszuwachs aus regionaler und lokaler Erkundung sowie aus gezielten Prospektionsversuchen ergänzt. Eine weiterführende Gesamtübersicht über die Rohstoffvorkommen des Kantons Zürich findet sich in Bolliger et al. (1999).

3.9.1 Kohle und Kohlegas

Im Rahmen der regionalen Erkundung des Gebiets zwischen dem unteren Aarelauf und dem Bodensee (Naef et al. 1995) wurde ausgehend von der Bohrung Weiach die mögliche Verbreitung der dort nachgewiesenen Kohleflöze (Flamm- bis Fettkohle) in den Permokarbonsedimenten untersucht (Diebold 1988). Aufgrund dieser mutmasslichen Verbreitungsgebiete und der Tiefenlage der (seismischen) Anzeichen von Kohleflözen konnten Aussagen über die grundsätzlich in Frage kommenden Explorationsgebiete gemacht werden. Dabei ist für die Gewinnung des Rohstoffs zu unterscheiden zwischen dem konventionell-bergmännischen Kohleabbau und der Kohleflözentgasung in situ.

Konventioneller Bergbau für die Ausbeutung der Kohleflöze im Permokarbontrog ist bei den gegebenen Tiefen der mutmasslichen Vorkommen aus heutiger Sicht unwahrscheinlich. Denn es bestehen Möglichkeiten zur Nutzung des Kohlegases von der Erdoberfläche aus, indem es – auf ähnliche Weise wie bei konventioneller Erdgasgewinnung – mittels Tiefbohrungen gefördert wird. Diese Methode findet in den USA seit den 80er Jahren Anwendung in den *coalbed methane*-Projekten. Die Tiefe der bisher auf diese Weise erschlossenen Kohlevorkommen bewegt sich überwiegend im Bereich von weniger als 1'500 m; in grösseren Tiefen häufen sich technische Schwierigkeiten. Auf die Verhältnisse der Nordschweiz übertragen bedeutet dies aufgrund des heutigen Standes der strukturellen Erkundung, dass sich die Höffigkeit auf einen Gebietsstreifen etwa nördlich einer Linie Baden–Weiach–Stein am Rhein beschränkt.

3.9.2 Kohlenwasserstoffe

In rund vierzig Jahren der Erdöl- und Erdgasexploration wurden im Untersuchungsgebiet (unteres Aaretal bis Bodensee), das z.Z. zur Konzession der SEAG (Aktiengesellschaft für schweizerisches Erdöl) gehört, in mehreren Etappen reflexionsseismische Daten akquiriert (letztmals 1990). In den nächstliegenden Explorationsbohrungen Kreuzlingen-1 (gebohrt 1962), Lindau-1 (1964), Berlingen-1 (1964) und Herdern-1 (1982) wurden bisher keine produzierbaren Kohlenwasserstoffvorkommen gefunden. Als Grund für die Misserfolge sind einerseits unbefriedigende Eigenschaften der Speichergesteine (geringe Permeabilitäten) in den mesozoischen Zielhorizonten zu nennen, anderseits ist die strukturelle Integrität der getesteten Hochlagen fraglich. Nach den erfolglosen Explorationsbemühungen wurde die Swisspetrol-Holding AG im Jahr 1994 liquidiert und die existierenden Daten der verbleibenden, neu strukturierten SEAG übertragen.

Keine der erwähnten SEAG-Bohrungen hat das unter dem Mesozoikum liegende Permokarbon durchteuft. Die Nagra-Bohrungen Weiach (gebohrt 1983) und Riniken (1983/84) durch die mächtigen Serien des Nordschweizer Permokarbontrogs (NPT) eröffneten diesbezüglich neue Perspektiven (Häring 1993). Namentlich in den tiefen Trogfüllungen zeichneten sich sowohl potenzielle Speichergesteine als auch abdichtende Formationen ab. Allerdings wurden damals nur geringe Anzeichen von Gasspuren festgestellt; trotzdem schrieb man in Fachkreisen den tiefen Sedimentfüllungen des NPT zumindest ein relativ hohes Potenzial für Gasvorkommen zu. Aus diesem Grund wurde im Herbst des Jahres 2000 rund 400 m nordwestlich der Nagra-Bohrung Weiach von der SEAG und einem US-amerikanischen Konsortium eine Explorationsbohrung (Weiach-2) durch das Permokarbon bis zum kristallinen Grundgebirge abgeteuft, namentlich um das allfällige Vorhandensein von Gas in Porenräumen zu erkunden (*tight gas reservoirs*, Kempter 1999). Die Tests haben keine schlüssigen Resultate erbracht.

Mit der Neuinterpretation der strukturellen Verhältnisse im Grundgebirge aufgrund der Analyse der Bohrung Benken (Nagra 2001) und der 3D-Seismik gewinnt auch das Bild in bezug auf allfällige Ressourcen schärfere Konturen (Birkhäuser et al. 2001 Fig. 4.19). Der zentrale Sockelbereich des Weinlands besteht aus kristallinem Grundgebirge. Als südliche Begrenzung des Kristallins wird ein Übergang in die Schulter des Riniken-Weiach-Trogs vermutet, dessen Fortsetzung sich nach Osten abzeichnet (Permokarbonvorkommen der Bohrung Dingelsdorf). Im Norden der kristallinen Zone im Weinland lässt die Seismik bezüglich des Sockels keine schlüssige Interpretation zu; Permokarbon kann indes nicht ganz ausgeschlossen werden.

3.9.3 Salz

Bekannte abbauwürdige Steinsalzvorkommen liegen vor allem längs des Rheins zwischen Augst und Zurzach. Auch im Klettgau waren Prospektionsbohrungen bei Geisslingen und Oberlauchringen erfolgreich (Steinsalzlager von 3 bis 20 Meter Mächtigkeit, Bausch & Schober 1997). Erfolglos waren hingegen die Probebohrungen im nordöstlich anschliessenden Randen (Wilchingen, Siblingen, Schleitheim; Hofmann 1981). Geyer & Gwinner (1991) haben auf den damals vorhandenen Grundlagen eine Karte der mutmasslichen Verbreitung von Salzvorkommen entworfen; es zeichnete sich eine östliche Begrenzung in der Gegend von Kaiserstuhl ab. Daher durchteufte man eher überraschend mit der Bohrung Benken auf einer Länge von rund 13 Metern eine stark mit Anhydrit und Tonsteinen durchsetzte Lage von Steinsalz. Wie in Kapitel 3.2 ausgeführt, gehört dieses Salz jedoch nicht zu einer ausgedehnten, in ruhigem Milieu abgelagerten Schicht sondern ist als stark verunreinigtes Vorkommen mit lokaler Begrenzung ohne Abbaupotenzial zu betrachten.

3.9.4 Mineral- und Thermalwasser, Geothermie

Folgende Tiefenaquifere sind in der Nordostschweiz von lokaler bis regionaler Bedeutung:

- Obere Meeresmolasse (OMM)
- Untere Süsswassermolasse (USM)
- Malm
- Muschelkalk
- Buntsandstein/geklüftetes Kristallin

Ihre Nutzung für die Gewinnung von Tafelmineralwasser beschränkt sich auf die OMM ("Aqui" in der Stadt Zürich) und die USM in Eglisau (mit Beimischungen von Malm-Wasser).

Von gewisser Bedeutung sind die Tiefenaquifere der OMM als Wärmequellen. Die Wassertemperaturen reichen von 19°C (Kloten) bis 23°C (Bassersdorf). Die zurückhaltende geothermische Nutzung der tieferliegenden Aquifere hängt mit wirtschaftlichen Überlegungen zusammen. Wie zum Beispiel die Abklärungen im Auftrag der Gemeinde Weiach für die Möglichkeiten der Nutzung der Nagra-Bohrung gezeigt haben, garantiert selbst eine bereits vorhandene Tiefbohrung ihre wirtschaftliche Nutzung keineswegs (Investitionen, Transportleitungen, kritische Grösse von Verbraucherzentren etc.).

Die Darstellung der geothermischen Verhältnisse der Nordschweiz (Kap. 3.8) zeigt, wo aus heutiger Sicht tendenziell ein Potenzial für die Nutzung dieser Ressource zu erwarten ist. Mit einem Schwerpunkt beim Zusammenfluss von Aare, Reuss und Limmat und einem im untersten Aaretal schwächt sich die Wärme-Anomalie nach Osten ab.

3.9.5 Rohstoffvorkommen: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Der Gesteinsuntergrund in der Nordostschweiz gehört zu den geologisch besterkundeten Gebieten des Landes. Dazu beigetragen haben zur Hauptsache rund vier Jahrzehnte Kohlenwasserstoffexploration sowie die Untersuchungen der Nagra. Aufgrund der vorliegenden Kenntnisse ergeben sich bezüglich denkbarer Nutzungskonflikte mit einem geologischen Tiefenlager im Zürcher Weinland folgende Aussagen:

- Konventioneller Bergbau für die Ausbeutung von Kohleflözen im Permokarbontrog ist in den Tiefen der mutmasslichen Vorkommen aus heutiger und auf lange Sicht unwahrscheinlich. In-situ-Kohleflözentgasung wäre allenfalls südlich des Untersuchungsgebiets denkbar (Rand des Weiach-Trogs).
- Die Suche nach "unkonventionellen" Gasvorkommen (*tight gas reservoir*) war bisher erfolglos. Aufgrund der bisherigen Erfahrungen kämen dafür höchstens Bereiche der tiefen Tröge, d.h. weit südlich des Zürcher Weinlands, in Frage.
- Das Salzvorkommen in der Bohrung Benken ist keine Ressource (geringe Ausdehnung, grosse Tiefe, ungenügende Qualität).

Das Zürcher Weinland ist aufgrund der Wärmeflussverteilung für die konventionelle geothermische Nutzung nicht prädestiniert.

3.10 Geologische Entwicklungsgeschichte und heutige geologische Verhältnisse in der Nordostschweiz: Zusammenfassung der wichtigsten generellen Erkenntnisse

Für das Gebiet Nordostschweiz wurde eine umfassende Analyse der Explorations- und Forschungsarbeiten der Nagra, der Kohlenwasserstoff- und Rohstoffindustrie, der Wasserwirtschaft und der Hochschulen durchgeführt, welche folgende übergeordnete Schlussfolgerungen ergibt (detailliertere Schlussfolgerungen am Schluss der fachspezifischen Kapitel):

- Die Resultate der erdwissenschaftlichen Erkundungen in der Nordostschweiz bilden eine wichtige Grundlage für das Verständnis des Untersuchungsgebiets im Zürcher Weinland, sowohl im oberflächennahen Bereich (detaillierte geologische Karten) wie auch in grösserer Tiefe (Tiefbohrungen sowie seismische Untersuchungen der Nagra und der Kohlenwasserstoffindustrie).
- Aufgrund der erarbeiteten Kenntnisse über den erdgeschichtlichen Werdegang der Nordostschweiz kann die weitere Entwicklung des geologischen Umfelds eines Tiefenlagers in der nächsten Million Jahre und darüber hinaus plausibel abgeschätzt werden.
- Aufgrund der regionalen Kenntnisse lassen sich Randbedingungen für detailliertere, standortspezifische geologische und hydrogeologische Modelle herleiten.
- Das Untersuchungsgebiet im Zürcher Weinland ist auch im gesamtschweizerischen Quervergleich günstig bezüglich Lithologie, Tektonik, Hebung und Erosion, Seismizität, Hydrogeologie, Wärmefluss und Rohstoffe.

4 Geologische und hydrogeologische Verhältnisse im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland

4.1 Einleitung

Die in Kapitel 3 zusammengefassten Kenntnisse über die geologischen Verhältnisse in der Nordostschweiz bilden eine regional tragfähige Basis für die nachvollziehbare Abgrenzung und Beurteilung möglicher Standortgebiete in ihrer erdgeschichtlich geprägten Gesamtsituation. Der Eignungsnachweis eines Standortgebiets kann sich daher auf lokal fokussierte Erkundungen stützen, die allerdings einen vergleichsweise hohen Detaillierungsgrad erfordern. Diesem Anspruch wurde mit der Kombination von 3D-seismischer Erkundung im Zürcher Weinland und einer Sondierbohrung (Benken) Rechnung getragen.

Ein wesentliches Ziel der lokalen seismischen Erkundung war die lückenlose räumliche Darstellung der Wirtgesteinseinheit (Tiefenlage, laterale Ausdehnung, Mächtigkeit, als Grundlage für den Standortnachweis) und sie möglicherweise beeinflussende Störungszonen. Die Verknüpfung der bohrlochgeologischen und -geophysikalischen Befunde mit dem seismischen Abbildungscharakter der mit 3D-Seismik detailliert analysierten Schichten, insbesondere des Wirtgesteins und der Rahmengesteine, erlaubt Aussagen über deren fazielle Ausbildung innerhalb des Untersuchungsgebiets.

Während die seismische Aufnahme im Wesentlichen die räumliche Verfügbarkeit des Wirtgesteins erkunden sollte, lag der Schwerpunkt der Bohrung Benken als zentralem geologischem Aufschluss, in der Abklärung seiner bau- und sicherheitstechnischen Eigenschaften. Projektbezogen von besonderer Bedeutung waren zudem folgende Abklärungen:

- Erfassung der Mächtigkeit, der Schichtlage, der Ausbildung der erbohrten Sedimentgesteine, insbesondere des Wirtgesteins und der Rahmengesteine sowie möglicher Klüfte und Störungen (Kap. 4.2 und 4.3).
- Erkundung des Spannungsfelds und der Temperaturverhältnisse im Wirtgestein (Kap. 4.4 und 4.5).
- Erkundung der hydrogeologischen Eigenschaften des Wirtgesteins und der Rahmengesteine (Kap. 4.6) einschliesslich der hydrochemischen Zusammensetzung und Entstehung der Porenwässer und der Tiefengrundwässer (Kap. 4.7 und 4.8).

Die Eigenschaften des Wirtgesteins (felsmechanische Eigenschaften, Diffusionsparameter) werden in Kapitel 5 behandelt. Die im vorliegenden Kapitel dargestellten Ergebnisse sind essenziell für die Beurteilung der Wirtgesteins- und Standorteignung und stellen eine wichtige Grundlage für das lokale hydrogeologische Modell (Kap. 6) und für den geologischen Datensatz (Kap. 9) dar. Zudem erlauben sie eine Bewertung der Übertragbarkeit von Daten, die in nicht standortgebundenen Untersuchungen, namentlich im Felslabor Mont Terri erhoben worden sind.

4.2 Struktureller Aufbau

4.2.1 Überblick

In den Kapiteln 3.4 und 3.5 wurde der grossräumige geologisch-tektonische Rahmen abgesteckt und anhand einer tektonischen Übersichtskarte sowie mit geologischen Übersichtsprofilen dargestellt (Beil. 3.2-1 bis 3.2-3). In Kapitel 4 wird nun auf das Untersuchungsgebiet "Zürcher Weinland" fokussiert, welches mit flächendeckender 3D-Seismik im Detail untersucht wurde

(Birkhäuser et al. 2001). Zusammen mit den Ergebnissen der Tiefbohrung Benken bilden diese Seismikdaten die Grundlage für die folgenden Ausführungen. Die geodynamische Interpretation der lokalen Verhältnisse erfolgt unter Berücksichtigung der bisherigen Kenntnisse zur Geologie der Nordschweiz und Umgebung (Kap. 4.2.5, vgl. Müller et al. 2002).

Figur 4.2-1 zeigt eine tektonische Übersicht des Zürcher Weinlands und seiner Umgebung, wie sie im Bereich der vom Quartär freigelegten Felsoberfläche konstruiert werden kann.

Das Zürcher Weinland ist Teil des Molassebecken-Nordrands, wo die mehrheitlich NW–SE-streichenden Verwerfungen des Schwarzwald-Tafeljuras (Neuhauser und Randen-Störung) mit den vorwiegend WSW–ENE-streichenden, d.h. beckenparallelen Elementen der Molassezone interferieren (Flexur von Rafz–Marthalen, Rüdlinger Flexur, Baden–Irchel–Herdern-Lineament; vgl. Kap. 3.4.2 und Beil. 3.2-1). An der Randen-Störung wurde ein maximaler Vertikalversatz von ca. 250 m ermittelt; alle anderen Strukturen weisen wesentlich geringere Versätze von wenigen bis einigen Dekametern (generell < 100 m) auf.

Dieses Strukturmuster des jüngeren Deckgebirges ist im Wesentlichen ein vereinfachtes Abbild der Zergliederung im Sockel, welche von einem aus dem Paläozoikum ererbten Strukturplan bestimmt wird (s. Kap. 3.4). Dies zeigt sich in allen regionalen Seismiklinien. Die lokale 3D-Seismik des Zürcher Weinlands zeichnet sich aber durch ein äusserst ruhiges Reflektorbild ab (s. Fig. 4.2-2), wo nur sehr untergeordnet Strukturelemente dieses regionalen tektonischen Rahmens erkannt werden können. Diese leichte Strukturierung des Deckgebirges nimmt zudem von der Basis bis zur Oberkante des Mesozoikums deutlich ab und ist in der darüberliegenden Molasse nicht mehr oder nur noch andeutungsweise vorhanden, deshalb können entsprechende Strukturen durch geologische Oberflächenkartierungen kaum erkannt werden.

Das durch Sockeltektonik bestimmte Strukturmuster des Deckgebirges wurde überprägt durch laterale Kompression, welche im Zusammenhang mit der alpinen Subduktion zu einer fortschreitenden Abscherung im schweizerischen Alpenvorland führte (Fig. 3.4-1 und Kap. 3.4.5). Dadurch entstand ein jüngeres, vom Sockel entkoppeltes Strukturmuster, das den Faltenjura und die Vorfaltenzone im Tafeljura charakterisiert und von SW ins Zürcher Weinland hineinstreicht (Irchel-Antiklinale). Die Nordgrenze der seismisch kartierbaren Makrostrukturen ist in Fig. 4.2-1 eingezeichnet. Sie entspricht dem Nordrand des Fernschubs (s. Fig. 3.4-1 und Beil. 3.2-1). Aufgrund weiterer Untersuchungsergebnisse, wie z.B. Kernbefunde, Spannungsmessungen im Deckgebirge und geodätischen Messungen (vgl. Kap. 3.5), kann nördlich dieser Grenze eine "neotektonische" Kompressionszone grob abgegrenzt werden.

Von all diesen Zusammenhängen ist an der Erdoberfläche im Zürcher Weinland praktisch nichts zu sehen. Die jüngste geologische Geschichte mit den quartären Eiszeiten hat dort eine Hügellandschaft mit moderatem Relief geschaffen, deren bestimmende Elemente die grossen Talläufe von Rhein und Thur sind. Ebenfalls erst in jüngster Zeit wurde die teilweise erhebliche, quartäre Übertiefung dieser Talläufe festgestellt, woraus sich ein maximales Felsrelief von ca. 500 m ableiten lässt (Fig. 4.2-3a und Fig. 4.2-3b; Müller et al. 2002). Die oft postulierte Beziehung zwischen dem Verlauf quartärer Täler und wichtigen Strukturen im Felsuntergrund wird zumindest für die Region zwischen Glatttal und Untersee nicht bestätigt.

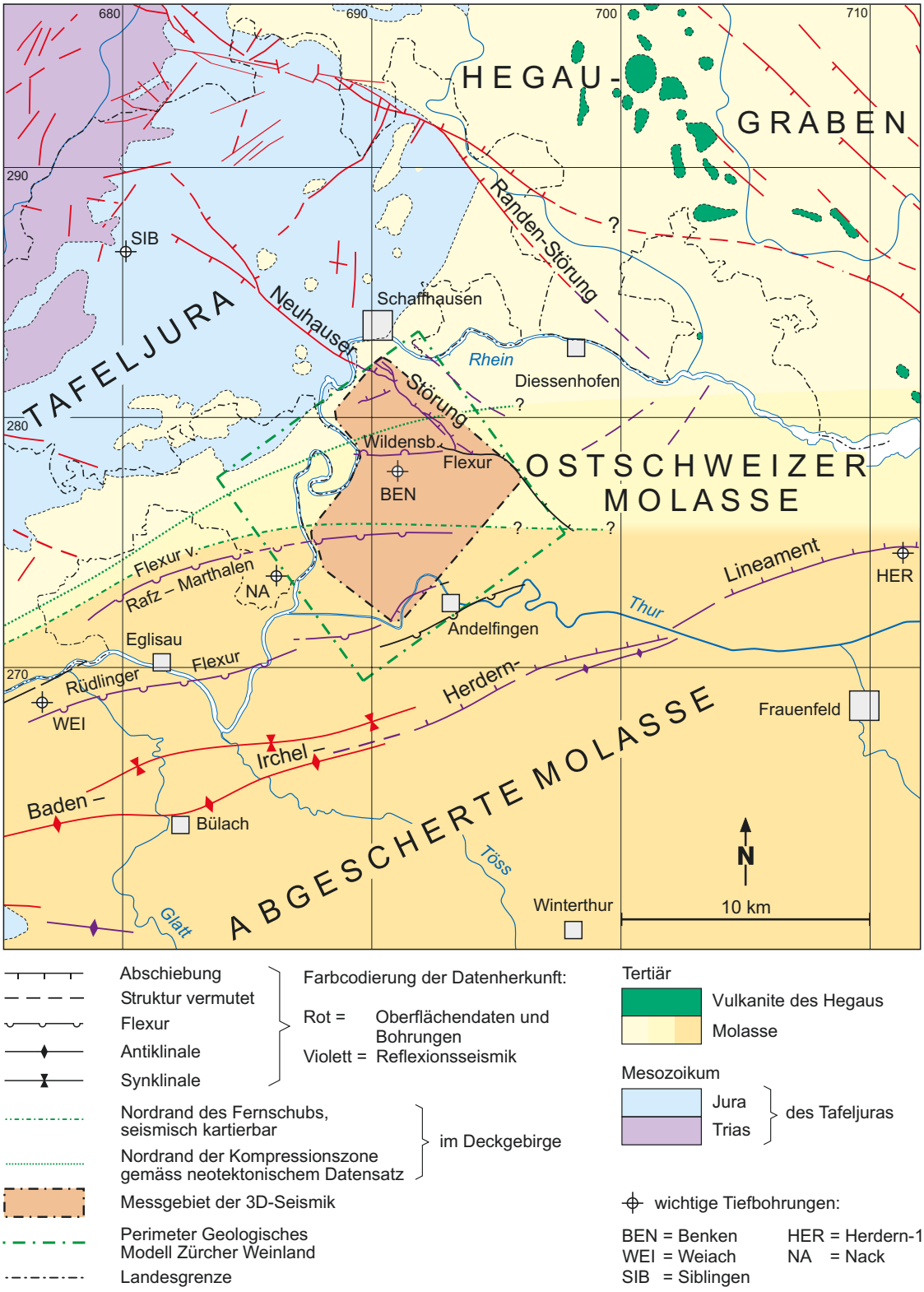


Fig. 4.2-1: Tektonische Übersichtskarte des Zürcher Weinlands und seiner Umgebung (ohne Quartär).

Unterschieden wird zwischen tektonischen Elementen, deren Verlauf und Charakter stellenweise aus Oberflächenaufschlüssen und von Bohrbefunden bekannt ist (rot), und solchen, die ausschliesslich auf der Interpretation von reflexionsseismischen Daten beruhen (violett).

Die folgenden Ausführungen zum Strukturinventar des Zürcher Weinlands konzentrieren sich auf den 10 × 10 km-Perimeter des geologischen Modells (Müller et al. 2002) und hier besonders auf das Messgebiet der 3D-Seismik (Fig. 4.2-1). Das geologische Modell charakterisiert die wichtigen Strukturelemente anhand von je sechs Profilen im Fallen und im Streichen der Schichtlage. Davon sind je zwei in den Figuren 4.2-2 und 4.2-3 dargestellt.

4.2.2 Strukturanalysen aufgrund der 3D-Seismik

In herkömmlicher Weise wird der geologische Bau eines Krustensegments mit Hilfe von geologischen Profilen und Isohypsen- oder Tiefenkarten dargestellt. Bestimmende Datenquellen sind dabei die Oberflächenaufschlüsse, Bohrungen und geophysikalischen Aufnahmen, im Wesentlichen reflexionsseismische 2D-Linien. Um ein dreidimensionales Bild des untersuchten Gebiets zu erhalten, muss der Raum zwischen diesen ein- und zweidimensionalen Primärdaten entweder linear oder anhand geeigneter stratigraphischer und tektonischer Konzepte interpoliert werden. Ein einigermassen gesichertes Abbild des Untergrunds kann in diesem Fall nur von Profilschnitten entlang seismischer Linien (von guter Qualität) erwartet werden, weshalb solche Profile auch das Schwergewicht der bisherigen Darstellungen bilden (z.B. Diebold et al. 1991, Naef et al. 1995).

Das Gerüst einer regionalen Seismikinterpretation bilden die sogenannten Markerhorizonte, eine Auswahl seismisch kartierbarer Horizonte, die sich durch eine besonders konstante, charakteristische Ausbildung über grosse Distanzen auszeichnen. Ihre geologische Bedeutung kann über Tiefbohrungen definiert und dann grossräumig interpretiert werden. Die folgenden Ausführungen beziehen sich im Wesentlichen auf die Analyse solcher Markerhorizonte, die in Form von Isohypsenkarten dargestellt werden (detaillierte Darstellungen zur Auswahl und Definition von Markerhorizonten der Nordschweiz siehe Sprecher & Mülller 1986, Diebold et al. 1991, Naef et al. 1995 und Birkhäuser et al. 2001).

Für Gebiete mit 3D-seismischen Daten wie sie 1996/97 im Zürcher Weinland erfasst wurden, kann das Vorgehen bei der Strukturanalyse dem lückenlos vorhandenen Datensatz angepasst werden. Die Bearbeitung der seismischen Daten erfolgte am Bildschirm durch eine visuelle Auswertung eines systematischen Profillinienrasters und einer anschliessenden Verdichtung mittels einer automatischen amplitudengesteuerten Interpolation ("automatic tracking"). Die vollständig interpretierten seismischen Horizontdaten können danach mit geeigneter Bildbearbeitungssoftware (Attribut-Analysen) weiter ausgewertet werden.

Das wichtigste Element der Visualisierung der geologischen Interpretation bilden im Messgebiet der 3D-Seismik die Strukturkarten der interpretierten Markerhorizonte (ausführliche Beschreibung in Birkhäuser et al. 2001). Einziger limitierender Faktor für die strukturelle wie auch seismofazielle Analyse bleibt die erreichbare Auflösungsgenauigkeit der seismischen Daten. Für das Messgebiet der 3D-Seismik im Zürcher Weinland wurde festgestellt, dass im Bereich der Zieltiefe von 250–1'200 m unter Terrain Vertikalversätze von seismischen Horizonten, die mehr als 10 m betragen, im Amplitudendisplay direkt ersichtlich sind und deshalb auf den Strukturkarten als diskrete Strukturelemente erscheinen, an denen die Isohypsen unterbrochen, d.h. versetzt sind.

Zusätzlich zur Darstellung und Interpretation beliebiger Vertikalschnitte können auch Horizontalschnitte ("time slices") und solche entlang von interpretierten Markerhorizonten ("horizon slices") durch den 3D-Datensatz analysiert werden (s. Fig. 4.2-4). Diese Schnitte geben weitere Informationen über den Verlauf und die Bedeutung von kartierten Strukturelementen sowie die lokalen Deformationen der Schichtlage.

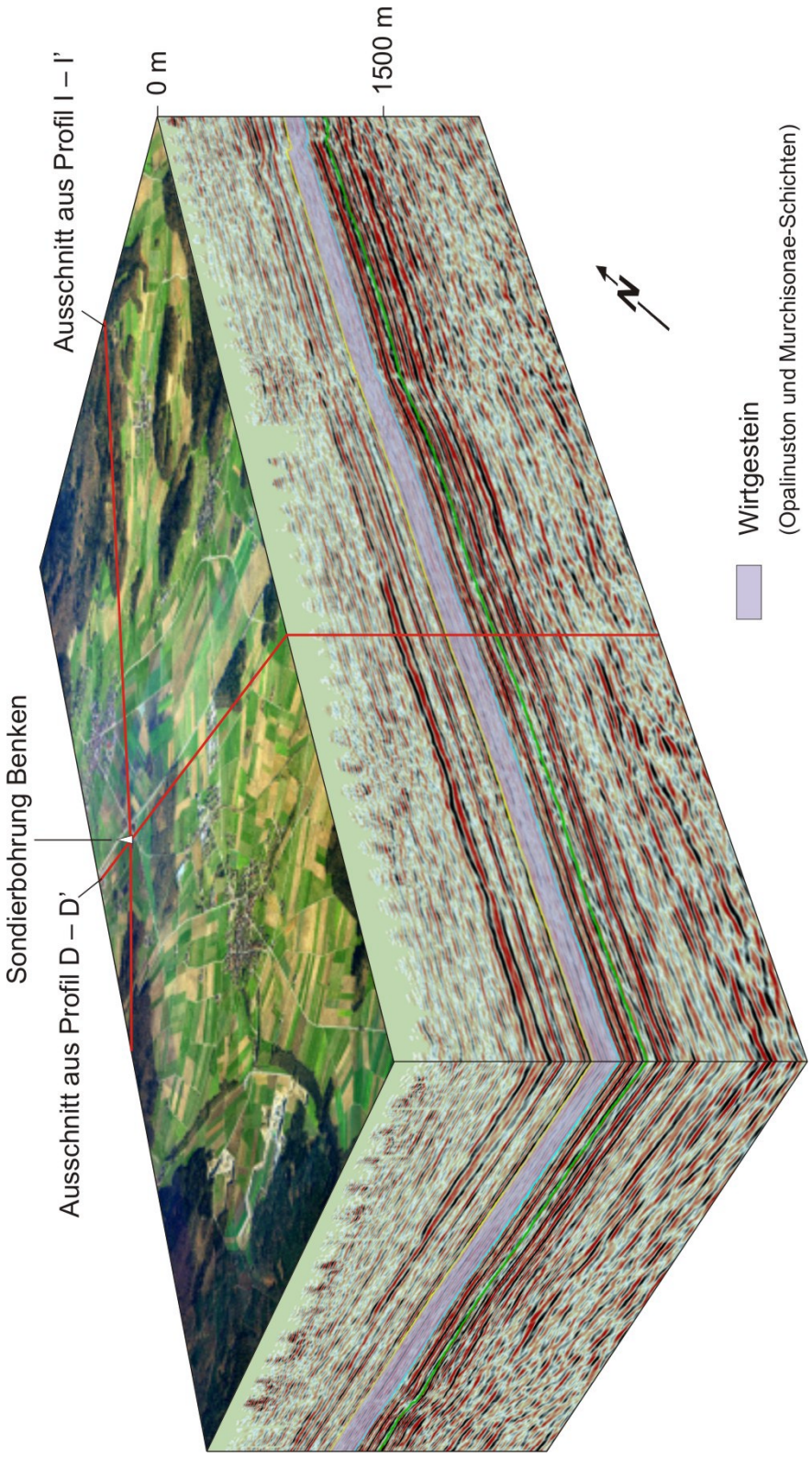


Fig. 4.2-2: Perspektivische Darstellung der interpretierten 3D-seismischen Daten im zentralen Bereich des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland.

Auf der Oberfläche der 3D-Darstellung sind die Dörfer Marthalen, Benken und Rudolfingen (v.l.n.r.) erkennbar. Geologische Profilschnitte siehe Fig. 4.2-3.

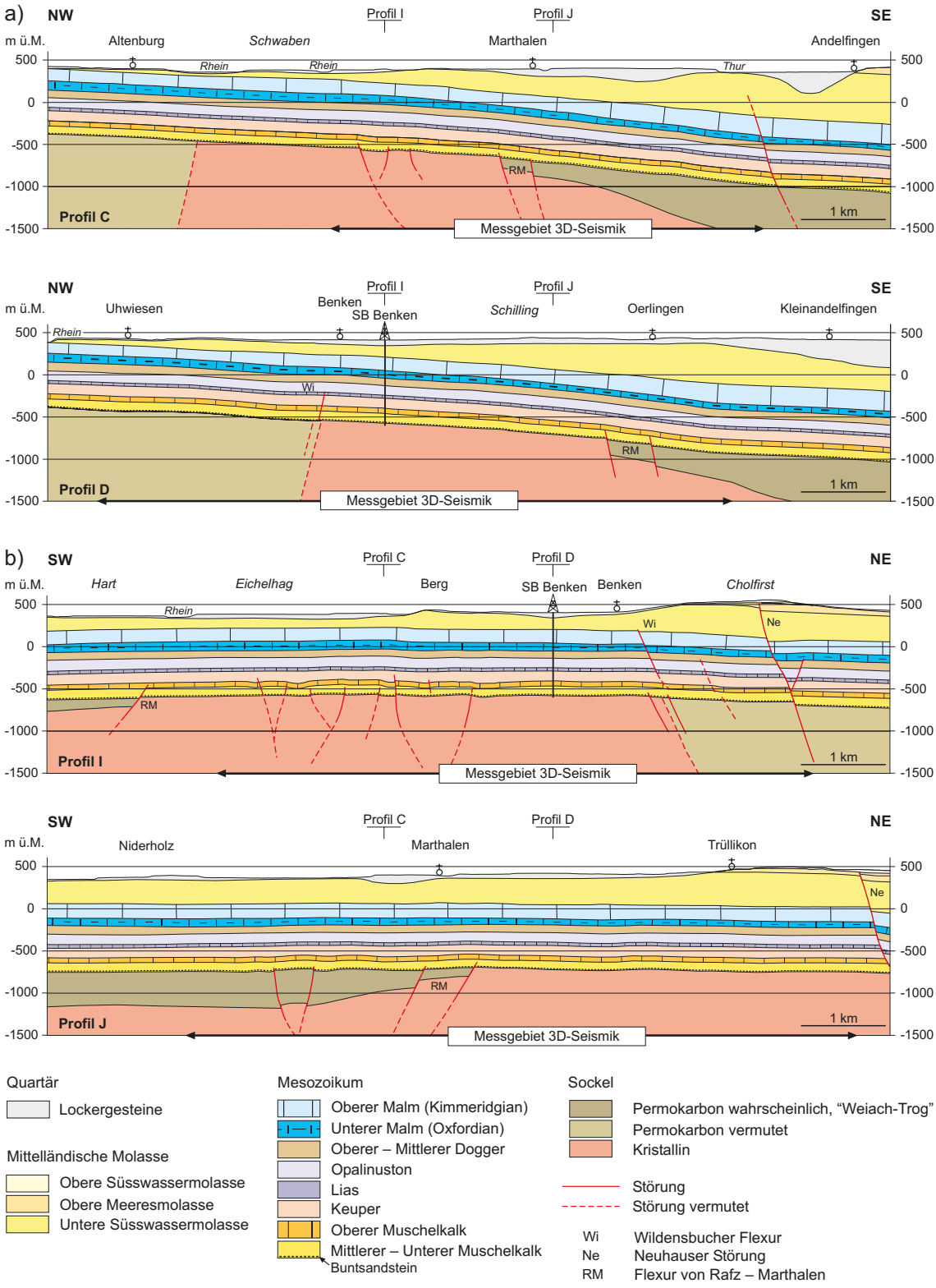


Fig. 4.2-3: Lokales geologisches Modell Zürcher Weinland.

Geologische Profile a) im Fallen, b) im Streichen. Profilspuren siehe Figur 4.2-2 und Figur 4.2-7.

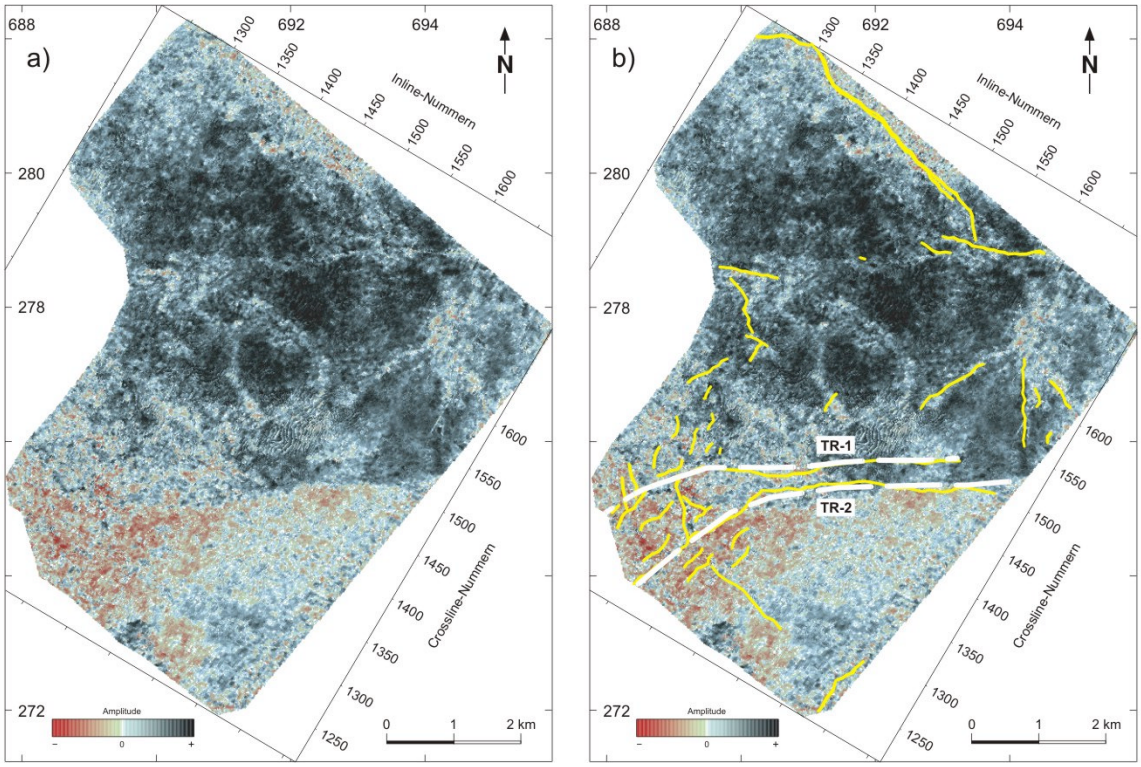


Fig. 4.2-4: Horizontscheibe der Amplituden im Bereich des Markerhorizonts "Basis Mesozoikum".

Aus Birkhäuser et al. (2001). An der Basis des Mesozoikums sind markante Wechsel der Reflexionspolarität zu beobachten. Dies äussert sich u.a. in einer E-W verlaufenden Zone, welche den Übergang von der Hochzone von Benken zum südlich angrenzenden Weiach-Trog markiert (s. Text). In der interpretierten Darstellung (rechts) erscheinen die kartierbaren Strukturen als gelbe Linien; im Bereich zwischen den weissen Linien wird die Grabenrandzone vermutet; darüber wird das Deckgebirge an einer Flexurzone leicht nach Süden abgebogen (Flexur von Rafz–Marthalen).

Besonders augenfällig treten die Möglichkeiten der Strukturanalyse von 3D-seismischen Daten bei den Attributkarten in Erscheinung. Dabei unterscheidet man zwischen Attributen, die sich direkt aus den seismischen Spuren berechnen lassen (Frequenz-, Phasen- und Amplituden-Attribute), also keine vorgängige Interpretation der seismischen Horizonte erfordern, und Attributen von kartierten Reflexionshorizonten. Figur 4.2-5 zeigt Beispiele von Dip-Attributkarten der Markerhorizonte Top Stubensandstein-Formation, Top Lias = Basis Opalinuston, Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten und Basis Mittlere Malmmergel. Die Graufärbung entspricht dem für jeden Untergrundpunkt berechneten Neigungsbetrag des jeweiligen Horizonts. Dabei gilt, je dunkler desto steiler. Bruchflächen, d.h. diskrete Versätze, erscheinen deshalb als dunkelgraue bis schwarze Zonen, während heller graue Bänder als Flexuren (Verbiegungen) zu interpretieren sind. Wird zusätzlich zum Neigungswinkel auch noch dessen Azimut berechnet und farbcodiert dargestellt, so lässt sich die Topographie und damit der heutige Deformationszustand des Horizonts bis in kleinste Details ablesen (Fig. 4.2-6). Weil die Schichten des mesozoischen Deckgebirges generell mit ca. 3–5° nach ca. SE einfallen, werden auf den Attributkarten die Neigungen von Strukturelementen, welche etwa im Streichen verlaufen, überprägt. Um dies auszugleichen, wurde auch eine Darstellung berechnet, wo dieses regionale Einfallen von allen Datenpunkten subtrahiert wurde (Fig. 4.2-6, rechts); erst in dieser Attributkarte wird eine geringfügig ausgeprägte, etwa in E–W-Richtung verlaufende Hochzone sichtbar (s. Birkhäuser et al. 2001, Kap. 4.4).

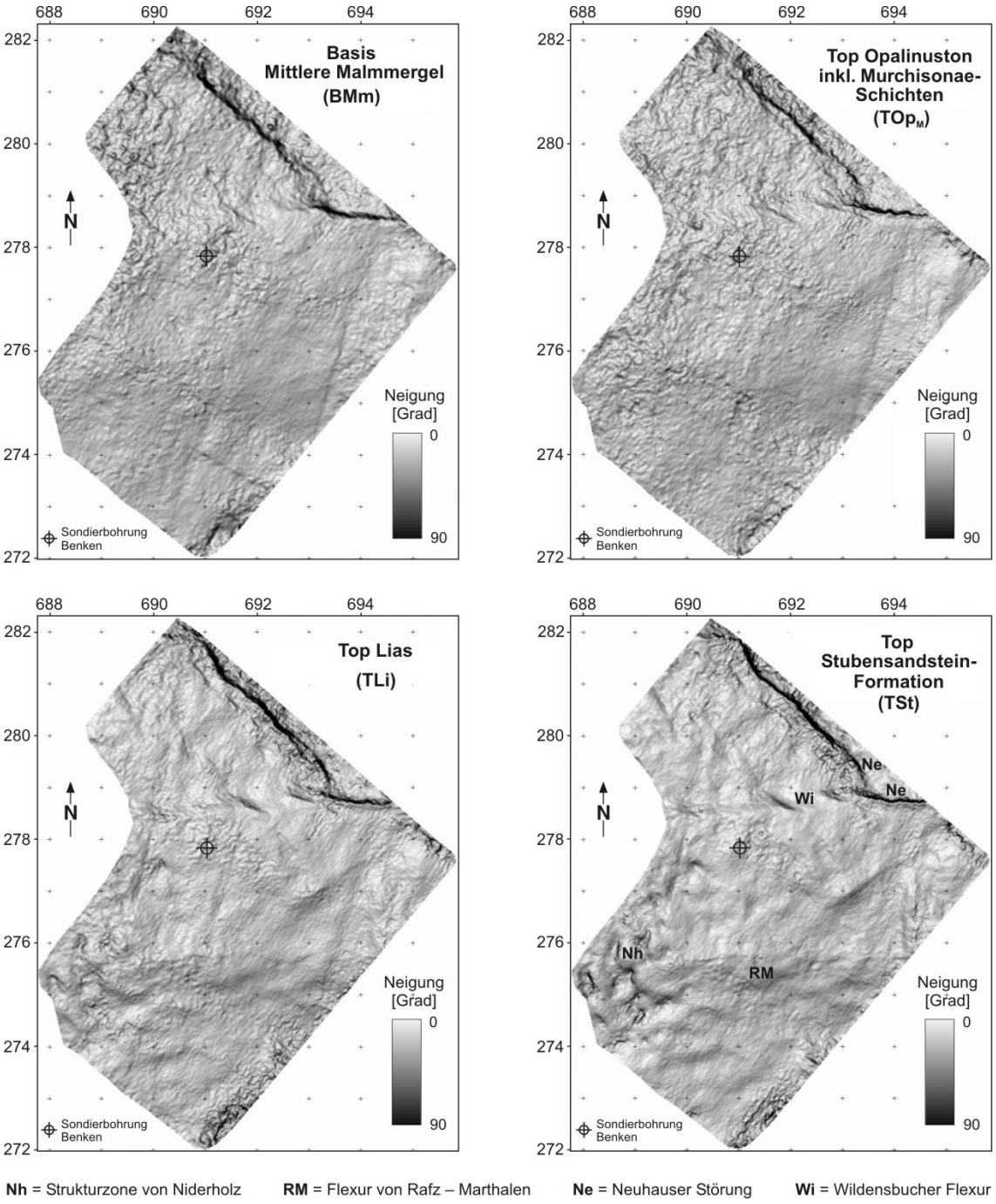


Fig. 4.2-5: Dip-Attributkarten verschiedener Markerhorizonte der 3D-Seismik.

Aus Birkhäuser et al. (2001). Sie zeigen die Erhöhung des Deformationsgrads mit zunehmender Tiefe. An der Oberkante des Wirtgesteins (Marker TOp) und im Mittleren Malm (Marker BMm) sind signifikante Störungen nur noch im Norden und ganz am Südrand zu erkennen (vgl. Fig. 4.2-7 bis 4.2-10). An der Oberkante der Stubensandstein-Formation (Marker TSt) sowie an der Basis des Wirtgesteins (Marker TLi) sind mehrere Strukturen zu erkennen.

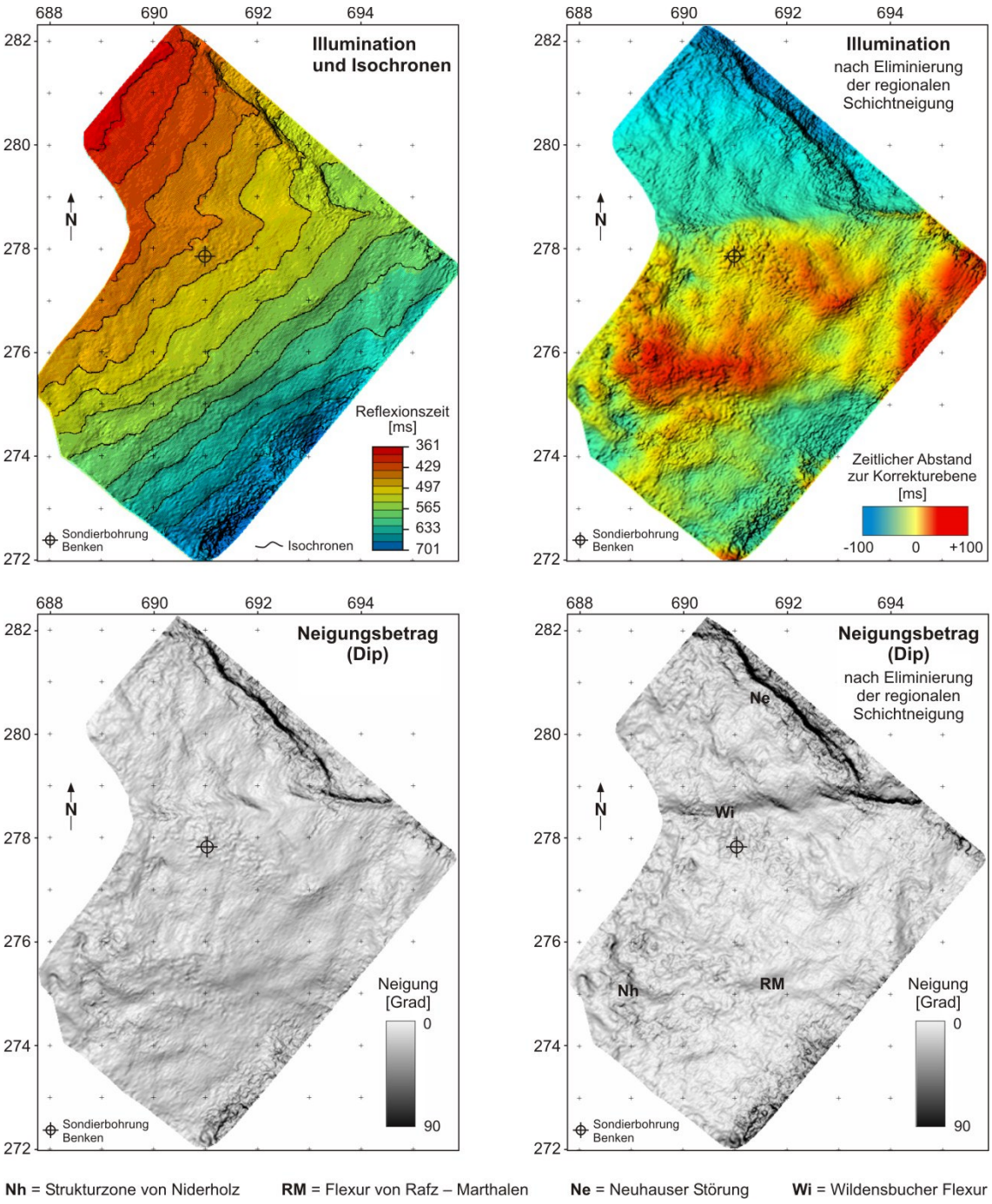


Fig. 4.2-6: Attributkarten des Top Lias (= Basis Opalinuston) ohne (links) und mit (rechts) Subtraktion der regionalen Schichtneigung.

Erklärung siehe Text.

4.2.3 Strukturkarten des Zürcher Weinlands

Um die lokalen Strukturen des 3D-Seismik-Messgebiets in einen regionalen Zusammenhang zu stellen und deren geodynamische Bedeutung zu diskutieren, wurden die Tiefenkarten in die Isohypsenkarten aus Naef et al. (1995) eingepasst. Dabei mussten die im weiteren Umfeld des

Untersuchungsgebiets liegenden seismischen Profillinien stellenweise neu interpretiert werden. Obwohl die 3D-Daten Hinweise auf Alternativen zu den bisherigen Darstellungen der regionalen Geologie und Tektonik enthalten, insbesondere im Bereich Sockel–tieferes Mesozoikum, besteht kein Anlass für eine grundlegende Revision. Am Beispiel der Strukturkarten Basis Mesozoikum, Top Muschelkalk, Top Lias und Top Malm sollen die wichtigsten Erscheinungen kurz diskutiert werden.

Die ***Strukturkarte der Basis Mesozoikum*** (Fig. 4.2-7) zeigt eine Gliederung durch grössere Abschiebungen, welche als Elemente des regionalen Strukturplans zu betrachten sind (vgl. mit Fig. 4.2-1 und Beil. 3.2-1). Im Südteil des Kartenausschnitts dominieren E–W bis ENE–WSW-streichende Verwerfungen, die als Abbild reaktivierter Elemente des Permokarbontrogs interpretiert werden. Dessen Nordrand wird durch die Basisabschiebungen der Flexur von Rafz–Marthalen (RM) markiert (vgl. Fig. 4.2-4), der Südrand zumindest des zentralen Weiach-Trogs verläuft beim Baden–Irchel–Herdern-Lineament (BIH).

Im Nordosten des 3D-Seismikgebiets verläuft die mehrgliederige Neuhauser Störung (Ne) von NW nach SE (herzynisch); ihre Bedeutung als reaktivierte Sockelstruktur ist nicht bekannt (Beschreibung s. Kap. 4.2.4 und Birkhäuser et al. 2001).

Diese regionalen Strukturen werden im Bereich des 3D-Seismikgebiets begleitet von zahlreichen Lokalstrukturen, welche einen differenzierten Strukturplan aufzeigen. Als weiteres ca. 3 km nördlich der Flexur von Rafz–Marthalen verlaufendes E–W-Element treten die gestaffelt angeordneten Basisverwerfungen der Wildensbucher Flexur (Wi) in Erscheinung; sie stehen offenbar in einem genetischen Zusammenhang mit der Neuhauser Störung. Die Wildensbucher Flexur markiert den Nordrand der in Benken erbohrten Hochzone, im Folgenden als Hochzone von Benken bezeichnet und die Flexur von Rafz–Marthalen den Südrand.

Im zentralen Bereich dieser Hochzone liegt die Basis Mesozoikum praktisch ungestört über dem Sockel aus kristallinem Grundgebirge. Sowohl im Westen als auch im Osten sind aber zwei lokale Strukturzonen erkennbar, die sich aus kurzen, steilstehenden Auf- und Abschiebungen zusammensetzen. Die östliche Zone erscheint im darüberliegenden Deckgebirge als schwache, ca. N-S-streichende Aufwölbung und wird deshalb als Antiklinale von Trüllikon (Tr) bezeichnet. Die westliche Strukturzone verläuft vom westlichsten Bruchsegment der Wildensbucher Flexur in SSW-Richtung, kreuzt dort die Verwerfungen der Flexur von Rafz–Marthalen und reicht wahrscheinlich über das 3D-Seismikgebiet hinaus nach SSW; entsprechend ihrer Lage unter Niderholz wird sie als Strukturzone von Niderholz (Nh) bezeichnet.

Der Verlauf der Isohypsen verdeutlicht das generelle Einfallen der Basis Mesozoikum nach SE, wobei die Kurvenscharung eine etwas steilere Zone südlich der Hochzone von Benken anzeigt, die dann gegen das Baden–Irchel–Herdern-Lineament (BIH) in eine flache Synklinale ausläuft. Diese übergeordnete Flexurzone, welche Ausdruck einer leichten Subsidenz des Weiach-Trogs gegenüber seiner Umgebung ist, kommt z.B. auch auf den Profilen in Figur 4.2-3a zur Geltung.

Der Strukturplan des Schlüsselhorizonts Basis Mesozoikum ist bestimmend für das Deformationsbild des darüberliegenden Deckgebirges. Es sind sowohl herzynische (Ne) wie jurassische (oder beckenparallele, alpine; RM, BIH, Wi) als auch rheinische (Tr, Nh) Elemente vertreten (s. Kap. 3.4.2). An der Neuhauser Störung sowie am Baden–Irchel–Herdern-Lineament werden maximale Verwerfungsbeträge an einzelnen Brüchen von knapp 100 m festgestellt. Die übrigen Strukturen weisen deutlich bescheidenere Versätze von bis zu 40 m auf.

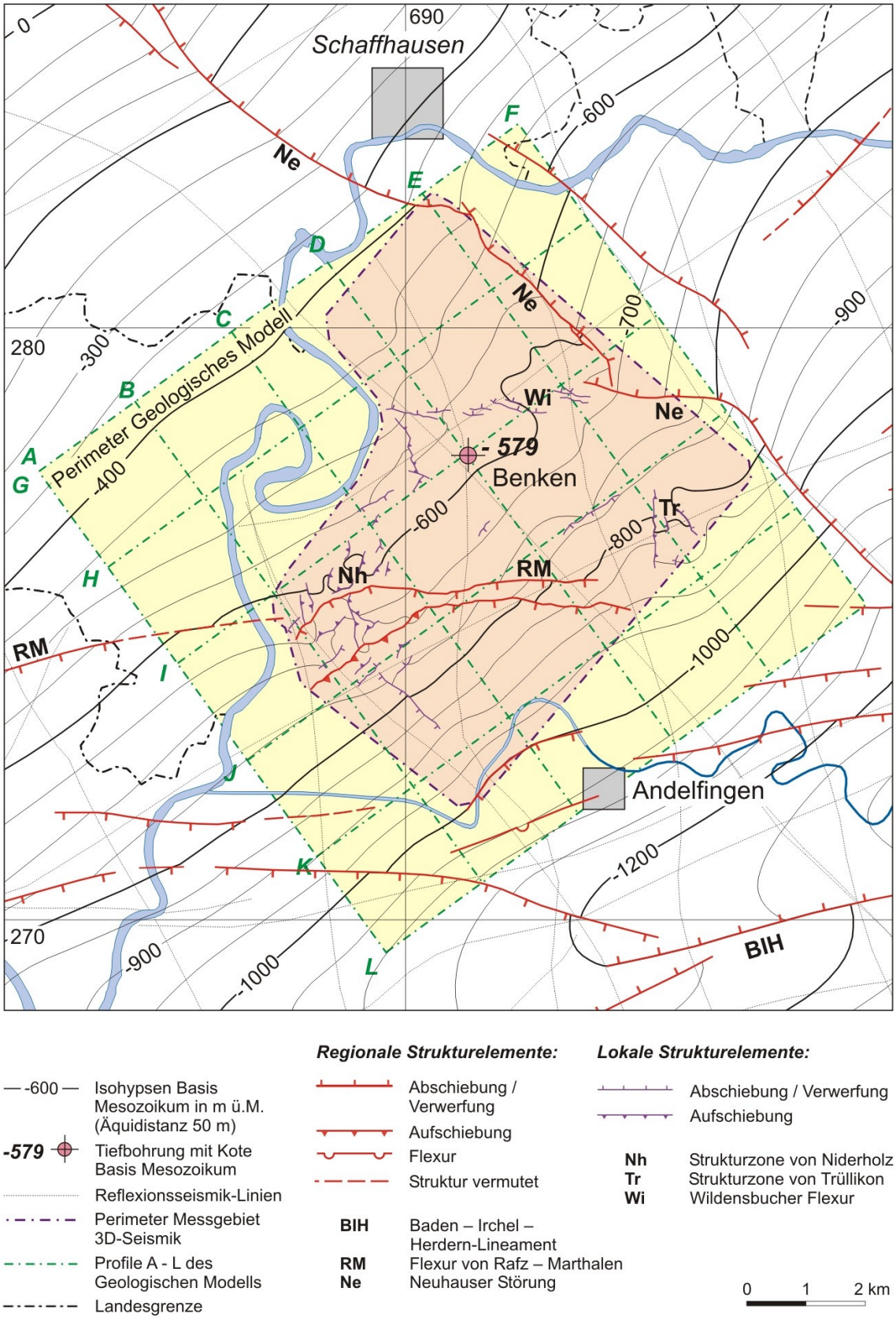


Fig. 4.2-7: Strukturkarte Basis Mesozoikum, Massstab 1:100'000.

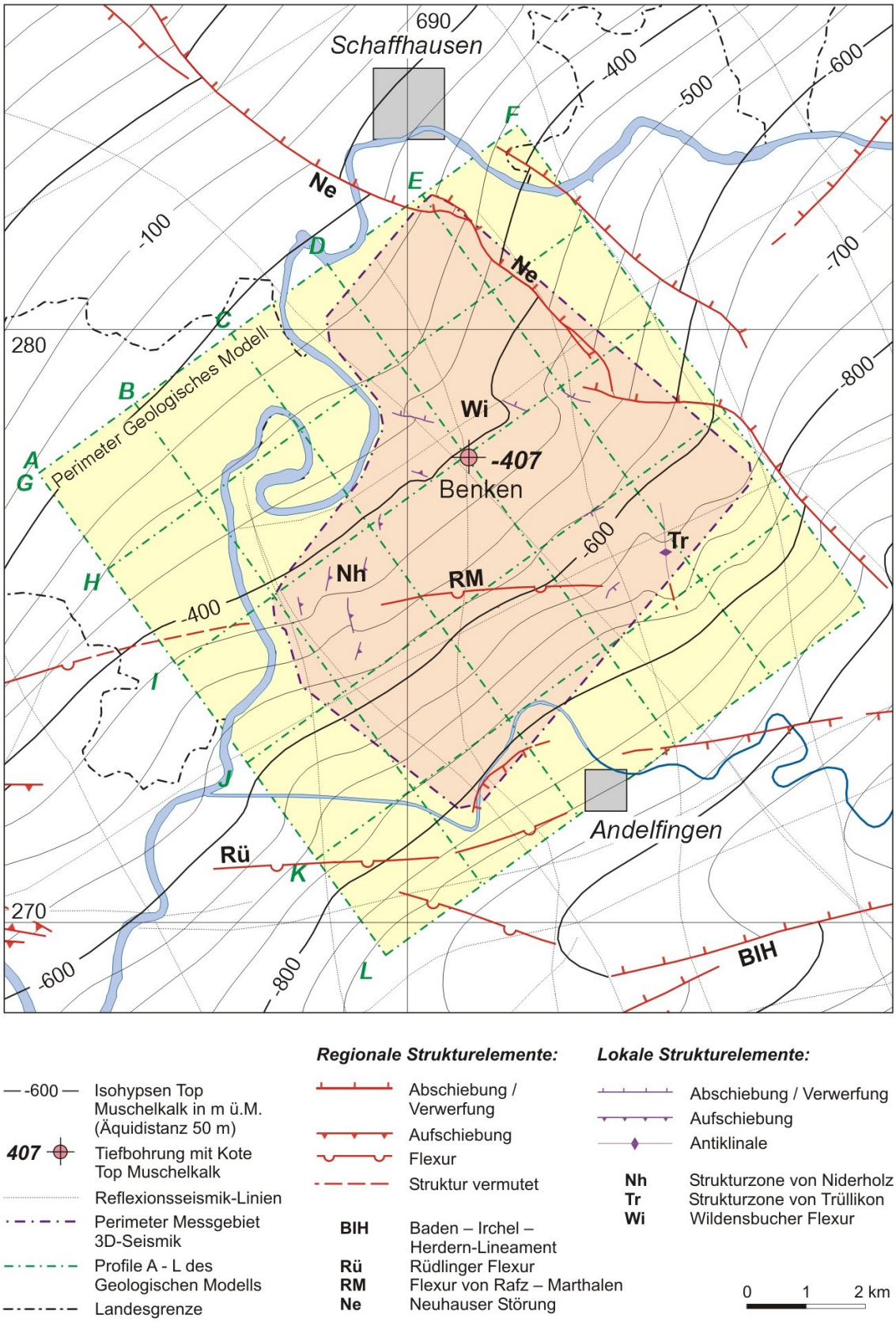


Fig. 4.2-8: Strukturkarte Top Muschelkalk (3D-Marker Unterer Gipskeuper), Massstab 1:100'000.

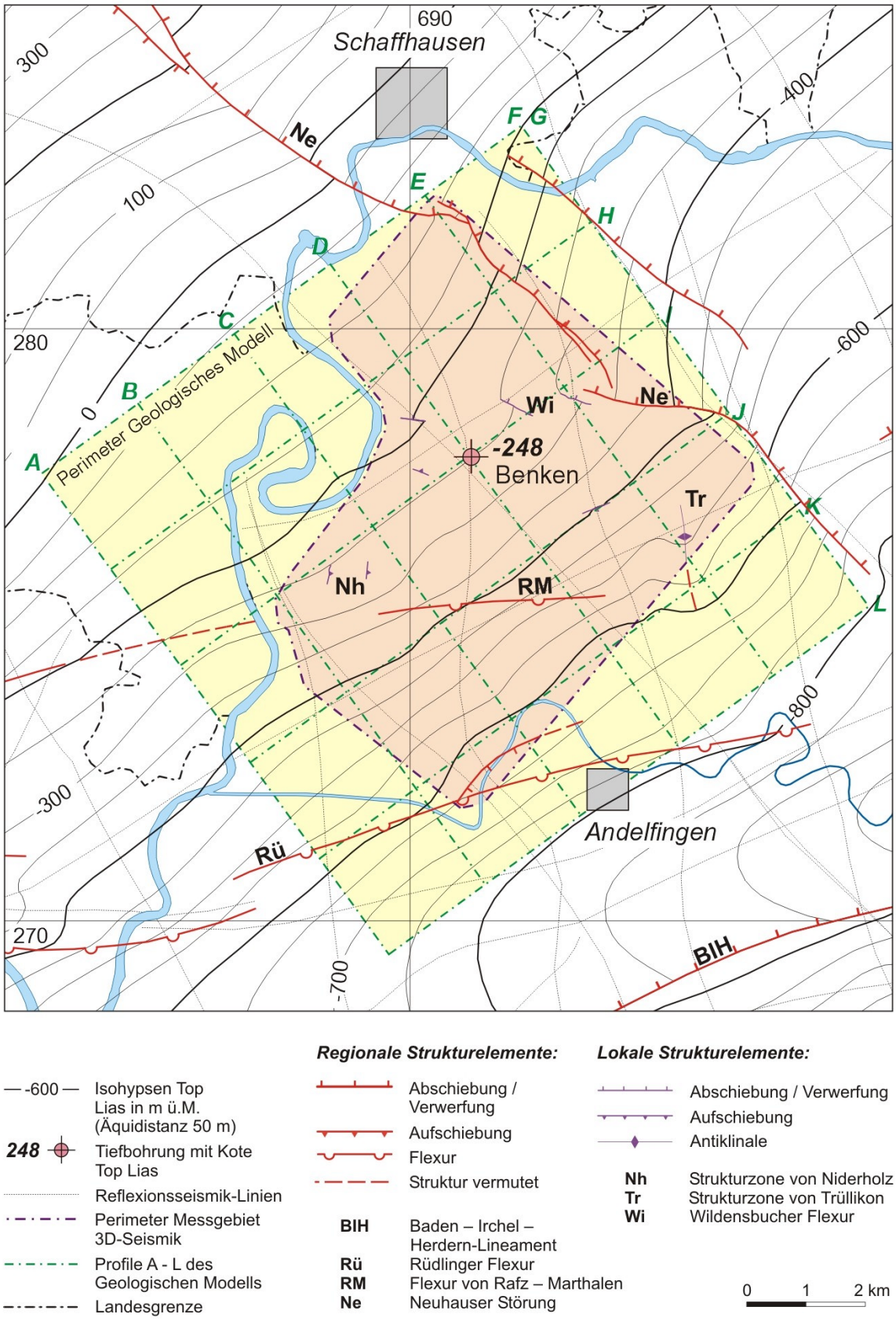


Fig. 4.2-9: Strukturkarte Top Lias (Basis Opalinuston), Massstab 1:100'000.

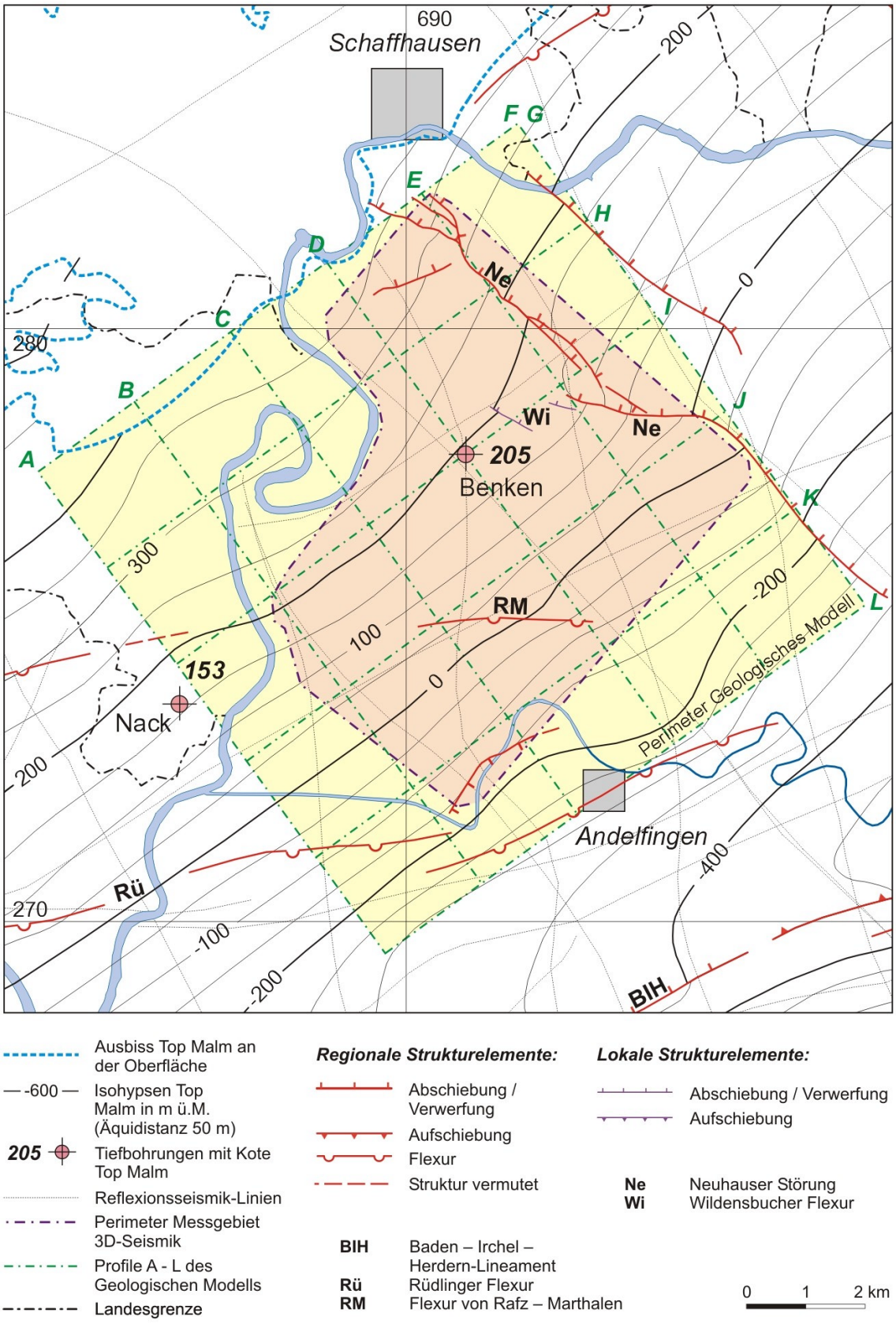
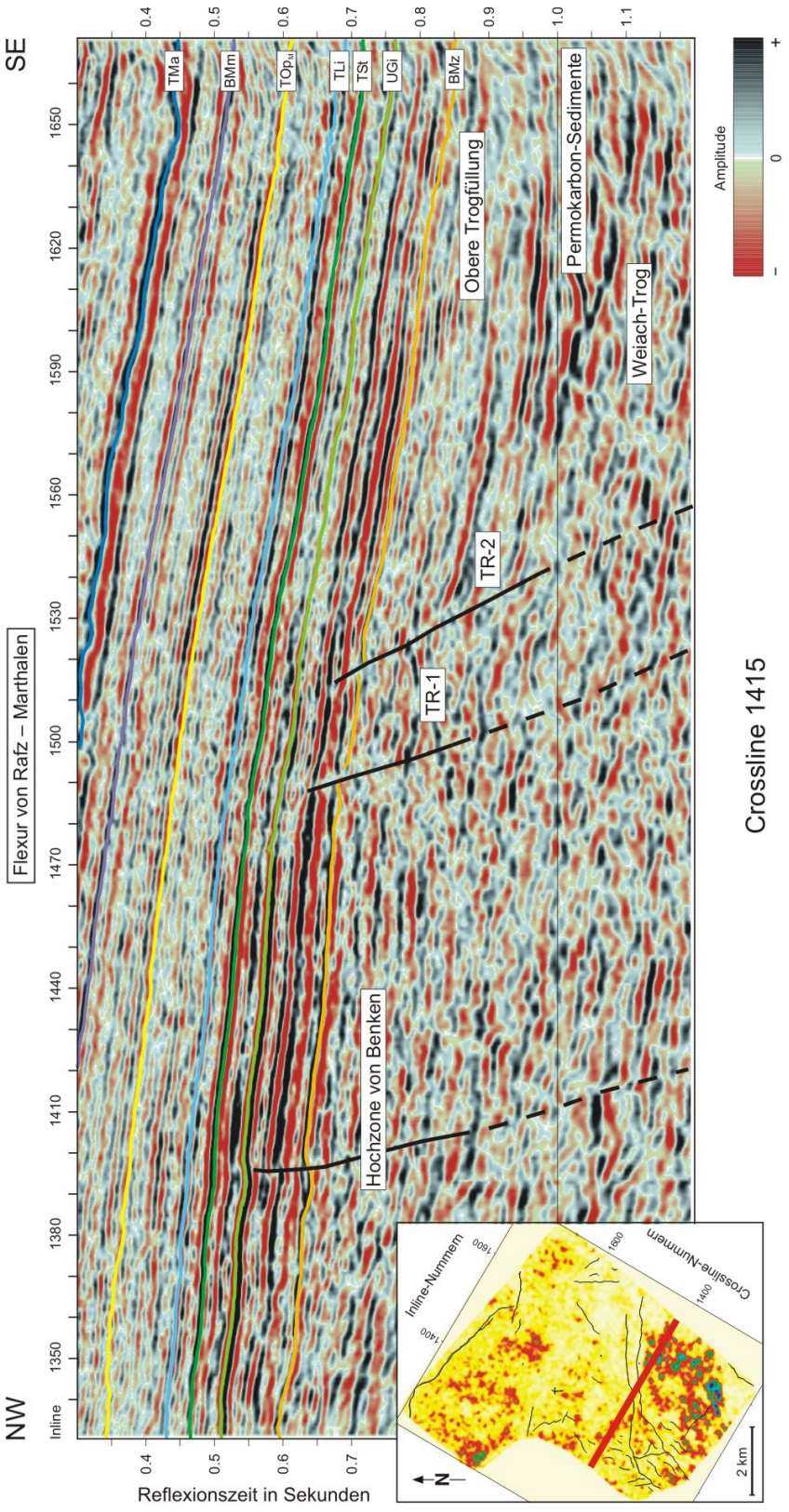


Fig. 4.2-10: Strukturkarte Top Malm, Massstab 1:100'000.



Crossline 1415 zeigt die Trograndstörungen TR-1 und TR-2, die den Weiach-Trog im Nordwesten gegen die Hochzone von Benken abgrenzen. Im unteren Teil des Weiach-Trogs, auf der rechten Seite des Profils lässt sich (bei ca. 1'000 ms Reflexionszeit) die durch hohe Amplituden charakterisierte seismische Fazies der Permokarbon-Sedimente erkennen. Im oberen Teil des Trogs sind die Amplituden niedriger; die Sedimentschichtung ist aber dennoch gut zu erkennen. In der Sondierbohrung Weiach wurde diese Sequenz als Obere Trogfüllung bezeichnet (Naef et al. 1995).

Die eingesetzte Karte zeigt die Extraktion von Amplitudenwerten (niedrige Amplituden: weiss bis gelb; hohe Amplituden: rot bis blau) innerhalb eines Fensters von 150 ms Länge, 120 ms unterhalb des Horizonts BMz. Die Karte verdeutlicht, wie sich auf diesem Zeit- bzw. Tiefenniveau die typisch hohen, lateral kontinuierlichen Reflexionsamplituden, die als Indiz für Permokarbon-Sedimente gelten, auf den Bereich südlich der Trograndstörungen TR-1 und TR-2 beschränken.

Fig. 4.2-11: Crossline 1415 aus dem Süden des 3D-Seismikgebiets.

Erkennbar ist die Hochzone von Benken, die Flexur von Rafz–Marthalen und die Permokarbon-Seismofazies (Birkhäuser et al. 2001).

Das Deformationsmuster im Bereich ***Top Muschelkalk*** (Fig. 4.2-8) entspricht in weniger ausgeprägter Form demjenigen der Basis Mesozoikum. Neuhauser Störung und Baden–Irchel–Herdern-Lineament sind in praktisch analoger Ausbildung zu erkennen, die Wildensbucher Flexur weist aber nur noch drei Einzelverwerfungen auf. Die Flexur von Rafz–Marthalen ist nicht mehr als Verwerfung ausgebildet, sondern zeichnet sich anhand der engeren Kurvenscharung als Flexur ab. Die Antiklinale von Trüllikon ist am Verlauf der Tiefenlinien erkennbar. Einige Elemente der Strukturzone von Niderholz reichen mindestens bis in den Keuper hinein. Hinweise auf eine disharmonische Beziehung zwischen Basis Mesozoikum und Top Muschelkalk, welche als Ausdruck von Abscherung auf dem Niveau des Mittleren Muschelkalks interpretiert werden könnten, sind aus dem Isohypsenbild nicht ableitbar (vgl. Fig. 4.2-12).

Der Horizont ***Top Lias*** (Fig. 4.2-9) markiert die untere Begrenzung des Wirtgesteins. Abgesehen von der Neuhauser Störung am nordöstlichen Rand und der Rüdlinger Flexur am Südrand des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland ist die Basis des Opalinustons lediglich durch die drei kurzen Abschiebungen im Bereich der Wildensbucher Flexur, drei kurze Aufschiebungen im Bereich der Strukturzone von Niderholz sowie eine isolierte Abschiebung im Osten des 3D-Seismikgebiets um $\geq$ 10 m vertikal versetzt.

Generell ist festzuhalten, dass das an der Basis des Mesozoikums kartierbare Strukturmuster im Bereich der Basis des Wirtgesteins nur noch ansatzweise erkannt werden kann. Die grossräumige Flexurzone südlich der Hochzone von Benken und die anschliessende flache Synklinale südlich von Andelfingen sind aber ebenso deutlich ausgebildet wie an der Basis des Mesozoikums (Deckgebirges); es ist deshalb anzunehmen, dass diese Deformation, welche übrigens auch auf dem Niveau Top Malm in Erscheinung tritt, postmesozoischen Alters ist.

Das weitgehend uniforme Bild der ca. WSW–ENE-verlaufenden Tiefenlinien des ***Top Malm*** (Fig. 4.2-10) wird nur noch von der Neuhauser Störung deutlich versetzt. Weiter südlich ist auch das Baden–Irchel–Herdern-Lineament mit Vertikalversätzen der Isolinien von ca. 50 m zu erkennen. Die Wildensbucher Flexur kann im Ostabschnitt anhand von zwei lokalen Brüchen noch knapp erkannt werden. Ganz im Norden des Gebiets tritt eine ca. 600 m lange, NNW-vergente Verwerfung in Erscheinung, welche nur im Malm ausgebildet ist (Birkhäuser et al. 2001); dabei dürfte es sich um eine junge, antithetische Zerrungsstruktur handeln.

Im nächsten Kapitel werden die wichtigen Strukturelemente des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland einzeln beschrieben und ihre Bedeutung für die zusammenfassende Interpretation im letzten Abschnitt charakterisiert.

4.2.4 Strukturelemente des Zürcher Weinlands

Hochzone von Benken

Das W–E-verlaufende, in Benken erbohrte Sockelhoch durchzieht als ca. 3 km breite Zone den zentralen Teil des 3D-Seismikgebiets (Fig. 4.2-3a, 4.2-6 und 4.2-11); es wird vermutet, dass in diesem Bereich das Mesozoikum direkt vom Kristallin unterlagert ist, während nördlich davon möglicherweise, im Süden wahrscheinlich Permokarbon vorkommt (siehe unten). Diese offenbar im späten Paläozoikum entstandene Hochzone bildet sich in den Markerhorizonten des darüberliegenden Deckgebirges ab. Dabei sind die Schichten der Trias und teilweise auch des Lias wesentlich mehr deformiert als diejenigen des jüngeren Deckgebirges. Daraus kann auf eine leichte triadisch-liasische Remobilisierung der Hochzone und seither ziemlich stabile Verhältnisse geschlossen werden. Die grösseren tektonischen Elemente des Zürcher Weinlands stehen in einer direkten Beziehung zur Hochzone von Benken, d.h. sie bilden dessen Grenz-

zonen. Es ist deshalb sinnvoll, die weitere Bedeutung dieser Hochzone im Zusammenhang mit der Beschreibung der einzelnen Bauelemente zu erörtern

Flexur von Rafz–Marthalen

Die Flexur von Rafz–Marthalen (RM) bildet–zumindest innerhalb des 3D-Seismik-Messgebiets – die wichtigste Grenzzone zwischen der Kristallin-Hochzone von Benken im Norden und dem Permokarbon (Weiach-Trog) im Süden. Es handelt sich um ein einige hundert Meter breites Strukturelement, das von WSW ins Zürcher Weinland streicht, dabei die Strukturzone von Niderholz quert und sich im 3D-Seismikgebiet mit mindestens zwei etwa E–W-streichenden, an der Basis Mesozoikum über mehrere Kilometer verfolgbaren Abschiebungen fortsetzt (TR-1 & TR-2 in Fig. 4.2-4 und Fig. 4.2-11). Gegen die Antiklinale von Trüllikon, am Ostrand des 3D-Seismikgebiets, verliert die Zone an Bedeutung; eine weitere Fortsetzung nach Osten ausserhalb des 3D-Seismikgebiets ist nicht gesichert.

Die Brüche im Bereich der Flexur von Rafz–Marthalen versetzen die Basis Mesozoikum nach SSE zum Weiach-Trog hin, keilen aber innerhalb des Mesozoikums nach oben rasch aus (Fig. 4.2-7 bis 4.2-11). Von der Hochzone über die Flexur nach SE beobachtet man einen Wechsel der Seismofazies und der Mächtigkeit der Trias. Dies deutet auf eine früh-triadische Zerrungstektonik und leichte differenzielle Subsidenz am Nordrand des Weiach-Trogs hin. Eine detaillierte Analyse zeigt weiter, dass die triadischen Abschiebungen im Südteil des Untersuchungsgebiets von einer späteren Inversionstektonik erfasst und teilweise mit dextralem Schersinn transpressiv überprägt wurden (Birkhäuser et al. 2001).

Für die als Flexur von Rafz–Marthalen bezeichnete, WSW–ENE bis W–E-streichende Strukturzone können zusammenfassend vier verschiedene Bewegungsphasen postuliert werden (vgl. Birkhäuser et al. 2001, Ringgenberg 2001):

- Spätpaläozoische Extension im Zusammenhang mit der Entstehung des Nordschweizer Permokarbontrogs mit steilstehenden Verwerfungen weitgehend unbekannten Ausmasses (Trograndstörungen).
- Frühmesozoische Zerrung und Differenzialbewegungen zwischen der Hochzone von Benken und Weiach-Trog mit Versätzen bis wenige Dekameter.
- Spättriadische Transversalbewegungen mit teilweiser Inversion (Vertikalversatz wenige Dekameter).
- Spätmesozoische (-tertiäre?) Differenzialbewegungen in sehr beschränktem Ausmass.

Südlich des 3D-Seismikgebiets kann aus der Interpretation der 2D-Seismiklinien eine weitere, beckenparallel streichende Flexurzone rekonstruiert werden, die in Diebold et al. (1991) als Rüdlinger Flexur bezeichnet wurde. Sie ist wie die Flexur von Rafz–Marthalen durch Abschiebungen an der Basis Mesozoikum charakterisiert, über denen das gesamte Mesozoikum leicht nach Süden abgebogen ist. Gemäss Interpretation in Naef et al. (1995) entspricht diese Linie dem Nordrand des zentralen, tiefen Segments des Weiach-Trogs und wird in ihrer Entstehung analog zur Flexur von Rafz–Marthalen gedeutet.

Strukturzone von Niderholz

Die v.a. im Sockel und tiefen Mesozoikum abgebildete Strukturzone von Niderholz verläuft im Westteil des 3D-Seismikgebiets etwa in Nord-Süd Richtung, kreuzt die Flexur von Rafz–Marthalen und reicht möglicherweise noch weiter nach SSW über das 3D-Seismikgebiet hinaus.

Auch eine Ausdehnung weiter nach Westen ist denkbar. Diese insgesamt rheinisch streichende, kleinräumig gestörte Zone besteht aus zahlreichen kurzen, steilstehenden Verwerfungen, deren Orientierung sehr verschieden sein kann (s. Fig. 4.2-7).

Die Mehrzahl der Einzelstrukturen zeigt Aufschiebungscharakter und versetzt v.a. die Basis Mesozoikum und den Muschelkalk, reicht vereinzelt bis an die Basis des Opalinustons, kann aber in höheren Markerhorizonten nicht mehr als diskrete Verwerfungen erkannt werden (Fig. 4.2-5 oben). Neben diesen aus dem Sockel aufsteigenden Aufschiebungen umfasst die Strukturzone von Niderholz auch Abschiebungen, die sich durchwegs auf das basale Mesozoikum beschränken. Die Deformationen sind im höheren Mesozoikum kaum mehr festzustellen.

Isopachenkarten zwischen den Markerhorizonten der Trias sowie detaillierte Studien an ausgewählten Vertikalschnitten durch die Strukturzone von Niderholz zeigen, dass die Inversionsbewegungen nach einer ersten extensiven Phase während des Muschelkalks und v.a. im Keuper stattfanden. Lokal lassen sich weitere synsedimentäre Bewegungen auch für die Zeitspannen zwischen Top Stubensandstein-Formation und Top Lias sowie für das Aalenian ablesen (Birkhäuser et al. 2001, Ringgenberg 2001).

Antiklinale von Trüllikon

Die Antiklinale von Trüllikon ist Ausdruck einer ebenfalls auf das tiefere Mesozoikum beschränkten, etwa N-S-streichenden, lokalen Verwerfungszone im Osten des 3D-Seismikgebiets. Die Antiklinale zeichnet sich am Verlauf der Tiefenlinien bis in den Malm ab, ist aber an der Basis Tertiär nicht mehr zu erkennen. Die Detailanalyse lässt analoge Bewegungen vermuten, wie sie für die Strukturzone von Niderholz postuliert wurden (Birkhäuser et al. 2001).

Wildensbucher Flexur

Die Wildensbucher Flexur verläuft rund 700 m nördlich der Bohrung Benken von Westen nach Osten. Sie setzt sich aus – in erster Näherung "en échelon" angeordneten – Einzelstrukturen zusammen, an denen die Schichten nach NNE bis NE versetzt oder abgebogen werden. Die Wildensbucher Flexur ist in den Attributkarten der 3D-Seismik (Fig. 4.2-5 und 4.2-6) als E–W-streichende Struktur gut erkennbar, weil die Schichten an der Flexur entgegen dem regionalen SE-Trend generell nach Norden einfallen.

An der Basis Mesozoikum sind mehrere gestaffelt angeordnete, ca. 300 bis 900 m lange Verwerfungen zu erkennen, welche im Allgemeinen von den darüberliegenden Einzelverwerfungen im Mesozoikum entkoppelt sind. Drei Einzelstrukturen lassen sich mit deutlich abnehmendem Versatz durch die mesozoischen Schichten nach oben verfolgen. Im höheren Mesozoikum bleibt die Wildensbucher Flexur auf einen knapp zwei Kilometer langen östlichen Bereich beschränkt (Fig. 4.2-10). Sie hat hier den Charakter einer Begleitstruktur der Neuhauser Störung. Der maximale vertikale Versatz entlang der Einzelstrukturen der Wildensbucher Flexur beträgt auf dem Niveau des Opalinustons ca. 17 m. Der maximale Niveauunterschied zwischen Tiefscholle und Hochscholle beträgt an der Basis Mesozoikum ca. 40 m, im Bereich Opalinuston gut 20 m und ist an der Basis Tertiär nur noch im direkten Zusammenhang mit der Neuhauser Störung seismisch kartierbar.

Es liegt nahe, anzunehmen, dass es sich auch bei der Wildensbucher Flexur um das Abbild einer älteren Sockeltektonik handelt. Die Deformation des Deckgebirges im Bereich der Flexurzone wird als Folge einer syn- bis postmolassischen Zerrung interpretiert, die im Zusammenhang mit den Abschiebungen an der Neuhauser Störung steht.

Bereiche mit Permokarbon

Südlich der Flexur von Rafz–Marthalen bzw. der Trograndstörungen TR-1 und TR-2 weisen Hochamplituden-Reflexionssignale im submesozoischen Bereich auf Permokarbon-Vorkommen hin (Fig. 4.2-11), wie sie auf 2D-Seismiklinien im gesamten Gebiet zwischen dem unteren Aaretal und dem Bodensee sichtbar sind und in der Bohrung Weiach auch nachgewiesen wurden. Wesentlich weniger deutliche Hinweise auf Permokarbon zeichnen sich nördlich der Wildensbucher Flexur ab. Aufgrund aller ausgewerteten älteren und neuen Seismik wird heute angenommen, dass südlich der Flexur von Rafz–Marthalen Permokarbon vorhanden ist, während nördlich der Hochzone, wo ebenfalls Reflexionssignale mit hoher Amplitude vorkommen, die Interpretation wesentlich unsicherer ist.

Neuhauser Störung

Eine von Hofmann (1981) kartierte Verwerfung durchzieht von NW nach SE den westlichen Randen und kann in Oberflächenaufschlüssen bis nach Neuhausen verfolgt werden. Naef et al. (1995) haben diese NE-vergente Abschiebung mit seismisch kartierbaren Verwerfungen weiter im SE verbunden und als Neuhauser Störung bezeichnet. Sie trennt den Tafeljura s.str. vom Hegau–Bodensee-Graben (s. Beil. 3.2-1).

Die Neuhauser Störung verläuft entlang der NE-Begrenzung des 3D-Seismikgebiets und ist auf allen Horizonten als Verwerfung erkennbar, die das gesamte Deckgebirge durchtrennt (Fig. 4.2-3b). Im Norden des Untersuchungsgebiets ist eine etwa NW-SE streichende Hauptverwerfung zu erkennen, deren maximaler Versatz im 3D-Seismikgebiet ca. 50 m beträgt. Der Verwerfungsbetrag nimmt von der Basis Mesozoikum nach oben generell ab und beträgt auf dem Niveau des Opalinustons noch bis zu 40 m; ähnlich grosse Versetzungsbeträge sind auch an der Basis Tertiär feststellbar. Die Verwerfung durchtrennt am Cholfirst die gesamte Molasse bis an die Basis des Quartärs. So wurde aufgrund der unterschiedlichen Höhenlage von gleichaltrigen Molasseschichten südlich und nördlich des Cholfirsts bereits seit längerer Zeit eine NE-vergente Abschiebung in diesem Gebiet vermutet (Hantke et al. 1967).

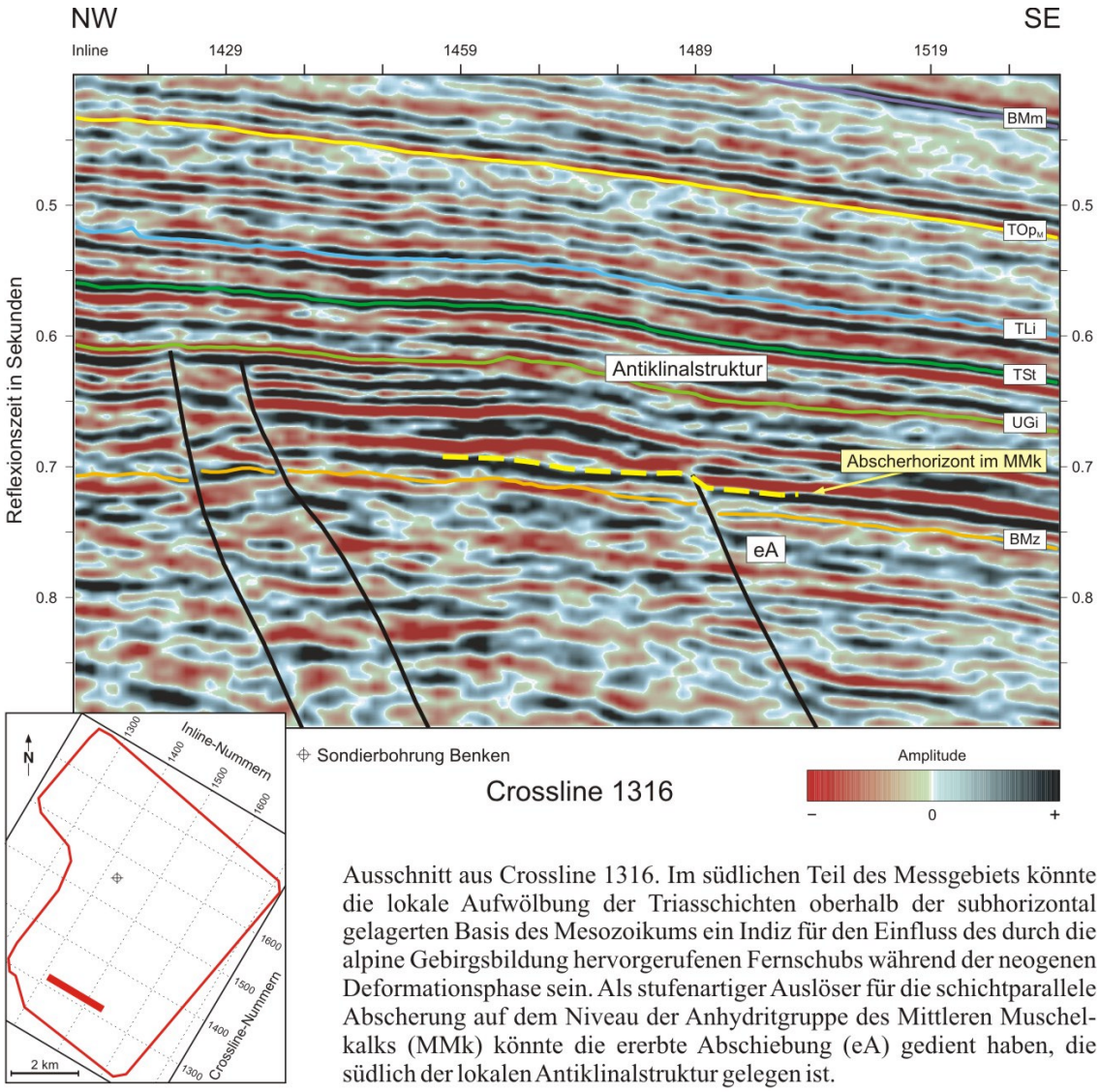
Im seismischen Abbild erscheinen die Elemente der Neuhauser Störung als Abschiebungsflächen, die mit 70–80° einfallen (Fig. 4.2-3b). In der weiteren Umgebung ausserhalb des 3D-SeismikMessgebiets beobachtet man auch Phänomene, die typisch sind für Lateralverschiebungen (*flower structures*, Naef et al. 1995).

Neogen-kompressive Elemente im Deckgebirge

Wie die neotektonischen Untersuchungen zeigen, besteht heute im Deckgebirge der Nordschweiz ein kompressives Spannungsfeld, welches als Ausdruck eines anhaltenden Zusammenschubs im alpinen Orogen interpretiert wird (Kap. 3.5). Dieses bewirkte im Neogen, seit ca. 10 Ma die Bildung des Faltenjuras, dessen Front als Vorfaltenzone vom untersten Aaretal über das Rafzer Feld ins Zürcher Weinland reicht (Kap. 3.4).

In der 3D-Seismik finden sich nur wenige Anzeichen für kompressive Deformationen im Deckgebirge, welche auf diesen neogenen Fernschub zurückgeführt werden können. In den evaporitischen Serien der Anhydritgruppe und des Gipskeupers der Bohrung Benken konnte aber kompressive Deformation beobachtet werden (Nagra 2001). Anzeichen rezenter Kompression zeigen auch die in der Tiefbohrung durchgeführten Spannungsmessungen (Kap. 3.5 und 4.4) und die Analyse von Horizontalstylolithen (Bürgin 2000).

Der Fernschub scheint also auch im Deckgebirge des 3D-Seismikgebiets lokal wirksam gewesen zu sein. Vor diesem Hintergrund können Indizien im SW-Teil des Messgebiets als Ausdruck von embryonalen Abscherphänomenen im Mittleren Muschelkalk gedeutet werden. Ein Beispiel ist in Figur 4.2-12 illustriert, wobei örtlich durch ererbte Brüche ausgelöste Abscherungen innerhalb der Anhydritgruppe zu erkennen sind, wie sie auf 2D-Linien weiter im Westen schon beobachtet und beschrieben wurden (Laubscher 1985, Naef et al. 1995). Es wird deshalb angenommen, dass der Nordrand des Fernschubs im Bereich der Flexur von Rafz–Marthalen liegt. Sein weiterer Verlauf nach Osten ist nicht bestimmt (Fig. 4.2-1).



Ausschnitt aus Crossline 1316. Im südlichen Teil des Messgebiets könnte die lokale Aufwölbung der Triasschichten oberhalb der subhorizontal gelagerten Basis des Mesozoikums ein Indiz für den Einfluss des durch die alpine Gebirgsbildung hervorgerufenen Fernschubs während der neogenen Deformationsphase sein. Als stufenartiger Auslöser für die schichtparallele Abscherung auf dem Niveau der Anhydritgruppe des Mittleren Muschelkalks (MMk) könnte die ererbte Abschiebung (eA) gedient haben, die südlich der lokalen Antiklinalstruktur gelegen ist.

Fig. 4.2-12: Beispiel einer kompressiven Struktur im Südteil des 3D-Seismikgebiets.

Figur 4.28 aus Birkhäuser et al. (2001).

4.2.5 Geodynamische Interpretation

Die tektonischen Einheiten des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland sind durch das Sockelhoch von Benken und dessen begrenzende Strukturelemente definiert.

Tabelle 4.2-1 gibt einen Überblick über das Alter sowie den generellen Charakter und Bewegungssinn der benannten Strukturelemente des Zürcher Weinlands und Umgebung sowie deren Zusammenhang mit den Phasen der regionalen tektonischen Bewegungen. Diese werden gemäss Kapitel 3.2 und Figur 3.2-1 gegliedert in einen spätpaläozoischen, einen mesozoischen und einen tertiären (paläogenen und neogenen) Zyklus, wobei innerhalb dieser drei Zyklen einzelne Phasen mit unterschiedlichem Bewegungscharakter voneinander getrennt werden können.

Tab. 4.2.1: Tektonische Bewegungen an den Strukturelementen des Zürcher Weinlands.

Vgl. Kapitel 3.4 und Figur 3.2-1, 3.2-7 und 3.3-6. Beim vorherrschenden Bewegungscharakter wird unterschieden zwischen "ausgebildet" (E, K oder S) und "möglich" (E, K oder S in Klammern).

	Tektonische Phasen im Zürcher Weinland									
	Spät-paläozoische Bewegungen	Mesozoische Bewegungen			Paläogene und neogene Bewegungen (Neotektonik s.l.)					
Tektonische Zyklen	**A**	**B**			**C**					
Generelle Bewegungscharakter / **Strukturelemente**	Subsidenz, Zerscherung und Hebung im Permokarbon	Extension in der frühen – mittleren Trias	Inversion im Keuper – Lias	Ruhephase mit regionaler Extension und Subsidenz	Hebung und Erosion im Alttertiär	Extension und Subsidenz im späten Oligozän und frühen Miozän (USM)	Inversion im späten Frühmiozän (OMM)	Extension und Subsidenz mittl. – spätes Mioz. (OSM)	Kompression, Abscherung und Hebung vom späten Miozän bis Rezent	
									Miozän – Pliozän	Pliozän – Rezent
Kompressive Elemente im Deckgebirge (WSW-ENE bis W-E)				Keine Hinweise auf Bewegungen an Störungen im Zürcher Weinland	Keine Hinweise auf Bewegungen an Störungen im Zürcher Weinland		Keine Hinweise auf Bewegungen an Störungen im Zürcher Weinland		(K)	K
Neuhauser und Randen-Störung (NW-SE)	(E)					(E)		E	E	S
Wildensbucher Flexur (W-E)	(E)					(E)		(E)	(E)	(S)
Zonen von Niderholz und Trüllikon (um N-S-Achse)	(E)	E	S							(S)
Flexur von Rafz – Marthalen und Rüdlinger Flexur (WSW-ENE)	E	E	S			(E)		(E)		

E: Extension und Absenkung, Abschiebungen K: Kompression und Hebung, Auf- und Überschiebungen S: Vorwiegend Scherung

A: Spätpaläozoische Bewegungen

Die in der Nordschweiz rekonstruierbaren, spätpaläozoischen Bewegungen sind Ausdruck der Spätphase der variskischen Gebirgsbildung mit Einsenkung und Zerscherung der Permokarbontröge (s. Diebold et al. 1991). Im Zürcher Weinland können die Flexuren von Rafz–Marthalen und die von Rüdlingen als Trograndstrukturen dieser spätpaläozoischen Tektonik zugeordnet werden.

Auch für die Wildensbucher Flexur als Nordbegrenzung der Hochzone von Benken kann im Zusammenhang mit einem nördlichen Permokarbontrog eine prämesozoische Anlage postuliert werden. Wendet man das Konzept, dass postpaläozoisch in der Nordschweiz keine grösseren

Störungszonen neu entstanden sind (Kap. 3.4), konsequent an, so wären auch Neuhauser und Randen-Störung als Teil des spätpaläozoischen Bruchmusters zu betrachten. Dies erscheint auch plausibel, weil sie zwanglos ins Muster der herzynischen Störungszonen eingeordnet werden können, das den ganzen SE-Schwarzwald dominiert und nachweislich im späten Paläozoikum angelegt wurde (Thury et al. 1994).

Als wichtige Trennzone innerhalb der Nordschweizer Permokarbon-Vorkommen hat wohl auch das Baden–Irchel–Herdern-Lineament (s. Kap. 3.4) eine paläozoische Anlage.

Daraus ergibt sich die schon wiederholt formulierte Annahme, dass das gesamte, heute an der Basis Mesozoikum prominent in Erscheinung tretende Strukturmuster eine Remobilisierung prämesozoisch angelegter Störungen ist. Schlüssige Evidenz liegt allerdings nur für wenige dieser Elemente vor.

B: Mesozoische Bewegungen

Die mesozoische Geschichte des Zürcher Weinlands vollzieht sich im regionalen Rahmen intra- bis epikontinentaler Verhältnisse, ohne dass grössere Differenzialbewegungen an diskreten Strukturen erkennbar sind. Es erfolgt eine stetige, lokal aber ziemlich unterschiedliche Subsidenz mit Ablagerung von ca. 1'200 bis 1'300 m vorwiegend flachmariner Sedimente, deren Fazies und Strukturen drei Bewegungsphasen erkennen lassen (Kap. 3.2 und 3.3, Fig. 3.3-6).

Während der Früh- und Mitteltrias (Skythian–Anisian–Ladinian) erfolgt die Subsidenz am Südrand des Germanischen Meeres, begleitet von leichten synsedimentären Bewegungen im Bereich der Permokarbontrogränder (siehe oben). Entsprechende Zerrungsbrüche sind an der Flexur von Rafz–Marthalen und an Elementen der Strukturzone von Niderholz anhand von Mächtigkeitsunterschieden aber auch von Faziesveränderungen nachweisbar (Birkhäuser et al. 2001).

Die grossräumige tektonische Wende während Keuper und Lias, die sich in der Nordschweiz durch vermehrt kontinentale Verhältnisse und deutliche Schichtlücken abzeichnet, äussert sich im Zürcher Weinland in Form lokal ausgeprägter Deformationen und Mächtigkeitsunterschiede, wie sie v.a. im Bereich der Strukturzone von Niderholz und dem sie kreuzenden Abschnitt der Flexur von Rafz–Marthalen festgestellt wurden. Die aus dem Sockel aufsteigenden steilen Aufschiebungen (*reverse faults*) weisen eine kompressive Inversionstektonik mit vertikalen Verstellungen von bis zu wenigen Dekametern nach. Dabei dürfte es sich mehrheitlich um reaktivierte Abschiebungen der frühtriadischen Extension handeln. Aus dem Bruchmuster dieser reaktivierten Strukturen im Bereich Basis Mesozoikum geht zudem hervor, dass die Inversionsbewegungen von dextralen Horizontalverschiebungen entlang von E–W-streichenden Abschnitten der Trograndstörungen begleitet waren.

- Triadisch-liasische Bewegungen lassen sich auch im Bereich der Antiklinale von Trüllikon nachweisen (s. Kap. 4.2.4). Hier müssen die Bewegungen in Form der lokalen Aufwölbung aber bis in den frühen Dogger hinein angedauert haben, was sich sowohl in leichten Mächtigkeitsschwankungen wie auch in lokalen Änderungen der Seismofazies ausdrückt.
- Die tektonisch ruhige Zeit während Jura und Kreide entspricht einer Phase der langsamen Krustenausdünnung und Extension am Nordrand der Tethys. Bis zum Beginn der Oberkreide vor ca. 100 Ma dürfte die maximale Versenkung schon fast erreicht worden sein (s. Kap. 3.3). Über die folgende Zeit der spätkretazisch bis frühtertiären Hebung und Erosion ist nur bekannt, dass ca. 600 m wahrscheinlich Unterkreide-Ablagerungen wieder erodiert wurden (Kap. 3.3) wodurch die Erosionsdiskordanz im Dach des Mesozoikums entstanden ist. Diese Festlandphase dauerte am Nordrand des Molassebeckens von der späten Kreide bis zum späten Oligozän.

C: Paläogen-neogene Bewegungen (vgl. Kap. 3.2.4 und 3.2.5)

Die känozoische Geschichte des Zürcher Weinlands steht im direkten Zusammenhang mit der alpinen Orogenese, namentlich mit der Bildung der Molassevortiefe zwischen Alpenrand und dem zentraleuropäischen Vorland (Schwarzwald). Im Gebiet Hegau–Nordostschweiz können anhand der differenziert ausgebildeten tertiären und quartären Ablagerungen mindestens fünf Bewegungsphasen unterschieden werden (Tab. 4.2-1, Fig. 3.3-6). Eine sichere Zuordnung entsprechender Bewegungen an Strukturen im Zürcher Weinland ist nur teilweise möglich, weil hier die jüngeren Molassesedimente fehlen. Für eine Beurteilung ist man deshalb auf Vergleiche und Analogieschlüsse mit den umliegenden Gebieten angewiesen.

Die erosive Auflagerungsfläche der Molasse, welche ungefähr dem Top Malm entspricht, verläuft nicht parallel zur Schichtung, sondern greift von SE nach NW deutlich tiefer in die Karbonate des Malms hinein. Dies äussert sich in einer erosiv bedingten Mächtigkeitsreduktion des Malms um 50–100 m und eine gebietsweise intensive Verkarstung (Ringgenberg 2001). Eine erste leichte Schrägstellung in Richtung Alpenfront hat also bereits vor der Transgression der Molasse während der alttertiären Festlandphase stattgefunden.

An der Wende vom Paläogen zum Neogen, im späten Oligozän und frühesten Miozän ("Aquitan"), erfolgte dann in relativ kurzer Zeit die Ablagerung der Unteren Süsswassermolasse. Diese hat im SE des Zürcher Weinlands, unter dem Thurtal bei Andelfingen, eine Mächtigkeit von ca. 500 m, keilt aber unmittelbar nördlich von Schaffhausen bereits aus. Die damit verbundene Kippung und differenzierte Absenkung des Molassenordrands war begleitet von einer synsedimentären Zerrung mit Abschiebungen, die v.a. an trogparallelen Verwerfungen im Bereich der Nordschweizer Permokarbon-Vorkommen beobachtet werden, so z.B. am Baden–Irchel–Herdern-Lineament (leichte Remobilisierung von Sockelstrukturen, vgl. Naef et al. 1985). Im Zürcher Weinland finden sich keine Anzeichen entsprechender Bewegungen.

Im Hangenden der USM tritt eine markante, am gesamten Nordostschweizer Molassenordrand beobachtbare Schichtlücke auf, welche offenbar eine Hebungsphase und entsprechende Erosion im frühen Miozän anzeigt. Am Cholfirst liegen die Schichten der späten OMM direkt über der USM, was eine Schichtlücke von ca. 3–4 Ma impliziert. Anhand der spätburdigalen Graupensandrinne (s. Fig. 3.2-7), die hier ca. 100 m in ältere Ablagerungen der Meeresmolasse eingetieft wurde, sind im Hegau–Randen-Gebiet für diese Zeit deutliche Hebungen nachweisbar. Diskrete Strukturen, welche durch diese frühmiozäne Inversion verursacht wurden, sind im Zürcher Weinland nicht bekannt.

Im mittleren Miozän erfolgte nochmals eine kräftige Subsidenzphase am Molassenordrand (Ablagerung der Oberen Süsswassermolasse). Diese war wiederum begleitet von trograndparallelen Flexuren (Naef et al. 1985). Mit der Aufdomung des Schwarzwalds trat aber auch zunehmend das NW–SE bis WNW–ESE-streichende herzynische Element in Erscheinung. Die Aktivität der Randen-Störung als wichtigste Verwerfung des herzynisch streichenden Bonndorf–Hegau–Bodensee-Grabensystems kann zumindest teilweise als synsedimentär mit der Ablagerung der OSM im Hegau datiert werden (Schreiner 1992). Es ist deshalb auch eine gleichzeitige Aktivität an der parallel dazu verlaufenden Neuhauser Störung zu vermuten, wie dies in Tabelle 4.2-1 angedeutet ist.

Weitere synsedimentäre Aktivitäten sind für die Zeit der OSM im Perimeter des lokalen geologischen Modells nicht nachweisbar. Das Baden–Irchel–Herdern-Lineament war aber an diversen Abschnitten auch im mittleren und späten Miozän aktiv.

Im Verlauf des späten Miozäns und des Pliozäns geriet die abgebogene Alpenvorlandkruste zunehmend in den Bereich lateraler Kompression. Dies verursachte den Zusammenschub der sub-

alpinen Molasseschuppen und die Abscherung des Deckgebirges im zentralen und westlichen Mittelland (Fernschub und Jurafaltung). Zugleich muss mit einer anhaltenden Aufdomung des Schwarzwalds und damit Aktivität an den Verwerfungen des Hegau–Bodensee-Grabens gerechnet werden. Mit zunehmender Krustenverkürzung während des Mio–Pliozäns bis heute dürfte sich der Rand der Kompressionszone sukzessive weiter nach N und NW verlagert haben. Es wird angenommen, dass das Zürcher Weinland vorerst ganz im Einflussbereich des Schwarzwalddoms lag, was generell eher eine regionale Dehnung und damit reine Abschiebungen an den aktiven Strukturen verursachte.

Daraus kann gefolgert werden, dass die Hauptaktivität an der Neuhauser Störung etwa ins späte Miozän bis frühe Pliozän fällt. Die Interferenz mit der Wildensbucher Flexur zeigt den genetischen Zusammenhang dieser beiden Strukturen des Zürcher Weinlands, womit die Abbiegung entlang der Wildensbucher Flexur auch in diesen spät- bis postmolassischen Abschnitt fallen dürfte. Es gibt aber ausser der konzeptuellen Überlegung keine konkreten Anhaltspunkte für diese Annahme.

Die neotektonischen Untersuchungen haben gezeigt, dass sowohl Deckgebirge wie auch Sockel des Zürcher Weinlands heute generell unter einer horizontalen Differenzialspannung stehen, deren Ursache eine anhaltende Krustenverkürzung sein könnte. In diesem Regime entstehen neben etwa parallel zur horizontalen Hauptspannung verlaufenden Abschiebungen v.a. Scherbrüche, Auf- und Überschiebungen, wie sie im Faltenjura ausgebildet sind. Ein Hinweis auf leichte Abscherung auf dem Niveau des Mittleren Muschelkalks geht aus Figur 4.2-12 hervor, weitere Makrostrukturen, welche durch die verfügbare Seismik sichtbar gemacht werden könnten, sind aber nicht vorhanden.

An den herzynisch streichenden Abschiebungen des Hegau–Bodensee-Grabens und damit auch an der Neuhauser Störung sind rezent bevorzugt dextrale Scherbewegungen zu erwarten, was zumindest im Sockel durch die seismotektonischen Analysen auch nachgewiesen ist (Kap. 3.5). Dabei gilt generell: Je flacher, d.h. je mehr WNW–ESE die Bruchflächen streichen, desto transpressiver und je steiler, d.h. NNW–SSE, desto transtensiver sind die rezenten Bewegungen. Unter diesen Voraussetzungen dürfte die E–W-streichende Wildensbucher Flexur nicht mehr aktiv sein; ihre einzelnen Bruchelemente könnten aber dextral-transpressiv überprägt werden.

4.2.6 Struktureller Aufbau: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

- Der im Bereich des mesozoischen Deckgebirges detailliert analysierte Bau des 3D-Seismikgebiets ermöglicht präzise Aussagen über die strukturelle Gliederung des Untersuchungsgebiets im Zürcher Weinland.
- Wie schon aufgrund der 2D-Seismik vermutet, ist zumindest das höhere Mesozoikum ruhig gelagert und fällt mit wenigen Grad Neigung nach Südosten ein.
- Als einzige grössere Verwerfung begrenzt die Neuhauser Störung das Untersuchungsgebiet im Nordosten mit einem maximalen vertikalen Versatz von 50 m. Die geologischen Befunde ergeben ein vorwiegend jungtertiäres, wahrscheinlich auch postmolassisches Alter der letzten Bewegungen an dieser Störung.
- Lokale Verwerfungen konzentrieren sich auf das Niveau des unteren Mesozoikums, dessen teilweise kleinräumiges Strukturmuster auf Vorgänge während der Trias–Lias-Zeit zurückzuführen ist und seit der Ablagerung des Opalinustons nicht mehr signifikant reaktiviert wurde.

- An der Basis des Opalinustons sind insgesamt sechs kurze Verwerfungen mit minimalen Vertikalversätzen im Bereich des 3D-seismischen Auflösungsvermögens (ca. 10 m) festgestellt worden; diese liegen im Bereich der Wildensbucher Flexur und der Flexur von Rafz–Marthalen sowie der Zone von Niderholz.
- Ein etwa Ost-West verlaufender, ca. 3 km breiter zentraler Teil des 3D-Seismikgebiets wird als Hochzone von Benken definiert, wo das Mesozoikum wahrscheinlich direkt von kristallinem Grundgebirge unterlagert wird. Im Norden wird diese Hochzone von der Wildensbucher Flexur und im Süden von der Flexur von Rafz–Marthalen begrenzt.
- Südlich der Hochzone von Benken werden Permokarbon-Vorkommen vermutet, wobei die Flexur von Rafz–Marthalen als Ausdruck einer leichten Remobilisierung des Trog-Nordrands während des frühen Mesozoikums interpretiert wird.

4.3 Lithostratigraphische Verhältnisse des Wirtgesteins und der Rahmengesteine

Über die regionalen lithostratigraphischen Verhältnisse der mesozoischen Schichtabfolge bestanden bereits vor dem Abteufen der Bohrung Benken fundierte Kenntnisse, die sich auf zahlreiche Feldkartierungen und Bohrungen im Rahmen der Grundwasser- und Erdölexploration, sowie die regionalen Untersuchungen der Nagra stützten. Im Raum Nordostschweiz, einschliesslich dem angrenzenden Süddeutschland, hatten 16 Bohrungen mindestens die Basis des Opalinustons und 10 die Basis des Mesozoikums erreicht (vgl. Beil. 3.2-5). Die weiträumige Verknüpfung der Bohrungen mit seismischen Profilen (Naef et al. 1995) ergibt im regionalen Massstab ein gut abgestütztes Bild der lithostratigraphischen Verhältnisse sowie der daraus abgeleiteten faziellen Trends und Mächtigkeiten (Beil. 3.2-5). Auf dieser Datengrundlage konnte die geologische und hydrogeologische Prognose für die Bohrung Benken erarbeitet werden, die durch den Bohrbefund bis zur Basis des Mesozoikums auch weitgehend bestätigt worden ist (Fig. 4.3-1). Die Bohrung Benken ermöglichte inmitten des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland einen detaillierten geologischen Aufschluss, dem für die Charakterisierung der lokalen lithostratigraphischen Situation zentrale Bedeutung beizumessen ist.

4.3.1 Ausdehnung und fazielle Verhältnisse des Wirtgesteins und der Rahmengesteine

Korrelation Bohrung Benken–3D-Seismik

Die Bohrlochgeophysik in der Bohrung Benken liefert den Schlüssel für die lokale geologische Kalibration der 3D-Seismik (Fig. 4.3-2). Die gute Übereinstimmung zwischen den unabhängig voneinander gemessenen geophysikalischen Datensätzen ermöglicht eine weitgehende Übertragung der Erkenntnisse aus der Sondierbohrung auf den 3D-seismischen Datensatz, nicht nur für die strukturelle Auswertung (Kap. 4.2) sondern auch für die stratigraphische Interpretation des Reflexionsbildes. Einerseits lassen sich also die Begrenzungen wichtiger Gesteinseinheiten seismisch abbilden und dadurch in ihrer räumlichen Lage darstellen, anderseits können laterale Änderungen des seismischen Abbildungscharakters unter Umständen lithologisch-fazielle Übergänge innerhalb der Gesteinseinheiten widerspiegeln. Sowohl die angewendeten Verfahren (Attributanalyse und seismische Modellierung) als auch die Ergebnisse dieser Studie sind in Birkhäuser et al. (2001) ausführlich dokumentiert.

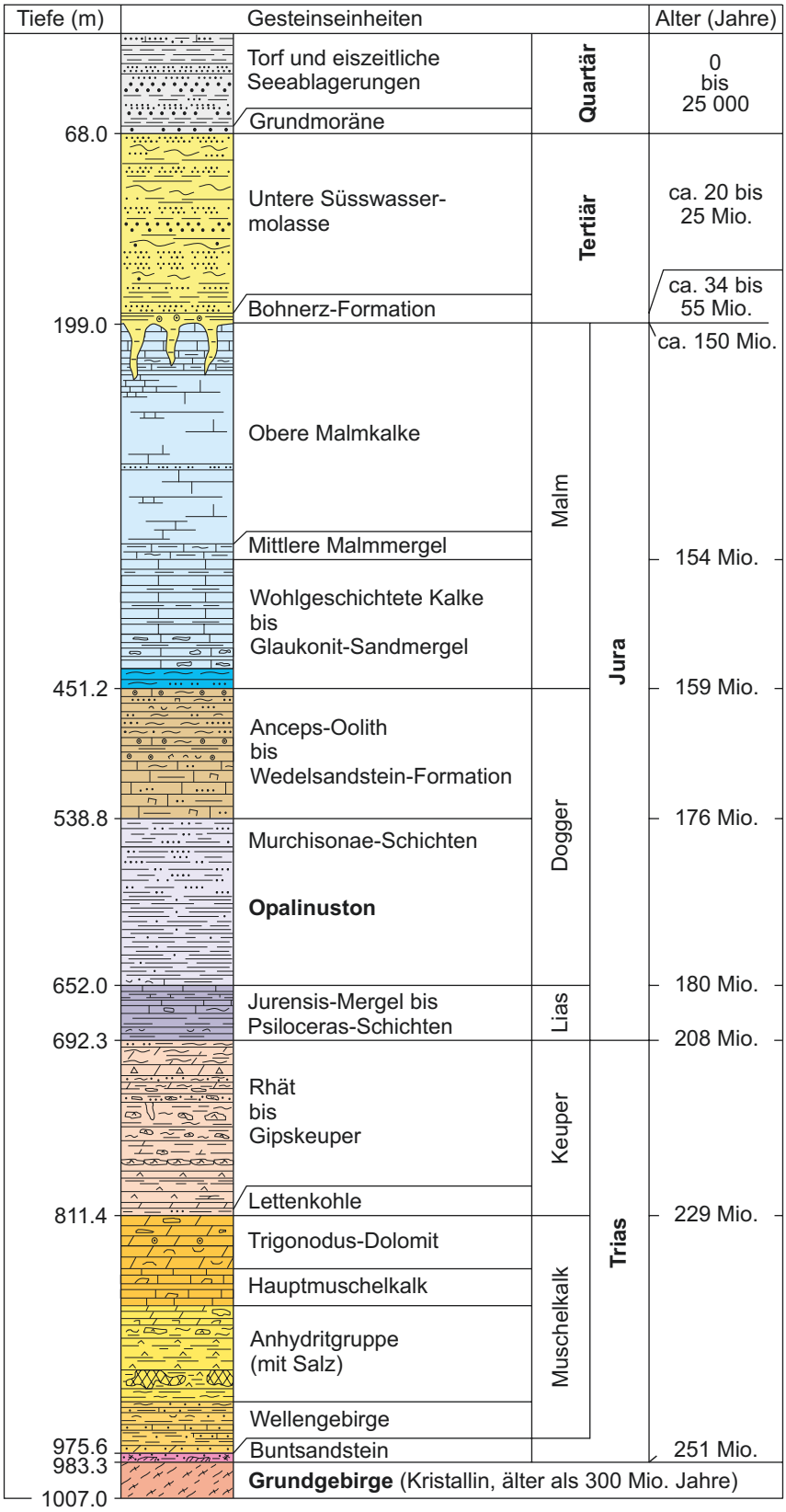


Fig. 4.3-1: Lithostratigraphisches Profil der Bohrung Benken.

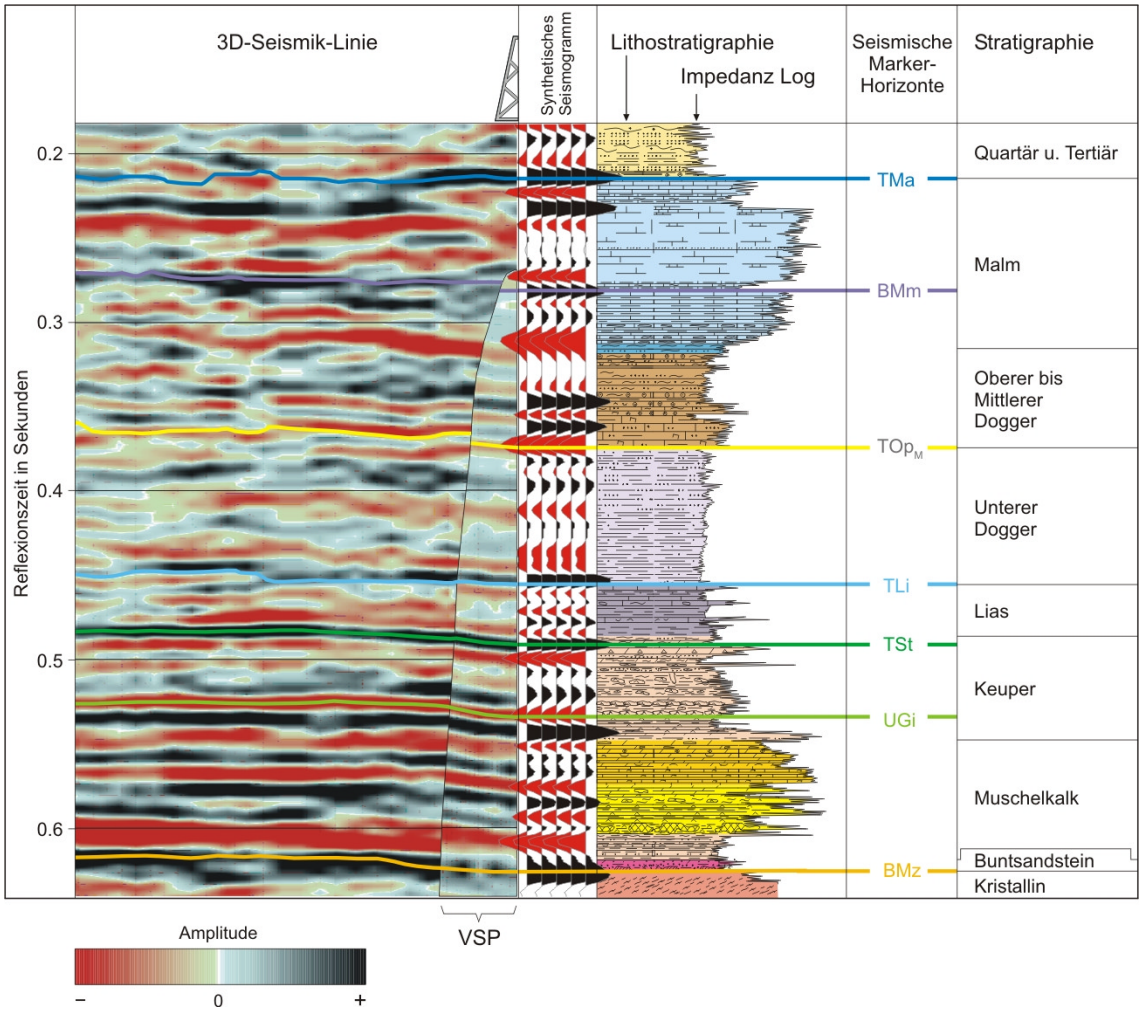


Fig. 4.3-2: Korrelation der bohrlochgeophysikalischen und lithostratigraphischen Daten der Bohrung Benken mit dem 3D-seismischen Datensatz.

Die weitgehende Übereinstimmung der bohrlochgeophysikalischen Daten, einschliesslich VSP, ermöglicht eine zuverlässige Kalibration der 3D-Seismik und damit eine laterale Extrapolation der Bohrbefunde.

Die seismofazielle Interpretation beruht darauf, dass die Amplituden der Reflexionssignale analysiert werden, welche Rückschlüsse auf die an den Reflexionshorizonten vorherrschenden akustischen Impedanzkontraste erlauben. Unter Berücksichtigung der möglichen Störeffekte (unterschiedliche Ankopplung, variable Tiefenlage, seismisches Rauschen etc.) können relative Änderungen der seismischen Amplituden entlang einzelner Reflexionshorizonte Hinweise auf sich ändernde stratigraphische Verhältnisse der entsprechenden Gesteinsschichten geben. Im vorliegenden Fall konzentrierte sich die seismostratigraphische Auswertung darauf, durch Anwendung eines geeigneten Modellierverfahrens den geologischen Befund im Intervall Gipskeuper bis Effinger Schichten vom Bohrstandort aus lateral in das Messgebiet der 3D-Seismik zu extrapolieren. An vier repräsentativen Punkten im Messgebiet wurden auf diese Weise die lithostratigraphischen Verhältnisse modelliert; Figur 4.3-3 zeigt in räumlicher Darstellung diese – im Amplitudenbild der Reflexionsseismik enthaltene – stratigraphische Information.

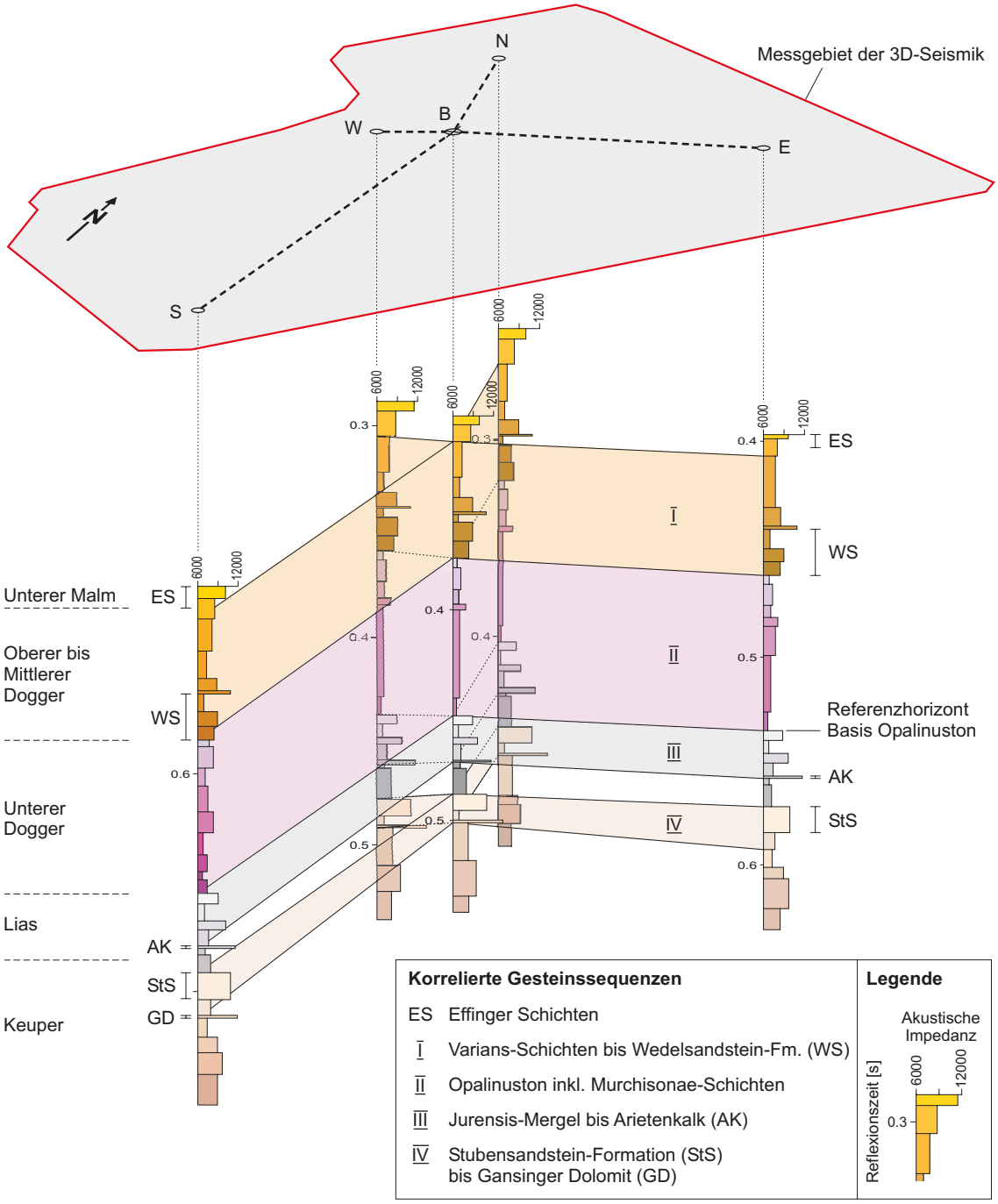


Fig. 4.3-3: Räumliche Extrapolation der lithostratigraphischen Verhältnisse ausgehend von der Bohrung Benken auf das Messgebiet der 3D-Seismik (Wirtgestein und Rahmengesteine).

Basierend auf den in der Sondierbohrung (B) erfassten Gesteinskennwerten Mächtigkeit, Dichte und Ausbreitungsgeschwindigkeit der reflexionsseismischen Wellen wurden die akustischen Impedanzwerte in einer Treppenfunktion approximiert und die entsprechenden Funktionen mit Hilfe des 3D-seismischen Datensatzes an vier repräsentativen Punkten (W, E, N, S) des Untersuchungsgebiets modelliert. Die in der Darstellung zusammengefassten und korrelierten Gesteinssequenzen sind im Text erläutert.

Generell bestätigt die seismische Modellierung im Intervall Gipskeuper bis Effinger Schichten (Wirtgestein und Rahmengesteine) die Prognose geringer lateraler Änderungen bezüglich der Mächtigkeiten und der lithofaziellen Ausbildung.

Wirtgestein

In der Bohrung Benken (Nagra 2001) liegt das Wirtgestein in einer Mächtigkeit von ca. 113 m vor. Diese Mächtigkeit entspricht den regional durch 2D-seismische Modellierung prognostizierten Werten (Naef & Birkhäuser 1996). Für eine detailliertere Betrachtung der Mächtigkeitsverhältnisse im Zürcher Weinland wurde mit den Daten der 3D-Reflexionsseismik eine Isopachenkarte erstellt (Birkhäuser et al. 2001). Diese Karte (Fig. 4.3-4) zeigt, dass im 3D-seismisch erfassten Gebiet die Mächtigkeit des Wirtgesteins grossflächig zwischen 100 und 130 m variiert.

Die aufgrund der regionalen Kenntnisse erwartete geringe Mächtigkeits- und Faziesvariation im Wirtgestein (Sequenz II in Figur 4.3-3) wird im Messgebiet der 3D-Seismik durch die Modellierung weitgehend bestätigt. Lokale Mächtigkeitsvariationen (max. 90–140 m) mit möglichen faziellen Abweichungen werden auf differenzielle Subsidenz zur Zeit der Ablagerung des Opalinustons zurückgeführt (Birkhäuser et al. 2001). Der fazielle Wechsel in den Murchisonae-Schichten – von der Opalinustonfazies im Weinland zu der in Weiach erbohrten kalkreichen Schicht – liegt aufgrund der Auswertung der regionalen Reflexionsseismik ausserhalb des Zürcher Weinlands (vgl. Beil. 3.2-5).

Rahmengesteine

Sowohl bezüglich der Mächtigkeiten als auch der lithofaziellen Verhältnisse lässt die seismische Modellierung der Rahmengesteine insgesamt auf geringe laterale Veränderungen schliessen. Von diesem generellen Bild abweichende Trends in einzelnen Formationen werden im Folgenden erörtert.

Für die *Effinger Schichten* zeigt die seismische Modellierung eine von Westen nach Osten abnehmende Mächtigkeit. Dies ist in Übereinstimmung mit der Isopachenkarte des Intervalls Basis Malm–Basis Mittlere Malmmergel und mit der Karte der Attributanalyse über das gleiche Intervall (Birkhäuser et al. 2001).

Varians-Schichten bis Wedelsandstein (Sequenz I in Fig. 4.3-3): Die in der Bohrung Benken festgestellte sandige Ausbildung der *Wedelsandstein-Formation* erstreckt sich aufgrund der Modellierung bis an die Nord- und Westgrenze des 3D-seismisch erfassten Gebiets. Der Übergang zu den geringmächtigen Sowerbyi-Sauzei-Schichten in der Sondierbohrung Weiach scheint daher ausserhalb des 3D-seismisch erfassten Gebiets zu erfolgen. In südlicher Richtung deutet die seismische Modellierung auf eine Änderung der Fazies hin, welche auf synsedimentäre Bewegungen und den Übergang zum tonreicheren und geringermächtigen Dogger γ der Bohrung Herdern-1 zurückzuführen sein könnte.

Jurensis-Mergel bis Arietenkalk (Sequenz III in Fig. 4.3-3): An der Basis dieser Einheit erscheint der *Arietenkalk* als dünnes Intervall mit hoher akustischer Impedanz (Fig. 4.3-3), das sich vom Hangenden und Liegenden deutlich abhebt. Die Modellierung deutet auf eine Mächtigkeitsabnahme des Arietenkalks nach Südosten hin; dies würde auch dem regionalen Trend entsprechen (Beil. 3.2-5).

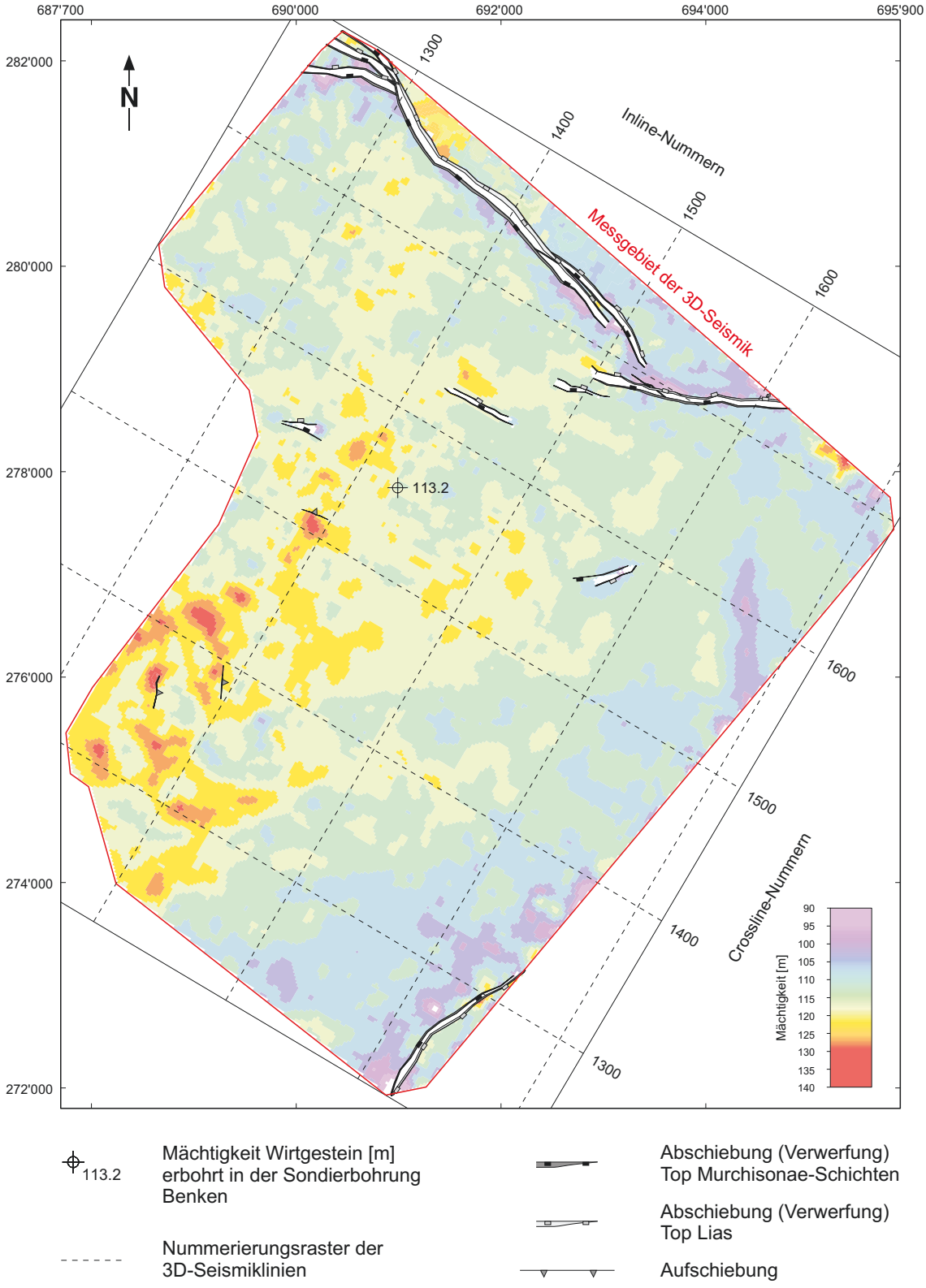


Fig. 4.3-4: Isopachenkarte Wirtgestein (Opalinuston einschliesslich Murchisonae-Schichten).

Die Mächtigkeit des Wirtgesteins wächst generell von rund 100 m im Südosten auf etwa 130 m im Nordwesten an.

Stubensandstein bis Gansinger Dolomit (Sequenz IV in Fig. 4.3-3): Die seismische Modellierung der *Stubensandstein-Formation* zeigt eine leichte Zunahme der Mächtigkeit nach Südosten hin. Inwieweit der Abnahme der akustischen Impedanzwerte gegen Osten (Fig. 4.3-3) eine Faziesänderung zugrunde liegt, bleibt offen. Die Modellierung des in Benken nur 1.6 m mächtigen *Gansinger Dolomits* deutet auf ein Auskeilen nach Osten hin (Fig. 4.3-3). Hier bewegt man sich allerdings im Bereich der Auflösungsgenauigkeit der reflexionsseismischen Methode; immerhin fehlt diese Formation tatsächlich in der Bohrung Herdern-1 und in den weiter östlich gelegenen Erdölbohrungen.

4.3.2 Lithostratigraphische Verhältnisse des Wirtgesteins und der Rahmengesteine: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Durch die 3D-seismische Erfassung der mesozoischen Gesteinseinheiten im Zürcher Weinland und ihre lithologische Kalibration mit der Bohrung Benken konnten die aufgrund der früheren regionalen Untersuchungen formulierten Aussagen und Prognosen weitgehend bestätigt und lokal mit hoher Auflösung erweitert werden. Darüber hinaus erlaubt die geo- und petrophysikalische Kopplung der Bohrung mit der Seismik eine seismofazielle Interpretation, deren Ergebnisse auf eine geringe lithofazielle Variabilität des Wirtgesteins und der Rahmengesteine im Untersuchungsgebiet schliessen lassen.

Die wichtigsten Erkenntnisse können wie folgt zusammengefasst werden:

- Der geologische Aufschluss der Bohrung Benken ist weiträumig repräsentativ für das Untersuchungsgebiet im Zürcher Weinland.
- Generell bestätigt die seismische Modellierung im Intervall Gipskeuper bis Effinger Schichten (Wirtgestein und Rahmengesteine) die Prognose geringer lateraler Änderungen bezüglich der Mächtigkeiten und der lithofaziellen Ausbildung.
- Die Mächtigkeit des Wirtgesteins beträgt im 3D-seismisch erfassten Gebiet im Mittel 115 m (Bohrung Benken 113 m). Sie wächst generell von etwa 100 m im Südosten auf rund 130 m im Nordwesten an.

Die seismofazielle Interpretation des Wirtgesteins bestätigt im zentralen Teil des Untersuchungsgebiets die aufgrund der regionalen Befunde gestützte Prognose seiner lithofaziellen Ausbildung. Der fazielle Wechsel von den in Benken tonigen zu den in Weiach kalkigen Murchisonae-Schichten liegt aufgrund der regionalen 2D-Seismik ausserhalb des Untersuchungsgebiets.

4.4 In-situ-Spannungsverhältnisse

Neben den physikalischen Eigenschaften ist die Belastungssituation, bedingt durch Auflast und Tektonik, von entscheidender Bedeutung für das Verhalten des ungestörten wie auch des durch Untertagebauten gestörten Gebirges. Einerseits wird die Kenntnis des In-situ-Spannungfelds für die Abschätzung der bautechnischen Machbarkeit benötigt, andererseits wird auch das Langzeitverhalten eines potenziellen geologischen Lagers durch das Spannungsfeld (z.B. Konvergenz der verfüllten Untertagebauwerke, Selbstabdichtung) beeinflusst. Deformationsmechanismen werden weitgehend durch das Spannungsfeld gesteuert, da letztlich die jeweilige Belastung des Gebirges dafür entscheidend ist, ob es zu einer Bruchbildung kommt und falls ja, welcher Bruchmechanismus vorherrscht.

4.4.1 Interpretation der Felddaten

Daten

In situ gemessene Daten liegen im Zürcher Weinland nur aus der Bohrung Benken vor. Es wurden einerseits aktive Messungen mit der *Hydraulic-Fracturing*-Methode ausgeführt, die eine Bestimmung der Spannungsmagnituden der horizontalen Hauptspannungen erlaubt. Andererseits wurden passive Untersuchungen von induzierten Rissen während des Bohrvorgangs und Bohrlochrandausbrüchen durchgeführt. Diese Untersuchung ergibt zwar sehr verlässliche Daten für die Spannungsrichtung, erlaubt aber nur eine grobe Abschätzung bzw. Eingabelung der Spannungsmagnituden. Die Ergebnisse der Spannungsmessungen nach der *Hydraulic-Fracturing*-Methode sind in Figur 4.4-1 dargestellt.

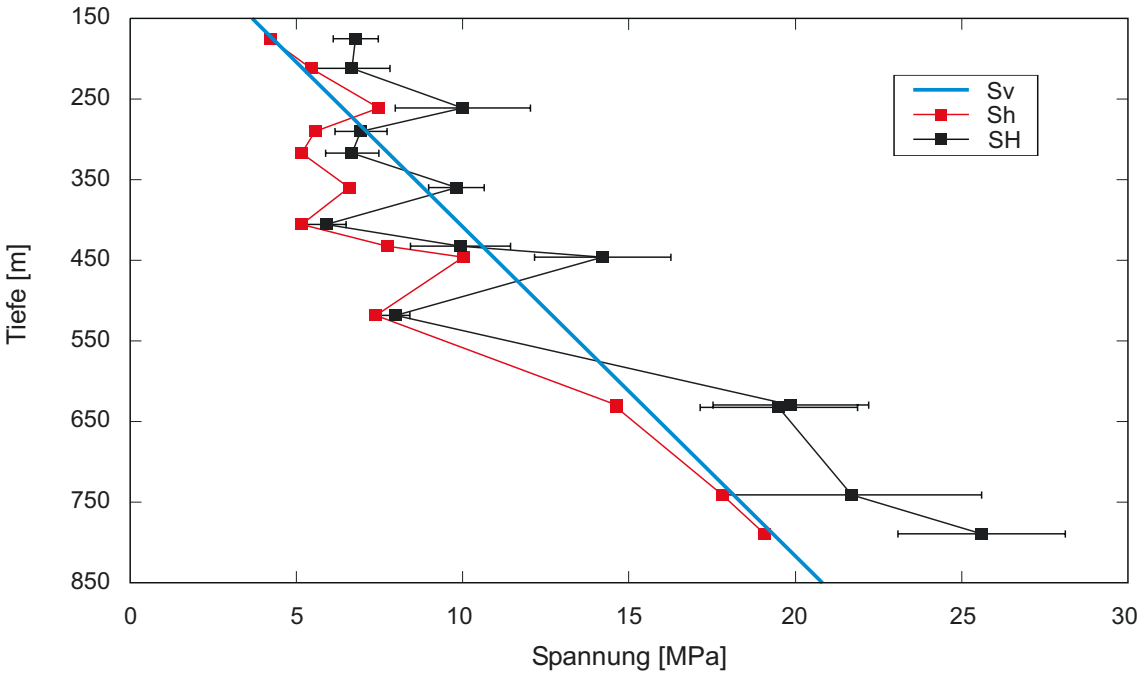


Fig. 4.4-1: Ergebnisse der Spannungsmessungen nach der *Hydraulic-Fracturing*-Methode. Die vertikale Haupspannung wurde aus der Auflast berechnet.

Spannungsrichtung

Prinzipiell zeigt sich eine generelle NNW-SSE bzw. N-S Ausrichtung (170° ± 10°) der grössten horizontalen Hauptspannung (Nagra 2001). Dies bedeutet zwar eine leichte Rotation des Spannungstensors im Vergleich mit den Ergebnissen in den anderen Bohrungen der Nordschweiz (Becker et al. 1984) und der generellen Ausrichtung des Spannungsfeldes in Mitteleuropa (Müller et al. 1992), aber die Ergebnisse stehen in Einklang mit den Herdflächenlösungen von Erdbeben im Untersuchungsgebiet (Kap. 3.5.4 und 3.5.5; Deichmann et al. 2000).

Spannungsmagnitude

Hydraulic Fracturing

Die Spannungsmagnituden des Primärspannungsfeldes wurden mit den *Hydraulic-Fracturing*-Spannungsmessungen (Nagra 2001) ermittelt. Während mit der klassischen Auswertemethode, die prinzipiell für Festgestein entwickelt worden war (Hubbert & Willies 1957), die minimale horizontale Hauptspannung problemlos abgeleitet werden kann, ist die ohnehin schwierigere Berechnung der maximalen horizontalen Hauptspannung mit dem klassischen Ansatz bei Tonsteinen problematisch. Es wurden daher numerische Berechnungen unter Berücksichtigung des Einflusses des Porenwasserdruckes mit elasto-plastischen bzw. poro-elastischen Ansätzen durchgeführt, um möglichst belastbare Resultate zu erhalten. Das Ergebnis dieser Berechnungen zeigt, dass die maximale horizontale Hauptspannung geringer ist, als nach klassischem Ansatz (ohne Berücksichtigung des Porenwasserdrucks) berechnet. Während sich für den klassischen Ansatz ein Spannungsverhältnis K_0 von ca. 2.0 ergibt, zeigt die numerische Auswertung für den konservativsten Fall einen K_0-Wert von 1.5.

Bohrlochrandausbrüche

Abschätzungen aus der generellen Standfestigkeit der Bohrung Benken (Albert 2000) zeigen, dass die klassische Abschätzung aus den *Hydraulic-Fracturing*-Messungen wahrscheinlich zu hohe Spannungsmagnituden für die maximale horizontale Hauptspannung liefert; ein K_0-Wert von 2 hätte trotz Einsatzes der Silikatspülung zu nicht beobachteten, instabilen Verhältnissen in der Bohrung Benken geführt. Aus der Beobachtung, dass die Bohrung beim Einsatz der Silikatspülung vollkommen stabil ist, beim Austausch der Bohrspülung mit Wasser für hydraulische Tests aber starke Bohrlochrandausbrüche zeigt, lässt sich eine Abschätzung vornehmen. Ausgehend von den folgenden Daten (Nagra 2001):

- Druckfestigkeit des Opalinustons bei einem den In-situ-Verhältnissen entsprechenden Wassergehalt von ca. 4.5 Gew.-%
- Druckfestigkeit des Opalinustons bei einem Wassergehalt von ca. 6 Gew.-% (Erwartungswert für den entlasteten Opalinuston an der Bohrlochwand)

und der Spannungsverteilung um einen zylindrischen Hohlraum (Kirsch Gleichungen), lässt sich bei vorgegebener minimaler horizontaler Hauptspannung die Magnitude der maximalen horizontalen Hauptspannung abschätzen. Albert (2000) zeigt, dass die maximale horizontale Hauptspannung unter diesen Bedingungen zwischen 17 und 23 MPa ($1.1 > K_0 > 1.6$) liegt.

Die aus derzeitiger Sicht wahrscheinlichste Abschätzung der maximalen horizontalen Hauptspannung führt zu Werten von ca. 20 MPa in einer Referenztiefe von 650 m. Verwendet man die Resultate aus einer konservativen Abschätzung, so ergibt sich ein Wert von 22.6 MPa (Tab. 4.4-1).

Tab. 4.4-1: Primärspannungszustand für eine Teufe von 650 m im Opalinuston.

Aus Auflast berechnete Vertikalspannung [MPa]	15.9 ± 5 %
Maximale (sub-)horizontale Hauptspannung [MPa]	22.6 ± 10 %
Minimale (sub-)horizontale Hauptspannung [MPa]	15.1 ± 5 %
Richtung der maximalen (sub-)horizontalen Hauptspannung	170 ± 10 °

4.4.2 In-situ-Spannungsverhältnisse: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Die Spannungen wurden in der Bohrung Benken mit Hilfe der *Hydrofrac*-Methode und der Auswertung von Bohrlochrandausbrüchen sowie von induzierten Risse bestimmt. Es ergab sich folgendes Bild für das Zürcher Weinland:

- Es existiert ein kompressives Spannungsfeld.
- Die minimale horizontale und die vertikale Hauptspannung sind im Bereich des Wirtgesteins ungefähr gleich gross.
- Die maximale horizontale Hauptspannung ist die grösste Normalspannung und beträgt im Bereich des Wirtgesteins das 1.3 bis 1.5 fache der vertikalen Auflast.
- Das Spannungsfeld (Richtung der maximalen (sub-) horizontalen Hauptspannung ca. 170°) ist gegenüber dem mitteleuropäischen Spannungfeld leicht gedreht.
- Das in situ bestimmte Spannungsfeld ist kompatibel mit der tektonischen Situation.

4.5 Temperaturverhältnisse

Die Temperaturverhältnisse im Bereich der Bohrung Benken sind die einzigen direkt bestimmten Temperaturdaten aus dem Gebiet des Zürcher Weinlands in grösserer Tiefe. Sie werden als Basisdaten benötigt für die:

- Auslegung der Lüftung bei Bau und Betrieb des Lagers.
- Anfangsbedingung für die Entwicklung der Temperatur bei der Einlagerung wärmeerzeugender Abfälle.
- Randbedingung bei der Abschätzung der Aufsättigung des verschlossenen geologischen Tiefenlagers.

4.5.1 Interpretation der Daten

Bei der Bestimmung eines belastbaren Profils der ungestörten Gebirgstemperatur in einer Bohrung müssen möglichst alle Störfaktoren berücksichtigt werden, die durch die Bohrarbeiten erfolgten (z.B. Bohrvorgang, Spülungszirkulation bzw. -austausch). In der Bohrung Benken wurden diese Störeinflüsse minimal gehalten, da die wichtigste Messung (0–803 m) erst zum spätestmöglichen Zeitpunkt, d.h. unmittelbar vor dem Einbau des Langzeitbeobachtungssystems, nach einer nahezu 2-monatigen Ruhepause erfolgte. Die punktuelle Kontrolle der Messungen im oberen Bereich erfolgte durch die im Langzeitbeobachtungssystem integrierten Temperatursensoren. Da die Bohrung zu diesem Zeitpunkt aber schon bis in eine Tiefe von 827.7 m rückzementiert war, musste für den tieferen Bereich auf Messungen während der Bohrphase zurückgegriffen werden. Im unteren Abschnitt musste eine spezielle Temperaturangleichsberechnung (Methode nach Dornstädter 1987) durchgeführt werden, um die Störungen zu minimieren. Die Kontrolle dieser Datenkorrektur erfolgte durch einen Vergleich der Messdaten im Überlappungsbereich der unterschiedlichen Messungen. Der in Nagra (2001) dargestellte Temperaturverlauf zeigt das Endergebnis der durchgeführten Angleichsrechnungen. Mit Ausnahme des Messabschnitts im Salzlager (918.9–931.9 m) liegt ein qualitativ sehr guter Temperaturdatensatz (absoluter Fehler < 0.7 °C, relativer Fehler < 0.1 °C) vor. Die Probleme im Salzlager ergeben sich einerseits durch die starken Auskesselungen in der Bohrlochwand und andererseits durch die ungenaue Kenntnis der Wärmeleitfähigkeit in dem stark verunreinigten Steinsalz.

Einen Überblick über die Daten und ihre Herkunft ist in Tabelle 4.5-1 gegeben. Die Referenztemperatur für eine Tiefe von 650 m wurde aus diesen Messungen mit 38 °C abgeleitet.

Tab. 4.5-1: Tabelle der Gleichgewichtstemperatur in 100 m-Schritten.

Datensatz	**Teufe** [m]	**Temperatur** [°C]	**Temperaturgradient** [°C/km]
Temperaturlog 28.06.1999	150	16.9	32
Temperaturlog 28.06.1999	250	20.1	28
Temperaturlog 28.06.1999	350	22.9	34
Langzeitbeobachtungssystem	450	26.3	47
Langzeitbeobachtungssystem	550	31.0	70
Langzeitbeobachtungssystem	650	38.0	53
Langzeitbeobachtungssystem	750	43.3	33
Temperaturangleichverfahren	850	46.6	31
Temperaturangleichverfahren	950	49.7	36
Temperaturangleichverfahren	1000	51.5	

Aus den Temperaturdaten konnte ein Profil des Temperaturgradienten berechnet werden (Fig. 4.6-2), das durch die unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeiten der einzelnen Sedimentgesteine geprägt und damit sehr heterogen ist. Der mittlere Gradient über die gesamte Bohrstrecke von 0 bis ca. 1'000 m beträgt bei der Annahme einer Oberflächentemperatur von 10 °C ca. 41.5 °C km^{-1}, einem relativ hohen, für die Nordschweiz aber nicht ungewöhnlichen Wert. Beachtet man allerdings die Gradienten in Tabelle 4.5-1 in den einzelnen Tiefenabschnitten, so wird deutlich, dass der Temperaturgradient oberhalb der Rahmengesteine und unterhalb des Schilfsandsteins nur 28–35 °C/km beträgt, im Bereich des Wirtgesteins und der oberen sowie teilweise der unteren Rahmengesteine aber Werte von 47–70 °C/km aufweist. Dies bedeutet, dass Tertiär, Malm und Muschelkalk generell niedrige Temperaturgradienten aufweisen, während die hydraulisch gering durchlässigen und tonreichen Formationen im Dogger bis in den Keuper einen hohen Temperaturgradienten zeigen.

4.5.2 Temperaturverhältnisse: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

In der Bohrung Benken wurde durch Bohrlochmessungen die Gesteinstemperatur nach möglichst langer Ruhezeit bestimmt bzw. durch Angleichsrechnungen auf die Ruhetemperatur korrigiert. Es zeigte sich:

- Der gemessene sehr komplexe Verlauf des Temperaturgradienten ist bedingt durch advektiven Wärmetransport in den Aquiferen und die unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeiten der Sedimente.
- Die Temperatur im Wirtgestein ist vergleichsweise hoch (38°C in 650 m Tiefe), bedingt durch die relativ geringe Wärmeleitfähigkeit des Opalinustons und der darüber liegenden Schichten.

4.6 Definition und Eigenschaften von hydrogeologischen Einheiten

Die hydrogeologische Charakterisierung der Schichtreihe im Zürcher Weinland hat den Aufbau eines belastbaren hydrogeologischen Verständnisses zum Ziel. Unter Einbezug der regionalen hydrogeologischen Verhältnisse (Kap. 3.6) werden im Folgenden die Schichtreihe des Zürcher Weinlands in hydrogeologische Einheiten gegliedert und die hydrogeologischen Eigenschaften der Rahmengesteine und regionalen Aquifere dargestellt. Die detaillierte hydrogeologische Charakterisierung des Wirtgesteins ist Gegenstand von Kap. 5.8. Das vorliegende Kapitel ist wie folgt unterteilt:

- Datengrundlage und Gliederung der Schichtreihe in hydrogeologische Einheiten
- Hydrogeologische Eigenschaften der Rahmengesteine und der regionalen Aquifere

Die Grundlagendaten sind in Nagra (2001) sowie – zusammen mit hydrogeologischen Interpretations- und Syntheseansätzen – in Klemenz et al. (2000) und Marschall et al. (2002) enthalten.

4.6.1 Hydrogeologische Einheiten

Aus hydrogeologischer Sicht stellt sich die Aufgabe, die wichtigen Grundwasserzirkulationssysteme im Untergrund des Zürcher Weinlands zu identifizieren, räumlich voneinander abzugrenzen und zu charakterisieren. Dies geschieht in enger Anlehnung an die lithostratigraphische Gliederung der Schichtreihe, indem Schichtglieder mit vergleichbaren hydrogeologischen Attributen (Aquifertyp, hydraulische Eigenschaften, hydraulischer Systemzustand, Art der wasserführenden Systeme) zu hydrogeologischen Einheiten zusammengefasst werden. Definition und Charakterisierung der hydrogeologischen Einheiten sind grundlegend für die hydrodynamischen Modellierungen in Kap. 6.4.

Datengrundlage

Die Gliederung der Schichtreihe in hydrogeologische Einheiten basiert im Wesentlichen auf den Befunden der Bohrung Benken (Nagra 2001), berücksichtigt aber auch die regionalen hydrogeologischen Aspekte (Kontinuität/Heterogenität der Formationen, vgl. Kap. 3.6) sowie hydrochemische Evidenzen (Kap. 3.7 und 4.7).

Die lithologischen und strukturellen Eigenschaften der Formationen von Wirt- und Rahmengesteinen sowie Aquiferen bestimmen massgeblich deren hydrogeologische Eigenschaften und die Gliederung in hydrogeologische Einheiten. Entsprechende detaillierte Beschreibungen sind in den vorangehenden Kapiteln enthalten. Die Mächtigkeiten der im Folgenden definierten hydrogeologischen Einheiten wurden aus den Schichtmächtigkeiten der Bohrung Benken (Tab. 5.15a in Nagra 2001) abgeleitet.

Potenziell wasserführende Systeme im Wirtgestein und in den Rahmengesteinen

Potenziell wasserführende Systeme im Wirtgestein und in den Rahmengesteinen sind mehrheitlich an Sprödstrukturen (Kap. 5.5), zum Teil auch an poröse Gesteinszonen gebunden. In der Bohrung Benken wurden im Wirtgestein nur sehr wenige Sprödstrukturen angetroffen (Kap. 5.5.1). Keine dieser Strukturen wies bei den Tests auf eine Erhöhung der hydraulischen Durchlässigkeit hin. Für die kalkigen und/oder sandigen Schichten in den Rahmengesteinen, die potenziell wasserführend sind, umfasst das Struktur-Inventar eine Anzahl meist kleiner Störungen, weiter zahlreiche Adern, Klüfte, Scherbrüche, Rutschharnisch-Flächen sowie Horizontal- und Vertikal-Stylolithe (Mazurek 2001a); diese kommen als Ursache für die etwas erhöhte Durchlässigkeit der Wedelsandstein-Formation in Frage. Innerhalb der unteren Rahmengesteine

werden erhöhte Durchlässigkeiten verschiedenen Ursachen zugeordnet. In der Stubensandstein-Formation der Bohrung Benken wurden Sulfatlösungserscheinungen in einer Dolomitbrekzie beobachtet. Im Arietenkalk der Bohrung Siblingen waren es offene Klüfte, die zu massiven Spülungsverlusten führten (Nagra 1992b).

Tab. 4.6-1: Durchlässigkeiten und hydraulische Süsswasser-Druckhöhen aus Packertests der Bohrung Benken.

Vertiefte Analysen mit besten Schätzwerten und Unsicherheits-Bandbreiten; vgl. Tabelle 7.4 in Nagra (2001) und Figur 4.6-1.

Testbe-zeichnung	Testintervall / Tiefe [m]			Hydraulische Durchlässigkeit [m/s]			Hydraulische Druckhöhe [m ü.M.]		
	Top	Basis	Länge	Min.	Bestwert	Max.	Min.	Bestwert	Max.
M2	380.0	394.8	14.8	3.4×10^{-10}	6.7×10^{-10}	3.4×10^{-9}	361	393	430
M3	205.3	394.8	189.5	4.7×10^{-9}	1.1×10^{-8}	2.1×10^{-8}	359	384	409
M4	403.3	454.6	51.3	1.2×10^{-14}	5.8×10^{-14}	7.8×10^{-13}	362	388	464
MD1	446.3	497.6	51.3	1.9×10^{-14}	1.6×10^{-13}	3.9×10^{-13}	401	434	501
D2	496.3	547.6	51.3	1.0×10^{-12}	2.1×10^{-12}	5.8×10^{-12}	342	380	402
O4	566.5	596.5	30.0	3.1×10^{-15}	1.3×10^{-14}	3.1×10^{-14}	395	513	535
O5[1]	600.1	603.5	3.4	$< 1 \times 10^{-15}$	1.2×10^{-14}	3.2×10^{-14}	< 390[1]	550[1]	775[1]
O6	605.1	623.6	18.5	4.4×10^{-14}	5.8×10^{-14}	6.5×10^{-14}	400	502	560
O7[2]	623.7	655.7	32.0	2.0×10^{-14}	3.7×10^{-14}	1.4×10^{-13}	620[2]	691[2]	775[2]
L1	656.8	698.0	41.2	1.9×10^{-14}	3.0×10^{-14}	7.0×10^{-14}	332	485	570
K1	698.0	739.2	41.2	2.2×10^{-8}	9.7×10^{-8}	1.9×10^{-7}	459	464	469
K2[3]	769.7	787.6	17.9	$< 5 \times 10^{-14}$	8.4×10^{-14}	2.2×10^{-13}	> 500[3]	620[3]	< 800[3]
MK1	813.0	877.2	64.2	4.7×10^{-8}	9.3×10^{-8}	6.2×10^{-7}	398	403	408
MK2	813.0	826.0	13.0	4.6×10^{-8}	4.6×10^{-7}	2.3×10^{-6}	398	403	408
B1	974.3	983.0	8.7	2.3×10^{-6}	5.7×10^{-6}	9.2×10^{-6}	421	426	431

[1] Hydraulische Druckhöhe unsicher; nur mit Vorbehalten für weitere Interpretation verwendbar.

[2] Während des Tests Veränderungen der Bohrlochgeometrie (Ausbrüche im Testintervall), Druckhöhe unsicher.

[3] Verwendetes Fliessmodell unsicher, Datenbasis nur bedingt belastbar.

Hydraulische Packertests und Langzeitbeobachtung in der Bohrung Benken

In der Bohrung Benken wurden insgesamt 20 hydraulische Packertests durchgeführt. Ihre Interpretation erfolgte in zwei Schritten: Eine erste detaillierte Analyse im Anschluss an die Feldarbeiten, eine zweite im Rahmen der Geosynthese. Die Ergebnisse der Analysen sind im Untersuchungsbericht Benken enthalten (Nagra 2001). Bei der weiterführenden zweiten Interpretation wurden zusätzliche Daten (z.B. aktualisierte Ergebnisse aus Laboruntersuchungen und Log-Interpretationen) berücksichtigt; der Analyse von möglichen Test-Artefakten wurde dabei gros-

ses Gewicht beigemessen (Kap. 5.8). Im Rahmen dieser vertieften zweiten Analyse mit Schwergewicht auf Tests in den gering durchlässigen Formationen war es nicht möglich, für die drei Tests im obersten Bereich des Wirtgesteins und einen Test im Oberen Malm hydraulische Parameter abzuleiten; sie wurden daher auch nicht in die Synthesearbeiten einbezogen. Die Resultate der Erstauswertung und die Gründe für ihre Nichtberücksichtigung für weitere Interpretationen sind in Nagra (2001, Tab. 7.4a/b) enthalten: Bei den Tests O1 und O2 werden die Formationseigenschaften durch Randbedingungen einer wahrscheinlichen hydraulischen Verbindung mit dem Ringraum maskiert. Zwei andere Tests lieferten wegen zu kurzer Testdauer unsichere Resultate und werden deshalb nicht weiter verwendet: Test O3 wurde wegen Packerversagens vorzeitig abgebrochen und der Test M1 im Oberen Malm wegen der Aussichtslosigkeit auf den Gewinn einer Grundwasserprobe (zu geringe Transmissivität). Die Resultate der vertieften Analyse, d.h. Durchlässigkeiten und hydraulische Druckhöhen der repräsentativen Tests sind in Tabelle 4.6-1 und Figur 4.6-1 aufgeführt, jeweils mit bestem Schätzwert sowie mit Angabe der Unsicherheits-Bandbreite. Eine Diskussion der für das Wirtgestein repräsentativen Parameter ist im Kap. 5.8 enthalten.

Die Langzeitbeobachtung der Druckhöhen der Tiefengrundwässer in der Bohrung Benken begann im Sommer 1999 und wird noch weitergeführt. Mit dem eingebauten Westbay-Multipackersystem wurden insgesamt neun verschiedene Bohrlochabschnitte hydraulisch isoliert, in welchen die Druckhöhen kontinuierlich registriert werden (Nagra 2001). Die bisherigen Beobachtungen haben gezeigt, dass belastbare Werte für Druckhöhen nur aus vier Zonen abgeleitet werden können, nämlich für die Aquifere des Oberen Malms, der Stubensandstein-Formation und des Oberen Muschelkalks, sowie auch für die Wedelsandstein-Formation, die eine auffällig niedrige Druckhöhe von 342 m.ü.M. aufweist. Diese Druckhöhen aus der Langzeitbeobachtung sind in Figur 4.6-1 enthalten (blaue Punkte). Für die übrigen fünf, allesamt sehr gering durchlässigen Beobachtungszonen sind die bisherigen Langzeit-Messdaten nicht schlüssig und für Interpretationen nicht zulässig; sie wurden deshalb nicht in Figur 4.6-1 aufgenommen. Zur Erklärung des Ganglinienverlaufs der gering durchlässigen Zonen über rund drei Jahre gibt es verschiedene Möglichkeiten. Es kann z.B. nicht ausgeschlossen werden, dass diese Druckhöhen via Zementation hinter der Verrohrung durch die Drücke der höher durchlässigen Zonen von Stubensandstein- und Wedelsandstein-Formation beeinflusst werden, da die Zementation durchlässiger ist als die beobachteten gering durchlässigen Formationen selbst. Bei hydraulischer Verbindung zwischen mehreren Zonen mit verschiedenen natürlichen Druckhöhen werden diese massgeblich durch die Druckhöhe der durchlässigsten Zone bestimmt. Der direkte Nachweis hierzu konnte durch speziell durchgeführte Tests indessen nicht erbracht werden. Numerische Modellierungen der Testdaten zeigen aber, dass die Druckhöhen in der Wedelsandstein- und Stubensandstein-Formation die Beobachtungen in den angrenzenden Zonen, namentlich des Opalinustons und des Lias beeinflussen können, so dass die dort gemessenen Druckhöhen nicht den wirklichen Druckhöhen im ungestörten Gebirge entsprächen (Croisé et al. 2002).

Möglich ist auch, dass mit den Packertests unmittelbar nach dem Durchbohren der gering durchlässigen Formationen deren Porenwasser-Überdrücke noch gemessen werden konnten, da die Gradienten zum Bohrloch anfänglich sehr hoch waren und ein (wenn auch geringer) Zufluss erfolgte. Der bohrlochnahe, z.T. aufgelockerte Bereich des Gebirges konnte dann bis zum Einbau des Langzeitbeobachtungssystems drainieren, der Porenwasserdruck abnehmen und der hydraulische Gradient zum Bohrloch hin verflachen, so dass der für einen Zufluss nötige Schwellengradient in der Nähe des Bohrlochs nicht mehr vorhanden ist (vgl. Kap. 5.8). Es werden demnach auch keine Überdrücke mehr beobachtet. Da die Ergebnisse der Langzeitbeobachtung nicht schlüssig sind, bleiben somit für die gering durchlässigen Rahmengesteine, aber auch für das Wirtgestein die relativ grossen Unsicherheits-Bandbreiten bestehen, mit welchen die Druckhöhen aus den Packertests behaftet sind (Tab. 4.6-1 und Kap. 5.8).

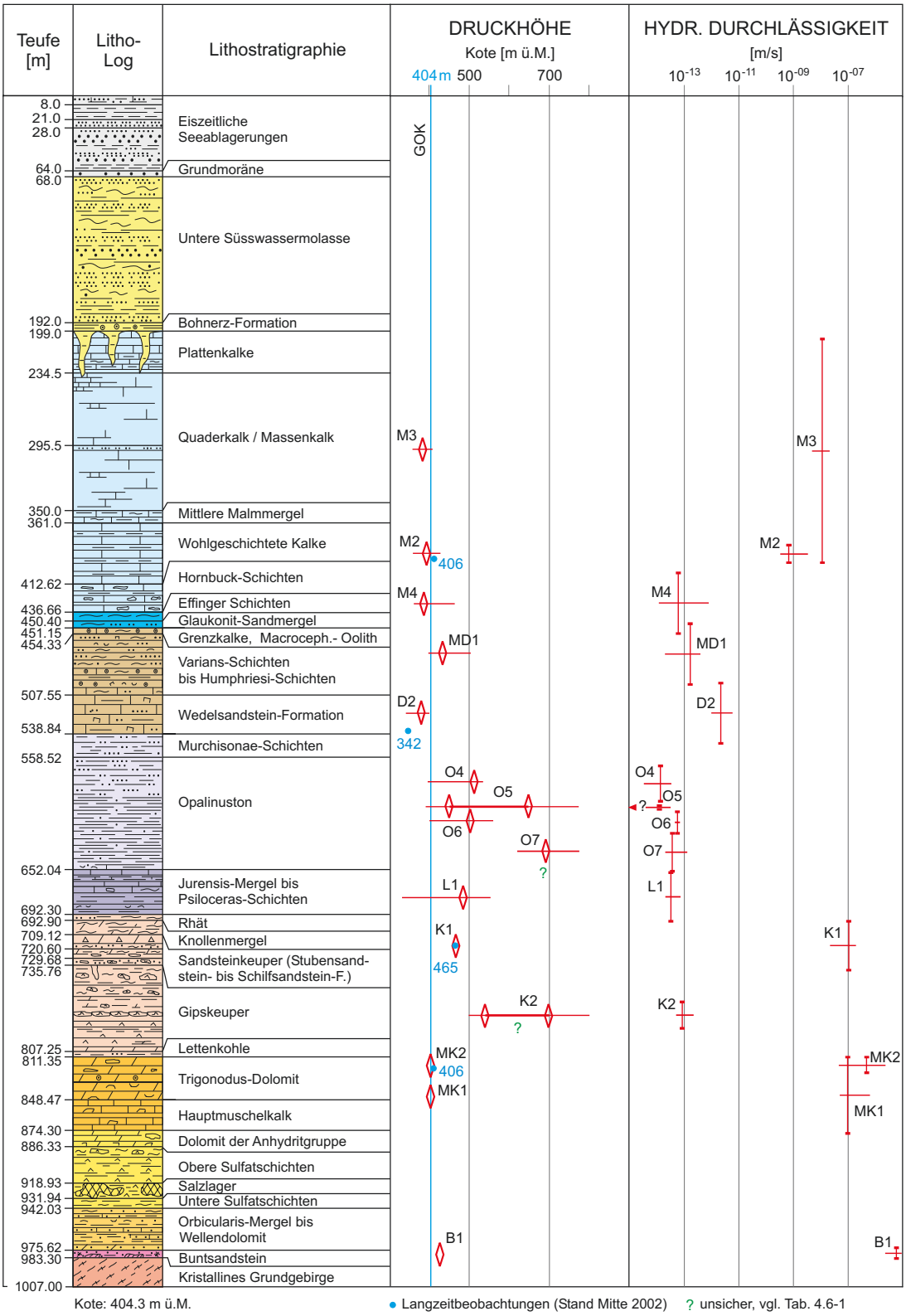


Fig. 4.6-1: Bohrung Benken: Lithologisches Profil mit hydraulischen Durchlässigkeiten und Druckhöhen aus Packertests und Langzeitbeobachtung.

Rote vertikale Balken: Länge der Packertest-Intervalle; horizontale Balken: Unsicherheits-Bandbreite. Blaue Punkte: Messwerte aus Langzeitbeobachtung.

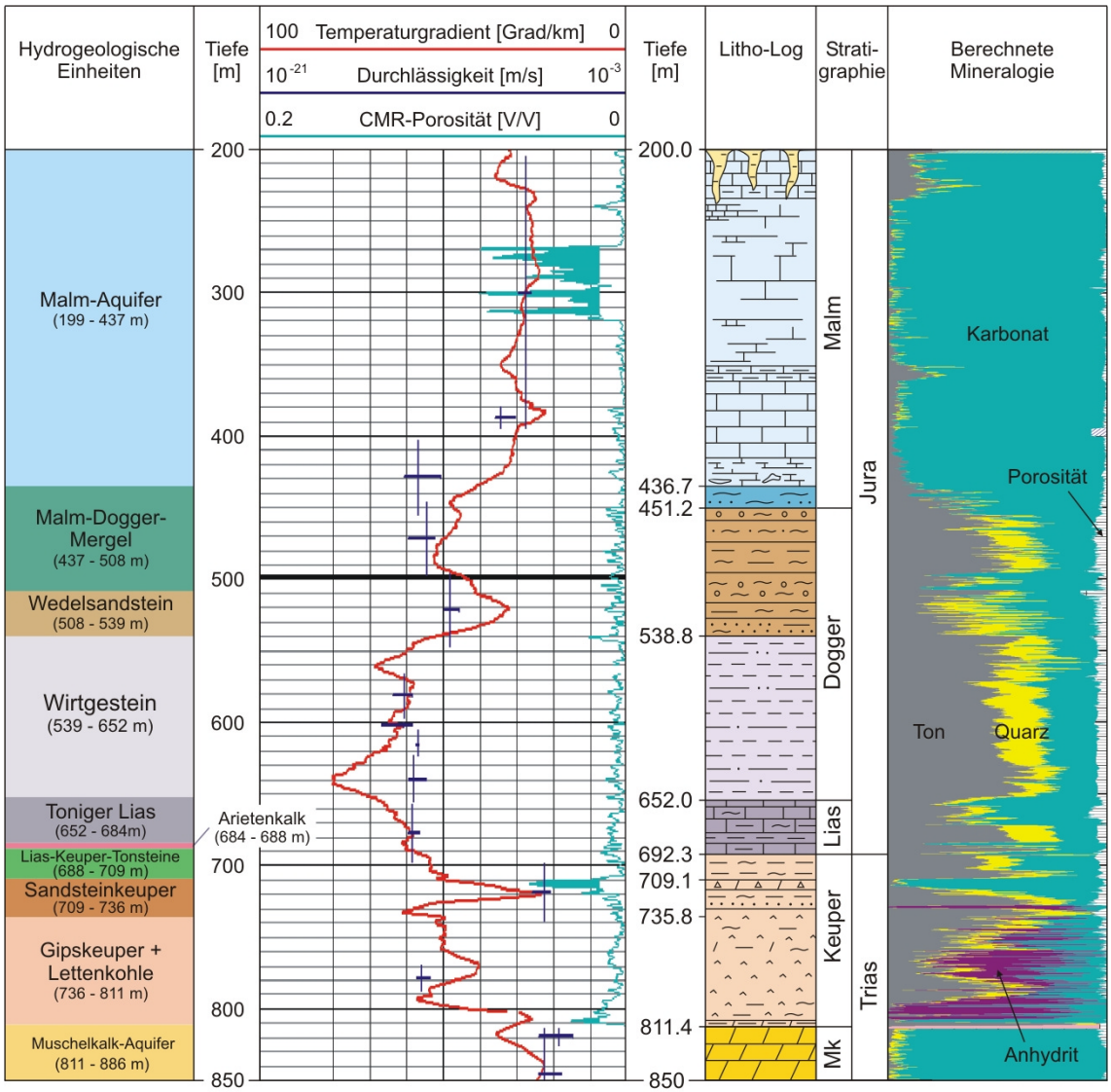


Fig. 4.6-2: Gliederung der Schichtfolge Malm bis Muschelkalk in hydrogeologische Einheiten.

Die Gliederung erfolgt aufgrund von *Composite-Log* (mit Temperaturgradient und CMR-Porosität), hydraulischer Durchlässigkeit und synthetisierter Mineralogie (Ton-Quarz-Karbonat-Sulfat).

Bohrlochgeophysik und Laboruntersuchungen

Wertvolle Ergänzungen zum Litholog und den hydraulischen Bohrlochtests für die Gliederung und Charakterisierung von Wirt- und Rahmengesteinen liefern das in der Bohrung Benken durchgeführte geophysikalische Logging sowie Laboruntersuchungen an Bohrkernen (Nagra 2001, vgl. auch Kap. 5.2, 5.3, 5.7 und 5.8). Aus den bohrlochgeophysikalischen Daten wurden *Composite-Logs*, *Cross-Plots* und *Trend-Plots* erstellt. In Figur 4.6-2 sind für die hydrogeologische Gliederung wichtige Indikatoren kombiniert, namentlich Temperaturgradient, freie CMR-Porosität (*Combinable Magnetic Resonance* Log), hydraulische Durchlässigkeit und die aus den Logs synthetisierte, mit Bohrkernanalysen kalibrierte Mineralogie. Die kontinuierliche Log-Darstellung illustriert zum einen die groben Unterschiede zwischen typischen Aquifersystemen und Aquitarden, zum anderen zeigt sie auch die lithologische und hydrogeologische Inhomogenität (vertikale Variabilität) der geologischen Formationen.

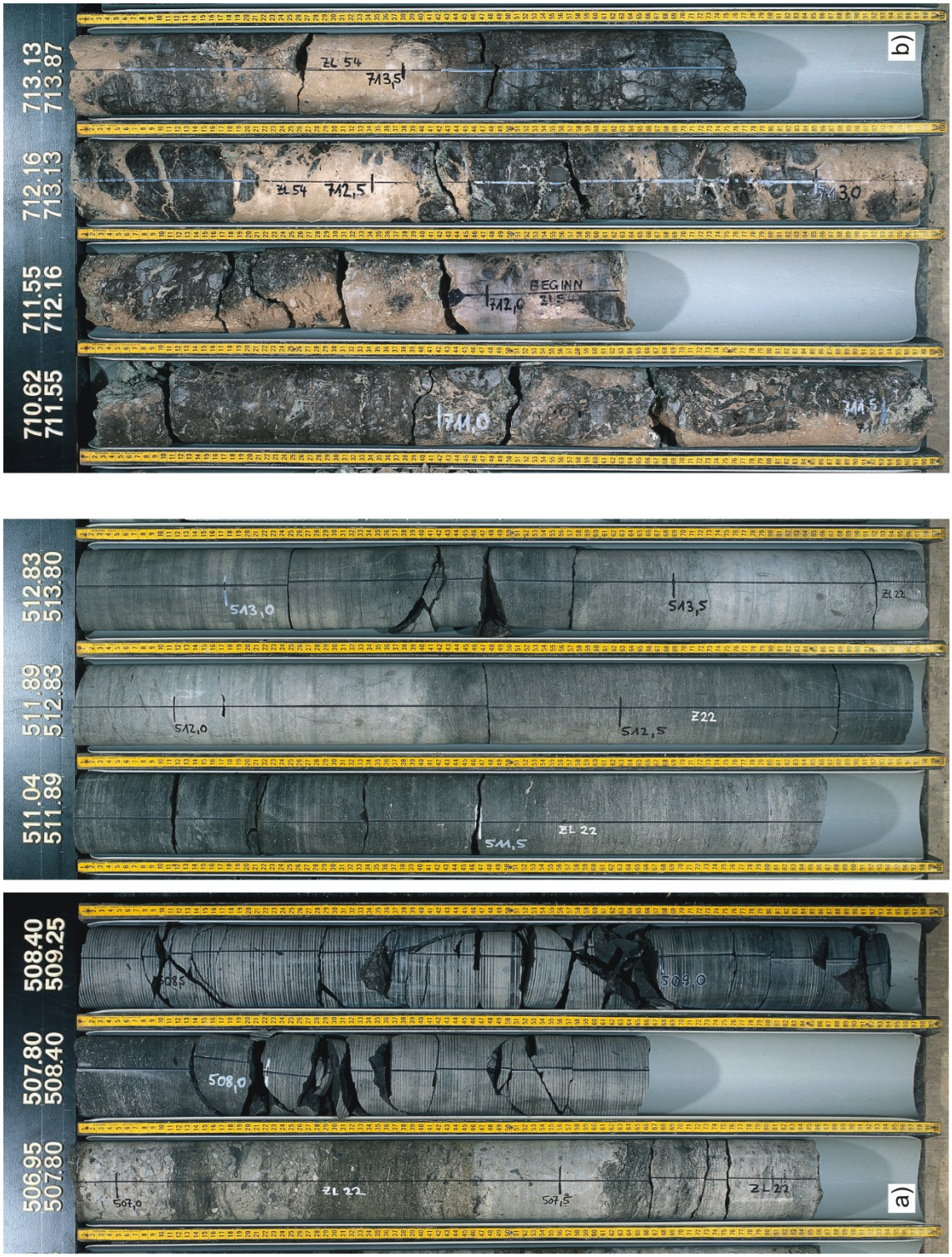


Fig. 4.6-3: Wasserführende Systeme in den Rahmengesteinen.

a) Sandsteine und geklüftete, siltig-kalkige Tonsteine im oberen Bereich der Wedelsandstein-Formation

b) Dolomitbrekzie mit Calcitdrusen im oberen Bereich der Stubensandstein-Formation

Gliederung in hydrogeologische Einheiten

Bei der Definition und Charakterisierung der hydrogeologischen Einheiten wurden jene Formationen vertieft betrachtet, welche im Rahmen der Langzeitsicherheit als geologische Barrieren oder als potenzielle Exfiltrationspfade von Bedeutung sein können (Wirtgestein, Rahmengesteine und regionale Aquifere). Die Rahmengesteine wurden relativ detailliert gegliedert, um eine möglichst grosse Bandbreite von Exfiltrationsszenarien zu untersuchen. Die Festlegung der hydrogeologischen Einheiten erfolgte in zwei Arbeitsschritten: Zuerst wurden benachbarte Schichtglieder mit vergleichbaren hydrogeologischen Attributen zu einer hydrogeologischen Einheit zusammengefasst, dann wurden die so definierten Einheiten mit Hilfe von spezifischen Indikatoren räumlich voneinander abgegrenzt. Als Schlüsselindikatoren wurden vorwiegend die Bohrlochdaten aus Benken (s. oben) herangezogen Die laterale Extrapolation auf das Gebiet Zürcher Weinland wurde aus den lithostratigraphischen Einheiten im geologischen Modell für das Zürcher Weinland (Kap. 4.3) abgeleitet. Die hydraulischen Eigenschaften bzw. im weiteren Sinne die hydrogeologischen Attribute der einzelnen Einheiten werden in Kapitel 4.6.2 beschrieben.

Innerhalb der interessierenden Schichtreihe im Untersuchungsgebiet können 12 hydrogeologische Einheiten ausgeschieden werden. Die Einheiten Quartär und Tertiär wurden in der Hauptbohrung Benken nicht betestet, es fehlen daher in beiden Figuren entsprechende hydrogeologische Daten. Im Folgenden werden die zur Abgrenzung verwendeten hydrogeologischen Kriterien sowie spezifische Attribute der einzelnen hydrogeologischen Einheiten aufgeführt.

Die Lockergesteine des *Quartärs (0–68 m)* sind typische Porengrundwasserleiter mit heterogener Zusammensetzung und Eigenschaften sowohl in vertikaler Richtung als auch lateral. Ihre räumliche Erstreckung wurde direkt aus dem lokalen geologischen Modell übernommen. Das *Tertiär (68–199 m),* das im Zürcher Weinland mehrheitlich durch Sandsteine und Mergel der USM repräsentiert wird, stellt ebenfalls eine selbständige hydrogeologische Einheit dar. Als hydraulischer Geringleiter entkoppelt die USM weitgehend die lokalen Aquifersysteme des Quartärs vom regionalen Malm-Aquifer. Auch für das Tertiär wurden die lithologischen Grenzen aus dem lokalen geologischen Modell übernommen.

Wegen seiner regionalen Ausdehnung und Bedeutung wurde der *Malm-Aquifer (199–437 m)* in Benken lithologisch, hydraulisch und geophysikalisch näher charakterisiert. Er wird dort durch eine Reihe von hydrogeologischen Daten und Informationen charakterisiert. Eine wasserführende Störungszone wurde in 391.9–397.8 m Teufe angetroffen, die durch das Temperaturgradienten-Log in Figur 4.6-2 abgebildet wird. Erhöhte freie CMR-Porositäten wurden vor allem im Quaderkalk/Massenkalk im Teufenintervall 268–320 m lokalisiert (Fig. 4.6-2). Auch wenn in der Bohrung Benken nur in den obesten wenigen Metern Karsterscheinungen beobachtet und keine hohen hydraulischen Durchlässigkeiten gemessen worden sind, werden alle karbonatreichen Schichten des Malms bis und mit Hornbuck-Schichten wegen ihrer potenziellen Wasserwegsamkeit dem Malm-Aquifer zugerechnet. Als Hauptkriterium für die Abgrenzung des Malm-Aquifers wurde der Karbonatgehalt aus Litholog und geophysikalischen Logs herangezogen (Fig. 4.6-2): Erst in den Effinger Schichten im Liegenden der Hornbuck-Schichten nimmt der Tongehalt signifikant zu, was als Hinweis auf abnehmende Klüftungs- und Verkarstungsfähigkeit gewertet wird.

Die mergeligen Formationen des Unteren Oxfordians und des Bajo-Bathonians (Effinger Schichten bis Humphriesi-Schichten, 437–508 m) sind in Benken sehr gering durchlässig. Der grosse Temperaturgradient zwischen 40 und 50 °C/km und der relativ hohe Tongehalt belegen die Annahme einer grossräumigen hydraulischen Barrierewirkung dieser als *Malm-Dogger-Mergel* bezeichneten hydrogeologischen Einheit.

Im Mittleren Dogger zeichnen sich in den *Composite-Logs* ab einer Teufe von ca. 500 m (Fig. 4.6-1 und Fig. 4.6-2) signifikante Änderungen ab, welche die Einführung des *Wedelsandsteins* (508–539 m) als eigenständige hydrogeologische Einheit notwendig machen. Sowohl die Packertests als auch die Langzeitbeobachtung belegen, dass das hydraulische Potenzial in der Wedelsandstein-Formation deutlich tiefer ist als in den Formationen im Hangenden und im Liegenden. Im mineralogischen Profil fällt der wesentlich geringere Tonanteil auf, und der Temperaturgradient nimmt bis auf ca. 30 °C/km ab. Dieser geringe Temperaturgradient kann einerseits durch einen advektiven lateralen Wärmefluss bedingt sein, was auf eine gegenüber den benachbarten Einheiten erhöhte effektive Durchlässigkeit der Wedelsandstein-Formation hinweisen würde. Andererseits könnte es sich um einen Effekt der Variabilität der mineralogischen Zusammensetzung, z.B. einer Zunahme des Quarzgehalts handeln.

Die Grenzen der beiden hydrogeologischen Einheiten *Wirtgestein (539–652 m)* und *Toniger Lias (652–684 m)* wurden aus dem Litholog der Bohrung Benken übernommen. Das Wirtgestein aus Opalinuston und Murchisonae-Schichten in Opalinuston-Fazies ist per Definition eine selbständige hydrogeologische Einheit. In Benken sind der Untere Dogger und der Tonige Lias gleichermassen äusserst gering durchlässig; sie könnten sonst aus hydrogeologischer Sicht zwanglos auch zu einer einzigen hydrogeologischen Einheit zusammengefasst werden. Einzig die Variabilität in der berechneten mineralogischen Zusammensetzung erscheint im Tonigen Lias etwas grösser (Fig. 4.6-2). Der stark zunehmende Temperaturgradient im unteren Teil des Wirtgesteins ist durch das zunehmende Ton/Quarz-Verhältnis bedingt.

Im unteren Lias wurde der geringmächtige *Arietenkalk* zusammen mit den Angulaten-Schichten *(684–688 m)* als eigenständige hydrogeologische Einheit ausgeschieden. Der Arietenkalk kann lokal aufgrund von Sprödstrukturen eine erhöhte hydraulische Durchlässigkeit besitzen und könnte daher in Bezug auf die Langzeitsicherheit eines geologischen Lagers im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland als potenzieller Exfiltrationspfad der unteren Rahmengesteine eine gewisse Rolle spielen. In der Bohrung Benken gibt es hierzu jedoch keine Evidenz.

Psiloceras-Schichten, Rhät und Knollenmergel (688–709 m) sind aufgrund ihrer Lithologie als Grundwasserstauer einzustufen und werden unter der Bezeichnung *Lias-Keuper-Tonsteine* als hydrogeologische Einheit zusammengefasst, die den Arietenkalk von den Keupersandsteinen trennt.

In der Stubensandstein-Formation der Bohrung Benken ist die mit dem Packertest K1 gemessene hydraulische Durchlässigkeit vergleichsweise hoch. Beim Temperaturgradienten ist in ca. 720 m Tiefe ein ausgeprägter Abfall auf Werte von ca. 20 °C/km zu erkennen. Auch die freie CMR- Porosität ist in diesem Tiefenbereich signifikant erhöht. Alle diese Daten zeigen, dass die Stubensandstein-Formation, insbesondere die darin eingelagerte Dolomitbrekzie, hier als Aquifer einzustufen ist, wie dies z.B. durch die hydrochemischen Befunde angezeigt wird (Kap. 4.7). Gemäss heutigen Kenntnissen bezüglich Faziesverteilung scheint dies auf ein Gebiet bis zur Wutach beschränkt zu sein (Fig. 3.2-2). Weiter im Westen erhält im Mittleren Keuper der Schilfsandstein als wasserführende Formation mehr Bedeutung, insbesondere seine durchlässige, unregelmässig verteilte Rinnenfazies. Im Schwäbischen Raum ist lokal der Kieselsandstein grundwasserführend (Kap. 3.6). Diesen Heterogenitäten bezüglich Geometrie und Eigenschaften muss für ein konzeptuelles hydrogeologisches Modell vereinfachend Rechnung getragen werden. Hierbei wird davon ausgegangen, dass das Grundwasser in den einzelnen Sandstein- und Karbonatschichten nicht isoliert ist und stagniert, sondern dass es zirkuliert. Der Aquifercharakter der Stubensandstein-Formation wird daher für das Untersuchungsgebiet auf die anderen sandigen Schichtglieder des Mittleren Keupers bis zum Schilfsandstein erweitert; die resultierende hydrogeologische Einheit wird in Anlehung an die regionalen Verhältnisse als *Sandsteinkeuper (709–736 m)* bezeichnet.

Gipskeuper und *Lettenkohle (736–811 m)* bilden zusammen als sehr gering durchlässige hydrogeologische Einheit eine wirksame hydraulische Barriere zum Muschelkalk-Aquifer im Liegenden. Dieser Befund drückt sich vor allem in der kleinen hydraulischen Durchlässigkeit des Gipskeupers in Benken (vgl. Packertest K2 in Tab. 4.6-1) und dem (unsicheren) Porenwasser-Überdruck sowie im hohen Temperaturgradienten und in der Lithologie (Anhydrit, Ton) dieser Einheit aus. Es gibt zwar Hinweise, dass die Lettenkohle an ihrer Basis über eine Mächtigkeit von wenigen Metern eine erhöhte Durchlässigkeit besitzen kann (vgl. freie CMR-Porosität und mineralogisches Profil in Fig. 4.6-2), an ihrer Basis folgen aber wieder tonige Gesteine (Estherienschiefer); sie wird deshalb im Zürcher Weinland nicht dem Muschelkalk-Aquifer zugerechnet.

Der *Muschelkalk-Aquifer (811–886 m)* ist sowohl im regionalen Massstab als auch im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland als eigenständige hydrogeologische Einheit gut definiert.

4.6.2 Hydrogeologische Eigenschaften der Rahmengesteine und regionalen Aquifere

Die Zuordnung von Werten für die effektive hydraulische Durchlässigkeit der einzelnen hydrogeologischen Einheiten basiert hauptsächlich, jedoch nicht ausschliesslich auf den Ergebnissen der Packertests in der Bohrung Benken. Da diese Tests zum Teil überlappend durchgeführt wurden bzw. zum Teil in den Testintervallen zwei oder mehrere hydrogeologische Einheiten erfasst wurden, können die Packertest-Durchlässigkeiten aus Tabelle 4.6-1 nicht direkt den einzelnen hydrogeologischen Einheiten zugeordnet werden. Die Herleitung der effektiven hydraulischen Durchlässigkeiten der einzelnen hydrogeologischen Einheiten aus den Packertest-Durchlässigkeiten ist in Marschall et al. (2001) detailliert beschrieben. In einem weiteren Schritt wurden die effektiven Durchlässigkeiten aus der Bohrung Benken mit Hilfe von zusätzlichen Daten und / oder Argumenten aufskaliert, die aus der weiteren Umgebung von Benken stammen, so dass sie für das ganze Zürcher Weinland repräsentativ sind (vgl. Kap. 3.6). In Tabelle 4.6-2 sind für die hydrogeologischen Einheiten des Untersuchungsgebiets sowohl die aus den Packertests in Benken ermittelten hydraulischen Durchlässigkeiten als auch die für das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland hergeleiteten K-Werte enthalten, die als Grundlage für das konzeptuelle hydrodynamische Modell des Zürcher Weinlands dienen (Kap. 6).

Die Lockergesteine des *Quartärs (0–68 m)* in der Piezometerbohrung Benken (Nagra 2001) sind bezüglich Mächtigkeit, Zusammensetzung und Durchlässigkeit heterogen; die hydrogeologischen Verhältnisse dort sind nicht für das ganze Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland repräsentativ (Kap. 3.6). Auf eine detaillierte Charakterisierung des Quartärs als hydrogeologische Einheit wird hier verzichtet, da es für eine Nuklidfreisetzung nur in den Exfiltrationsgebieten von Tiefenaquiferen von Bedeutung ist. Im Rahmen der hydrodynamischen Modellierungen (Kap. 6) werden die hydraulischen Parameter des Quartärs aus inversen Modellierungen von Grundwasserspiegel-Beobachtungen abgeleitet.

Auch das *Tertiär (68–199 m)* zeigt variable geometrische und lithologische Verhältnisse. Aus der Bohrung Benken gibt es keine Testdaten. Da das Tertiär für sicherheitstechnische Fragen ebenfalls nicht relevant ist, werden dieser hydrogeologischen Einheit vereinfachend homogene Durchlässigkeits-Beiwerte zugeordnet (Tab. 4.6-2), die auf USM-Erfahrungen an anderer Stelle beruhen (z.B. Geothermiebohrung Bassersdorf, Blaser et al. 1994) und die der Parameter-Anisotropie in vertikaler und horizontaler Richtung Rechnung tragen.

Der regionale *Malm-Aquifer (199–437 m)* wird im Kapitel. 3.6 ausführlich beschrieben. Aus der Bohrung Benken liegen Durchlässigkeiten und Druckhöhen von drei Packertests vor (Tab. 4.6-1), dazu die Druckhöhe der Langzeitbeobachtung in den Wohlgeschichteten Kalken (Fig. 4.6-1). Die Durchlässigkeiten aus den Packertests in Benken sind trotz grosser Bandbreite

von 5.8×10^{-14} bis 1.1×10^{-8} m/s für den Malm-Aquifer eher klein (vgl. Fig. 3.6-4), was nicht ohne weiteres auf das ganze Zürcher Weinland übertragen werden kann. Die Druckhöhe liegt um 400 m ü.M., mit einer tiefenabhängigen Bandbreite von 384–406 m ü.M und ist somit knapp hydrostatisch. Das Malm-Grundwasser hat eine relativ hohe Mineralisierung und eine lange unterirdische Verweilzeit (Hunderttausende bis Millionen von Jahren, Kap. 3.7 und 4.7), was einerseits mit dem Fehlen von Karsterscheinungen bzw. rascher Wasserzirkulation in dieser Bohrung übereinstimmt, zum anderen ein Indiz für seine Herkunft aus dem tieferen Molassebecken sein kann. Alle Malmkalke (inkl. die in Benken gering durchlässigen Hornbuck-Schichten) sind aber geklüftet und potenziell stärker grundwasserführend. Aus diesem Grund wird die effektive Durchlässigkeit mit 5×10^{-7} m/s deutlich höher angesetzt als die Packertest-Messwerte in Tabelle 4.6-2. Als Karstaquifer im eigentlichen Sinn mit einer noch höheren Durchlässigkeit wird der Malm-Aquifer aufgrund fehlender Evidenzen und regionaler hydrogeologischer Überlegungen für das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland jedoch nicht konzeptualisiert.

Die *Malm-Dogger-Mergel (437–508 m*) zeichnen sich durch eine alternierende Folge von tonigen, mergeligen und sandig-kalkigen Schichtgliedern aus, die durch den deutlich höheren Tonanteil eine entsprechend niedrigere Durchlässigkeit haben. Der Packertest MD1 lieferte einen K-Wert von 1.6×10^{-13} m/s (Tab. 4.6-1). Der aus dem Test MD1 abgeleitete, um rund 0.3 MPa anomal erhöhte Porenwasserdruck hebt diese hydrogeologische Einheit von den benachbarten Formationen ab. Bezogen auf die Gesamtmächtigkeit ergibt sich eine effektive Durchlässigkeit von 1.1×10^{-13} m/s, die mit derjenigen des Wirtgesteins vergleichbar ist. Da die Mergel sich aber bezüglich Zusammensetzung, Homogenität und lateraler Kontinuität vom Wirtgestein unterscheiden, wurde dieser Wert für das Untersuchungsgebiet im Zürcher Weinland um eine Grössenordnung auf 1×10^{-12} m/s erhöht (Tab. 4.6-2).

Für die *Wedelsandstein-Formation (508–539 m*) wurde mit dem Packertest D2 eine recht geringe Durchlässigkeit von 2.1×10^{-12} m/s ermittelt, die durch Tests während der Langzeitbeobachtung in Benken bestätigt wurde. In Benken wurden zwei Teufenbereiche mit Sprödstrukturen (508–513 m, 534 m) identifiziert, die als diskrete wasserführende Systeme in Frage kommen (Fig. 4.6-3a). Es gibt indessen keine hydrochemische Evidenz für einen signifikanten lateralen Wasserfluss (Kap. 4.7). Zur Deutung der hydraulischen Befunde kann als konzeptuelle Möglichkeit eine Exfiltration in den Rhein angenommen werden, was eine im Vergleich zu den benachbarten Formationen erhöhte Durchlässigkeit notwendig macht (Kap. 6). Da dies gegen Westen aus der Faziesverteilung (Fig. 3.2-6) nicht hervorgeht, könnte z.B. ein Übertritt des Grundwassers in die Richtung Westen kalkigeren, möglicherweise Sprödstrukturen aufweisenden Murchisonae-Schichten erfolgen (Beil. 3.2-5). Bei einer Erklärung der erhöhten Durchlässigkeit durch Sprödstrukturen ist eine vergleichsweise hohe Variabilität der K-Werte plausibel. Im lokalen hydrogeologischen Modell (Kap. 6) wurden daher Rechenfälle definiert, in welchen die Wedelsandstein-Einheit eine statistische Verteilung mit einem mittleren $K = 1 \times 10^{-10}$ m/s und einer Varianz von Log Standardabweichung = 1.0 sowie einer Korrelationslänge von 1'000 m besitzt (Kuhlmann et al. 2002).

Das *Wirtgestein (539–652 m)* aus Murchisonae-Schichten und Opalinuston ist aufgrund seines hohen Tonanteils, seiner Homogenität und dem Fehlen von hydraulisch wirksamen Störungen ein ausgesprochener Aquitard, der im Zürcher Weinland und darüber hinaus als hydraulische Barriere wirkt. Seine Charakterisierung ist Gegenstand von Kap. 5.8.

Die hydraulischen Eigenschaften des *Tonigen Lias (652–684 m)* sind vergleichbar mit denjenigen des Wirtgesteins (Tab. 4.6-1): Sehr niedrige Durchlässigkeit um 3×10^{-14} m/s, anomal erhöhter Porenwasserdruck (bis 0.8 MPa überhydrostatisch, grosse Unsicherheits-Bandbreite). Dieser hydrogeologischen Einheit werden die gleichen Werte für die effektive (anisotrope) Durchlässigkeit zugeordnet wie dem Wirtgestein (Tab. 4.6-2).

Tab. 4.6-2: Gliederung der Schichtreihe der Bohrung Benken in hydrogeologische Einheiten.

Gliederung der Schichtreihe der Bohrung Benken in hydrogeologische Einheiten und Beschreibung ihrer Eigenschaften, inkl. effektive Durchlässigkeiten im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland.

K_h = Durchlässigkeit horizontal, K_v = Durchlässigkeit vertikal.

Hydrogeologische Einheit (Bohrtiefe Benken)	**Effektive hydraulische Durchlässigkeit K_{eff} (Bohrung Benken) [m/s]**	**Effektive hydraulische Durchlässigkeit K_{eff} (Zürcher Weinland) [m/s]**	**Hydrogeologische Attribute**
1. Quartär (0 – 68 m)	nicht bestimmt	Inverse Modellierung aus Grundwasserspiegelhöhen	Lockergesteins-Aquifersysteme (Porenaquifere), deren Charakter lokal stark variieren kann; heterogene Zusammensetzung und Mächtigkeit
2. Tertiär (68 – 199 m)	nicht bestimmt	$K_h = 1 \times 10^{-7}$ $K_v = 1 \times 10^{-9}$	USM: Insgesamt Aquitard von regionaler Ausdehnung; Wasserführung in Sandsteinrinnen möglich; Anisotropie durch Sandstein–Mergel-Abfolge
3. Malm-Aquifer (199 – 437 m)	$K = 8.8 \times 10^{-9}$	5×10^{-7}	Regionaler Aquifer (Karst-/Kluftaquifer), in Benken mässig durchlässig (kaum Karst, Wasser hoch mineralisiert, stammt wahrscheinlich aus Molasse)
4. Malm – Dogger-Mergel (437 – 508 m)	$K = 1.1 \times 10^{-13}$	1×10^{-12}	Aquitard mit tonig-mergeligen und sandig-kalkigen Wechsellagerungen; Tonanteil generell recht hoch; Porenwasser-Überdruck
5. Wedelsandstein (508 – 539 m)	$K = 3.6 \times 10^{-12}$	$K_h = 1 \times 10^{-10}$ $K_v = 1 \times 10^{-11}$ oder variable K-Verteilung mit mittlerem $K = 1 \times 10^{-10}$	Formation mit z.T. Aquifer-ähnlichen Eigenschaften; vorwiegend sandig-kalkige Wechsellagerungen; lokal erhöhte Durchlässigkeit, vermutlich an Sprödstrukturen gebunden; in Benken gering durchlässig, sehr niedrige Druckhöhe (H = 342 m ü.M.)
6. Wirtgestein (539 – 652 m)	vgl. Kap. 5.8	$K_h = 1 \times 10^{-13}$ $K_v = 2 \times 10^{-14}$	Aquitard, der wasserführende Formationen im Hangenden und Liegenden voneinander trennt; keine Anzeichen für Wasserführung entlang von Klüften / Diskontinuitäten; homogene Lagerung; anomal erhöhter Porenwasserdruck (Kap. 5.8)
7. Toniger Lias (652 – 684 m)	$K = 3.0 \times 10^{-14}$	$K_h = 1 \times 10^{-13}$ $K_v = 2 \times 10^{-14}$	Aquitard mit vergleichbaren Eigenschaften wie das Wirtgestein; tonig-kalkige Wechsellagerungen weisen auf anisotrope K-Verteilung hin; anomal erhöhter Porenwasserdruck

Tab. 4.6-2: (Fortsetzung)

Hydrogeologische Einheit (Bohrtiefe Benken)	Effektive hydraulische Durchlässigkeit K_{eff} (Bohrung Benken) [m/s]	Effektive hydraulische Durchlässigkeit K_{eff} (Zürcher Weinland) [m/s]	Hydrogeologische Attribute
8. Arietenkalk (684 – 688 m)	$K = 3.0 \times 10^{-14}$	$K = 1 \times 10^{-10}$	Formation mit potenziell erhöhter Wasserführung; in Benken wenig mächtig und gering durchlässig; im erweiterten Gebiet potenziell grössere Durchlässigkeit
9. Lias – Keuper-Tonsteine (688 – 709 m)	$K = 3.0 \times 10^{-14}$	$K_h = 1 \times 10^{-11}$ $K_v = 1 \times 10^{-12}$	Aquitard aus tonig-mergeligen u. kalkig-dolomitischen Lagen; Wasserführung entlang von Sprödstrukturen wird nicht ausgeschlossen; Anisotropie durch Wechsellagerungen, Heterogenität durch laterale Fazieswechsel
10. Sandsteinkeuper (709 – 736 m)	$K = 1.5 \times 10^{-7}$	$K = 5 \times 10^{-9}$	Aquifer mit Sandsteinformationen von ungeklärter räumlicher Erstreckung; in Benken Stubensandstein-Formation durchlässig; Wasserführung in poröser Dolomitbrekzie sowie entlang von Sprödstrukturen; andernorts weisen der Kieselsandstein, die Schilfsandstein-Formation oder der Gansinger Dolomit erhöhte K-Werte auf
11. Gipskeuper und Lettenkohle (736 – 811 m)	$K = 8.4 \times 10^{-14}$	$K = 1 \times 10^{-14}$	Aquitard, der den Sandsteinkeuper wirksam vom Muschelkalk-Aquifer trennt; geringe Durchlässigkeit (Anhydrit u. Ton)
12. Muschelkalk-Aquifer (811 – 886 m)	$K = 8.0 \times 10^{-8}$	Aus inverser Modellierung der Druckhöhen mittlerer Wert $K = 1 \times 10^{-6}$	Gut definierter regionaler Aquifer mit hoher Transmissivität und vergleichsweise geringer Verweildauer des Grundwassers

Für die Einheit des *Arietenkalks (684–688 m)* wird aufgrund der regionalen Befunde eine gegenüber den Messwerten in Benken etwas erhöhte und lokal variable Durchlässigkeit zugeordnet (Tab. 4.6-2).

Die *Lias-Keuper-Tonsteine (688–709 m)* sind in der Bohrung Benken gering durchlässig, trotz der dort beobachteten Scherflächen. Um allenfalls vorhandenen geringen lithologischen Veränderungen Rechnung zu tragen, wurde die in der Bohrung Benken gemessene geringe Durchlässigkeit dieser Schichten für das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland als etwas erhöht und anisotrop angenommen (Tab. 4.6-2).

Der *Sandsteinkeuper (709–736 m)* zeichnet sich in Benken durch eine vergleichsweise hohe effektive Durchlässigkeit von rund 2×10^{-7} m/s aus, wobei sich die Transmissivität hauptsächlich auf die poröse Dolomitbrekzie der Stubensandstein-Formation konzentriert (Fig. 4.6-3b). Seine Druckhöhe ist 60 m artesisch bei 464 m ü.M. Das Keuperwasser ist hoch mineralisiert, sein Alter liegt im Bereich von 25'000 a bis 2.6 Ma (Kap. 4.7) was vermutlich mit regionalen Fazieswechseln, welche die Grundwasserzirkulation einschränken, zusammenhängt. Für das

Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland wurde eine etwas niedrigere Durchlässigkeit angenommen, um den isotopenhydrologischen Befunden (bedeutend längere Verweilzeit als das Muschelkalk-Grundwasser) Rechnung zu tragen.

Aufgrund der Lithologie und der Packertestergebnisse kann die Einheit *Gipskeuper und Lettenkohle (736–811 m)* als hochwirksame hydraulische Barriere zwischen Sandsteinkeuper und Muschelkalk-Aquifer bewertet werden, deren Merkmale sehr geringe Durchlässigkeit sowie möglicherweise anomal erhöhte Porenwasserdrücke sind. Ein Porenwasser-Überdruck wurde indessen während der Langzeitbeobachtung nicht mehr gemessen. Eine mögliche Erklärung hierfür wäre z.B., dass in einem geschlossenen System mit den Komponenten Calciumsulfat und Wasser (entspricht dem hydraulisch isolierten Gipskeuper-Abschnitt im Langzeit-Beobachtungssystem) die Phasenumwandlung von Anhydrit zu Gips mit einer Volumenreduktion verbunden ist, was zu einer Druckabnahme führen würde.

Der regional verbreitete *Muschelkalk-Aquifer (811–886 m*) wurde in Kap. 3.6 eingehend beschrieben. Die Transmissivität ist relativ hoch, die Druckhöhe hydrostatisch (Tab. 4.6-1, Packertests MK1 und MK2, durch Langzeitbeobachtung bestätigt). Das Muschelkalkwasser in Benken ist relativ niedrig mineralisiert und hat eine vergleichsweise kurze Verweilzeit von rund 13'000 a (Kap. 4.7). Unter Berücksichtigung der Durchlässigkeiten in den Bohrungen Siblingen, Weiach und Trasadingen (alle in Klemenz et al. 2000) wurde die Durchlässigkeit für das Untersuchungsgebiet im Zürcher Weinland (Tab. 4.6-2) gegenüber dem Wert aus der Bohrung Benken um eine Grössenordnung höher angesetzt.

Gegen unten wird der Muschelkalk-Aquifer durch die Evaporite der Anhydritgruppe begrenzt. Der Mittlere und der Untere Muschelkalk sowie der Buntsandstein-Aquifer sind für die gegebene Problemstellung unerheblich; sie werden daher weder hier noch im lokalen hydrodynamischen Modell (Kap. 6) berücksichtigt. Dasselbe gilt für das Permokarbon und das kristalline Grundgebirge.

4.6.3 Definition und Eigenschaften von hydrogeologischen Einheiten: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Die aus der Bohrung Benken gewonnenen Daten bezüglich hydrogeologischer Eigenschaften und hydraulischem Zustand der Sedimentformationen werden interpretiert und unter Berücksichtigung der regionalen hydrogeologischen Verhältnisse auf das ganze Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland übertragen. Ein konzeptuelles hydrogeologisches Modell wird entwickelt, welches sich durch einen ausgeprägten Stockwerkbau auszeichnet:

- Aufgrund hydrogeologischer Kriterien und projektbezogener Vorgaben (Definition Wirt- und Rahmengesteine) wird die Schichtreihe vom Quartär bis zum Oberen Muschelkalk in 12 hydrogeologische Einheiten gegliedert.
- Die durchlässigsten Einheiten sind die regionalen Aquifere des Malms und des Muschelkalks sowie der Sandsteinkeuper als Teil der unteren Rahmengesteine.
- Das Wirtgestein, die Malm-Dogger-Mergel in den oberen Rahmengesteinen, sowie der Tonige Lias, die Lias-Keuper-Tonsteine und der Gipskeuper als Einheiten der unteren Rahmengesteine sind wenig durchlässig und stellen wirksame hydraulische Barrieren dar.
- Die hydrogeologische Einordnung der Wedelsandstein-Formation ist schwierig: Die in der Bohrung Benken beobachtete, auffällig niedrige Druckhöhe im Vergleich zu den Aquiferen und den Aquitarden im Liegenden und Hangenden sowie das geophysikalische Logging liefern Indizien für eine gewisse Wasserführung. Im Rahmen des hydraulischen Packertestprogramms wurde in der Wedelsandstein-Formation allerdings eine sehr geringe hydrau-

lische Durchlässigkeit gemessen und hydrochemische Evidenzen für einen bedeutenden lateralen Wasserfluss fehlen. Der Wedelsandstein wird daher als hydrogeologische Einheit mit begrenzter Wasserführung eingestuft.

4.7 Hydrochemische und isotopengeochemische Charakterisierung der Grund- und Porenwässer

Die chemische Beschaffenheit und die Isotopenzusammensetzung der gelösten Komponenten eines Grundwassers sind eine Funktion der Infiltrationsbedingungen, der Wechselwirkungen mit den durchflossenen Lithologien und möglichen Mischungen mit anderen Grundwassertypen entlang des Fliesswegs. Die Kenntnis der chemischen Zusammensetzung eines Wassers bildet eine wichtige Grundlage für das Verständnis des Stofftransports in verschiedenen Aquiferen und Aquitarden und der grossräumigen Grundwasserströmungsverhältnisse in einer Region.

Im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland treten getrennt durch die gering durchlässigen Lithologien von Wirt- und Rahmengesteinen vier Aquifere auf, aus welchen Tiefengrundwässer mit konventionellen Methoden beprobt werden konnten. In den gering durchlässigen Lithologien (Aquitarde) sind solche konventionellen Methoden nicht mehr anwendbar. Für die Charakterisierung des in situ vorhandenen Porenwassers mussten deshalb alternative Extraktionsmethoden am Kernmaterial der Bohrung Benken zusammen mit geochemischen Modellrechnungen angewandt werden. Dabei wurde in grossem Masse auf die Erfahrungen mit solchen Methoden aus dem Felslabor Mont Terri (Thury & Bossart 1999, Rübel et al. 2002, Pearson et al. 2003) abgestellt.

Ziel der hydrochemischen und isotopengeochemischen Charakterisierung der Grund- und Porenwässer ist das Verständnis der Herkunft, der Verweilzeit im Untergrund und der geochemischen Evolution der einzelnen Wassertypen. Für die Tiefengrundwässer erlaubt dies weitergehende Aussagen über eine mögliche hydraulische Kommunikation zwischen den Aquiferen, die Eingliederung in die regionalen Grundwasserströmungsverhältnisse sowie die zeitlichen und chemischen Randbedingungen bezüglich Stofftransport in Wirt- und Rahmengesteinen. Für die Porenwässer ermöglicht dies Aussagen zur dominierenden Art von Stofftransport (diffusiv, advektiv) in Wirt- und Rahmengesteinen und die Definition von "Referenzwässern", d.h. Porenwässern, die im potenziellen Tiefenlagerbereich vorhanden sind. Diese Erkenntnisse dienen einerseits der Modellierung von zu erwartenden chemischen Reaktionen der Porenwässer mit dem Verfüllmaterial eines geologischen Tiefenlagers sowie als Basisdatensatz für die Ableitung von Sorptionswerten für die Modellierung des Radionuklidtransports durch die Geosphäre. Andererseits werden sie zur Überprüfung der hydrodynamischen Modellierungen herangezogen, mit welchen sie innerhalb der betrachteten Rahmenbedingungen konsistent sein müssen. Der gesamte Datensatz und die Herleitung der Interpretation finden sich für die Grundwässer in Nagra (2001) und Waber et al. (2002) und für die Porenwässer in Nagra (2001), Gimmi & Waber (2003) und Waber et al. (2003). Die Herleitung der chemischen Zusammensetzung des Referenzwassers im Wirtgestein findet sich in Kapitel 5.12.

4.7.1 Grundwässer der regionalen Aquifere und des Sandsteinkeupers im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland

Innerhalb des Untersuchungsprogramms Benken wurden oberflächennahe Grundwässer aus den quartären Lockergesteinen in zwei Piezometerbohrungen beprobt. Tiefengrundwässer konnten in der Bohrung Benken aus den regionalen Aquiferen der Malmkalke, des Muschelkalks und Buntsandsteins sowie aus der Stubensandstein-Formation im Keuper, welche für das Zürcher Weinland der hydrogeologischen Einheit des Sandsteinkeupers zugeordnet wird (vgl. Kap. 4.6),

entnommen werden. In allen anderen potenziell wasserführenden Formationen der Rahmengesteine (Wedelsandstein-Formation, Arietenkalk, Schilfsandstein-Formation) war die hydraulische Durchlässigkeit zu gering für eine konventionelle Wasserprobenentnahme. Die Eigenschaften der hydrologischen Einheiten in der Bohrung Benken finden sich in Kapitel 4.6 und eine Eingliederung der Tiefengrundwässer von Benken in die regionale Grundwasserchemie ist in Kapitel 3.7 gegeben.

Die in der Bohrung Benken beprobten Tiefengrundwässer weisen ausgeprägte Unterschiede in ihren chemischen Zusammensetzungen und Isotopensignaturen auf und zeigen für das Zürcher Weinland einen durch die Aquitarde abgetrennten, deutlichen Stockwerkbau der Aquifere, ähnlich wie er auch regional beobachtet wird (vgl. Kap. 3.7).

Oberflächennahe Grundwässer im Quartär

Aus den quartären Ablagerungen wurden aus zwei verschiedenen Grundwasserstockwerken Wasserproben analysiert. Aufgrund ihres Tritiumgehalts (^{3}H), der Signatur der stabilen Isotope von Wasser und der chemischen Zusammensetzung handelt es sich um rezent infiltrierte Grundwässer. Bei der tiefer entnommenen Probe BEN-PB1 kann eine kleine Beimischung eines weiter entwickelten, ^{3}H-freien Wassers aus der Unteren Süsswassermolasse nicht ausgeschlossen werden.

Tiefengrundwasser im Malm-Aquifer

In weiten Bereichen der Nordschweiz und Süddeutschlands stellen die verkarsteten, kalkigen Formationen des Malms einen wichtigen Aquifer dar (vgl. Kap. 3.6 und 3.7). Die Verkarstung ist aber heterogen, und so erwiesen sich diese Formationen in der Bohrung Benken als wenig produktiv. Eine etwas durchlässigere Zone in den Massen- und Quaderkalken um 300 m Tiefe konnte wegen hohen Spülungsverlusten nicht beprobt werden. Grundwasser konnte nur in den Wohlgeschichteten Kalken aus einer relativ gering durchlässigen Kluftzone um 396 m Tiefe gefördert werden. Das für die Kontamination mit Bohrspülung korrigierte Na-Cl-(SO_4) -Typ-Wasser weist mit rund 10 g/l eine hohe Mineralisation auf (Tab. 4.7-1). Die Absenz von ^{3}H und ^{14}C im unkontaminierten Malmwasser schliesst eine Mischung mit einer holozänen bis jungpleistozänen Grundwasserkomponente aus. Die Verhältnisse der stabilen Isotope von Wasser, welche rechts der Globalen Niederschlagslinie (GMWL) liegen (Fig. 4.7-1), können zusammen mit den chemischen Eigenschaften und den Edelgasgehalten als eine Infiltration unter warmen klimatischen Bedingungen und/oder eine Beimischung eines durch Gestein-Wasser-Wechselwirkungen modifizierten, ^{14}C-freien, alten Formationswassers marinen Ursprungs interpretiert werden. Eine solche marine Komponente war in der Region letztlich während der Oberen Meeresmolasse (unteres Miozän) vorhanden. Das gegenüber Meerwasser tiefere Br/Cl-Verhältnis im Malmwasser deutet aber auf eine beträchtliche Komponente von Süsswasser hin (Tab. 4.7-1).

Aufgrund der gängigen Modellvorstellungen handelt es sich bei den Grundwässern im Malm-Aquifer in der Nordostschweiz um Mischungen von verschiedenen Anteilen ehemaliger Formationswässer aus den südlichen, tertiären Molasseablagerungen und, je nach geographischer Lage, rezent bis pleistozän infiltrierten Wässern (Kap. 3.6 und 3.7, Schmassmann 1990). Das Malmwasser von Benken fügt sich diesen Modellvorstellungen an. Aufgrund der isotopengeochemischen Zusammensetzung überwiegen dabei die Anteile von ehemaligen, tertiären Formationswässern.

Tab. 4.7-1: Zusammensetzung der beprobbaren Grundwässer aus Malm, Stubensandstein-Formation (Sandsteinkeuper), Muschelkalk und Buntsandstein in der Bohrung Benken.

Grund-wasser-probe	Stratigraphie der wasser-führenden Zone	Chemischer Typ [1]	TDS [mg/l]	Cl [mg/l]	Br/Cl × 1000 [molar]	^{4}He [STP cc/g]	^{3}He/^{4}He × 10^{-7}	^{40}Ar/^{36}Ar	Infiltrations-temperatur [°C] [3]	Mittlere Verweil-zeit [a]
H_2O luft-gesättigt, 10°C						4.65×10^{-8}		295.5		
Meer-wasser			35164	19353	1.5					
BEN-PB1	Quartär (See-ablagerung)	Ca-Mg-$\underline{HCO_3}$-(SO_4)	482	12.8	n.b. [2]				heutiges Klima	< 50
BEN-PB2	Quartär (Delta-ablagerung)	$\underline{Ca}$-$\underline{HCO_3}$-SO_4	1133	21.3	n.b.				heutiges Klima	< 50
BEN-M2 (korr.)	Malm (Wohlgesch. Kalke)	$\underline{Na}$-$\underline{Cl}$-(SO_4)	10243	4550	0.7	3.207×10^{-4}	3.66	325.3	ca. > 20	sehr alt ($\times 10^5$ – $\times 10^6$)
Aquitard (Obere Rahmengesteine – Wirtgestein – Untere Rahmengesteine)										
BEN-K1	Stubensand-stein-Fm. (Sand-steinkeuper)	$\underline{Na}$-$\underline{SO_4}$-(Cl)	10161	520	0.042	2.071×10^{-4}	4.25	306.4	ca. heutiges Klima	interglazial > 25'000, < 2.6×10^6
Aquitard (Untere Rahmengesteine; Gipskeuper)										
BEN-MK2	Muschelkalk (Trigonodus-Dolomit)	$\underline{Ca}$-$\underline{Mg}$-$\underline{SO_4}$-(HCO_3)	2395	21.8	< 0.1	5.605×10^{-7}	4.11	296.2	3.9 ± 0.5	glazial 12'000 – 14'000
Aquitard (Mittlerer und Unterer Muschelkalk)										
BEN-B1	Buntsandstein	$\underline{Na}$-$\underline{HCO_3}$-$\underline{Cl}$-(SO_4)	1397	383	< 0.38	1.47×10^{-4}	0.66	300.2	3.0 ± 1.2	glazial > 26'000

Die gering durchlässigen Lithologien (Aquitarde) sind grau schattiert.

[1] Chemischer Typ nach Jäckli (1970)

[2] n.b.: nicht bestimmbar

[3] basierend auf Edelgasgehalten und stabilen Isotopen von Wasser

Im Vergleich zu anderen Malmwässern in der Nordostschweiz weist dasjenige von Benken eine höhere Mineralisation auf (vgl. Kap. 3.7). Zudem fügt es sich in mehreren geochemischen Parametern an die Tiefenprofile der Porenwässer in Wirt- und Rahmengesteinen an (Kap. 4.7.2). In der hydrogeologischen Einheit der Malm-Dogger-Mergel unterhalb der Entnahmestelle in den Wohlgeschichteten Kalken der Bohrung Benken konnte keine weitere Wasserprobe entnommen werden. Der hydraulische Systemzustand (Kap. 4.6) und die geologischen Verhältnisse (Kap. 5.3) ergeben keine konkreten Hinweise für einen signifikanten lateralen Wasserzufluss in dieser Zone. Die mit allen bekannten Parametern konsistente Interpretation ergibt für das Malmwasser von Benken ein mehrheitlich altes, aus den südlichen, tertiären Molasseablagerungen stammendes Formationswasser, welches sich in einem transienten Zustand befindet und durch vorwiegend diffusiven Austausch mit den Porenwässern aus den tonigen Gesteinen des unteren Malms und des Doggers weiter alteriert wird. Damit sich solche Veränderungen geochemisch überhaupt bemerkbar machen können, muss sich das Malmwasser in einem über mehrere Hunderttausende bis Millionen von Jahren mehrheitlich stagnierenden Zustand befinden.

Tiefengrundwasser in der Stubensandstein-Formation (Sandsteinkeuper)

Das im Keuper in der kontinental-evaporitisch ausgebildeten Stubensandstein-Formation (hydrogeologische Einheit Sandsteinkeuper) auftretende Na-SO_4-(Cl) -Tiefengrundwasser weist wie das Malmwasser eine totale Mineralisation von rund 10 g/l, aber einen viel geringeren Chloridgehalt auf (Tab. 4.7-1). Das Wasser hat sich entsprechend seiner chemischen und isotopengeochemischen Zusammensetzung vorwiegend in den detritisch evaporitischen Lithologien des Keupers entwickelt. Die δ^2H- bzw. δ^{18}O-Werte liegen nahe der Globalen Niederschlagslinie (Fig. 4.7-1) und weisen auf eine Infiltration unter klimatischen Bedingungen ähnlich den heutigen hin. Zusammen mit der Absenz von messbaren ^{3}H- und ^{14}C-Gehalten, dem hohen totalen Heliumgehalt und dem gegenüber Luft erhöhten ^{40}Ar/^{36}Ar-Verhältnis ergibt dies eine Eingrenzung der Infiltrationszeit während eines Interglazials zwischen minimal 25'000 Jahren und maximal frühem Pleistozän (ca. 2.6 Ma, Villinger 2000), als die erste Direktinfiltration in Keupergesteine in Aufschlüssen nördlich des Untersuchungsgebiets stattgefunden haben dürfte (vgl. Kap. 3.6 und 3.7). Gegenüber dem während der letzten Glazialzeit infiltrierten Muschelkalkwasser (siehe unten), muss aber die Verweilzeit im Untergrund aufgrund des viel höheren Heliumgehalts (Tab. 4.7-1) signifikant länger sein.

Tiefengrundwasser im Muschelkalk-Aquifer

Die geochemische Zusammensetzung des mit rund 2.4 g/l mineralisierten Ca-Mg-SO_4-(HCO_3) Wassers aus dem Oberen Muschelkalk deutet auf eine Entwicklung innerhalb des Muschelkalks hin. Dabei weisen die Sulfatisotope nicht nur auf reine Sulfatlösung, sondern auch auf zusätzliche Prozesse wie Pyritoxidation hin. Die stark negativen δ^{18}O- und δ^2H-Werte (Fig. 4.7-1), die niedrigen Edelgaskonzentrationen, ^{40}Ar/^{36}Ar-Verhältnisse ähnlich wie in luftgesättigtem Wasser und der ^{14}C-Gehalt (2.3 ± 0.6 pmc, Modellverweilzeit 12'000–14'000 a) ergeben konsistent eine Infiltration während der letzten Glazialzeit (Tab. 4.7-1).

Tiefengrundwasser im Buntsandstein-Aquifer

Im Buntsandstein wurde das mit rund 1.4 g/l am tiefsten mineralisierte Tiefengrundwasser der Bohrung Benken entnommen (Tab. 4.7-1). Vergleichbar mit anderen Buntsandsteinwässern aus der Nordschweiz weist die chemische und isotopengeochemische Zusammensetzung des Wassers auf eine Wechselwirkung mit Kristallingesteinen hin. Die δ^2H- bzw. δ^{18}O-Werte und die Edelgastemperaturen ergeben zusammen mit der Abwesenheit von messbarem ^{14}C (minimale Modellverweilzeit von ca. 26'000 Jahren) eine Infiltration während einer Glazialzeit im Pleistozän.

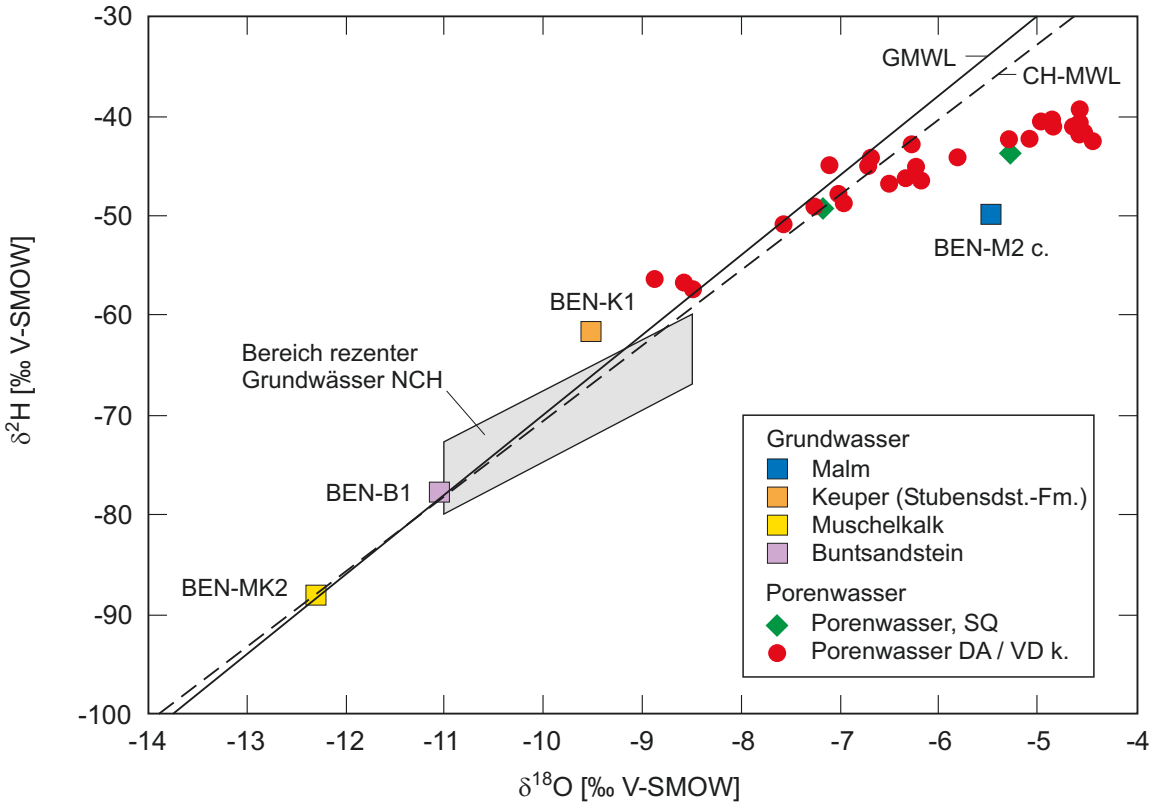


Fig. 4.7-1: Beziehung zwischen $\delta^{18}O$ und $\delta^{2}H$ von beprobten Grundwässern und Porenwässern aus den gering durchlässigen Lithologien des Doggers, Lias und Keupers in der Bohrung Benken im Vergleich zum Bereich rezenter Grundwässer.

(SQ: ausgepresstes Wasser; DA: Diffusions-Austausch-Methode; VD k.: Vakuum-Destillations-Methode, korrigierte Werte; GMWL: Globale Niederschlagslinie (Yurtsever & Gat 1981); Schweizer Niederschlagslinie (CH-MWL) und Bereich rezenter Grundwässer der Nordschweiz nach Kullin & Schmassmann (1991); NCH: Nordschweiz).

4.7.2 Porenwasserprofile im Wirtgestein und in den Rahmengesteinen

Aus den gering durchlässigen Lithologien von Wirt- und Rahmengesteinen in der Bohrung Benken wurden Porenwässer mit verschiedenen Extraktionsmethoden gewonnen. Diese Methoden wurden vorgängig im Felslabor Mont Terri getestet und mit Langzeitexperimenten überprüft (Pearson et al. 1999, 2003). Die Gehalte von chemisch nicht reaktiven Stoffen (freie Stoffe) können unter Kenntnis der für sie in situ zugänglichen Porosität durch Auslaugung von Bohrkernproben bestimmt werden. Die Bestimmung dieser in situ zugänglichen Porosität ist mit verschiedenen Schwierigkeiten verbunden, welche sich in die Berechnung der Stoffgehalte pro Volumen Porenwasser übertragen (vgl. Kap. 5.4 und 5.12; Sacchi & Michelot 2000, Pearson et al. 2003). Demgegenüber sind Isotopenverhältnisse von in Porenwasser gelösten Stoffen weitgehend von der Porosität unabhängig und die entsprechenden Extraktions- und Analytikmethoden liefern direkt In-situ-Verhältnisse. Aufgrund der räumlichen Verteilung von freien Stoffen und Isotopenverhältnissen im Porenwasser kann, unter günstigen Umständen, auf die dominierende Art des Stofftransports (Diffusion vs. Advektion) geschlossen werden. In der Bohrung Benken bieten sich als solche natürlichen Marker die stabilen Isotope von Sauerstoff und Wasserstoff im Wasser, gelöstes Chlorid und dessen stabile Isotope, und die Edelgase und deren Isotope an. Entsprechend den für die verschiedenen Elemente und Isotope verschiedenen Diffusionskonstanten (vgl. Kap. 5.10) und dem zeitlich unterschiedlichen Einsetzen der Randbedingungen weisen die einzelnen Profile verschiedene Formen auf.

Generelle Charakterisierung der Porenwasserprofile in der Bohrung Benken

In den Porenwässern der Wirt- und Rahmengesteine von Benken variieren die Isotopenverhältnisse von Sauerstoff und Wasserstoff im Wasser mit der Tiefe. Die höchsten Verhältnisse finden sich in den Gesteinen des Oberen Doggers und im oberen Teil des Opalinustons. An der Grenze Malm-Dogger und über den Lias zum Keuper fallen die Werte langsam ab und nähern sich denjenigen der Grundwässer im Malm bzw. in der Stubensandstein-Formation. Über die gleichen Gesteinseinheiten beschreibt im Porenwasser gelöstes Chlorid ein ähnliches Profil, wobei in den Rahmengesteinen einzelne Abweichungen von der generellen Profilform zu erkennen sind. Neben analytisch bedingten Schwierigkeiten bezüglich der In-Situ-Porosität für Chlorid können diese Abweichungen auch als Überlagerungen von alten Signaturen interpretiert werden, welche in den stabilen Isotopen von Wasser nicht mehr ersichtlich sind. Die Isotopenverhältnisse von Argon beschreiben ebenfalls ein ähnliches Profil, wie diejenigen der stabilen Isotope von Wasser, wobei sich aber die höchsten $^{40}Ar/^{36}Ar$-Werte im unteren Teil des Opalinustons befinden. Dagegen zeigen die He-Gehalte in den Porenwässern der gleichen Gesteinseinheiten praktisch keine Variation. Die Formen der für diese gelösten Stoffe und Isotope beobachteten Profile sind dermassen, dass sie nur mittels Diffusion als dominierendem Stofftransport nachvollzogen werden können (siehe unten).

Die chemischen und isotopischen Parameter der Porenwässer aus dem Wedelsandstein weisen keinerlei Abweichungen von den generellen Profilformen auf, wie man es aufgrund der hydraulischen Eigenschaften vermuten könnte (vgl. Kap. 4.6). Die geochemischen Eigenschaften des Porenwassers im Wedelsandstein weisen demzufolge auf einen Einfluss von oben und unten, nicht aber auf einen lateralen Zufluss hin. Ebenfalls keinerlei Abweichungen werden im Bereich von kleinräumigen Störungen im Wirtgestein (z.B. bei 601 m Tiefe im Opalinuston; vgl. Kap. 5.5) beobachtet, was darauf hindeutet, dass auch dort in der jüngeren geologischen Vergangenheit (< etwa 2 Ma) keine bedeutende Fluidmigration stattgefunden hat.

Im Gipskeuper deuten die Isotopenverhältnisse von Sauerstoff, Wasserstoff und Argon auf ein zweites Diffusionsprofil hin, welches heute durch das Wasser in der Stubensandstein-Formation und dem während der letzten Glazialzeit infiltrierten Muschelkalkwasser begrenzt wird. Aufgrund der geringen Probendichte kann dieses Profil aber nur qualitativ interpretiert werden.

Zusammensetzung des Porenwassers im Wirtgestein

Das erste Porenwasser im marinen Opalinuston war Meerwasser. Während den zwei Versenkungsphasen (vgl. Kap. 3.3) wurde dessen Zusammensetzung durch verschiedene Prozesse alteriert (z.B. Mineralreaktionen, Abbau organisches Material, Mischung, Ultrafiltration, Diffusion). Das heutige Porenwasser in den gering durchlässigen Wirt- und Rahmengesteinen von Benken ist vom Na-Cl-(SO_4)-Typ, wobei die Salinität mit der Tiefe variiert. Die Variation des Chloridgehalts resultiert auch in einer Veränderung der anderen Komponenten des Porenwassers, auf welche in Kapitel 5.12 eingegangen wird. Aus dem Opalinuston ausgepresstes Wasser hat Chloridgehalte von ca. 5'700 mg/l bei 563 m Tiefe und ca. 3'030 mg/l bei 645 m Tiefe. Zur Skalierung von Chloridgehalten aus wässrigen Auszügen auf In-situ-Gehalte wurde in Analogie zur grossen und konsistenten Datenbasis vom Mont Terri ein Verhältnis von Chloridporosität zu Wasserverlustporosität von 0.5 verwendet (vgl. Kap. 5.4, 5.12). Die maximale Salinität des Porenwassers im Opalinuston von Benken ist also nur rund halb so gross wie diejenige im Porenwasser vom Mont Terri (rund 12'800 mg/l) und rund ein Drittel derjenigen von Meerwasser, was mit der unterschiedlichen Entwicklungsgeschichte zusammenhängt.

Für die Porenwässer im Opalinuston kann davon ausgegangen werden, dass die ursprüngliche Herkunft von Chlorid, Bromid und Sulfat Meerwasser war. Die Porenwässer im Opalinuston

vom Mont Terri weisen denn auch noch Bromid/Chlorid- und Sulfat/Chlorid-Verhältnisse wie diejenigen von Meerwasser auf (Pearson & Waber 2001). In den Porenwässern des Opalinuston von Benken sind die Bromid/Chlorid-Verhältnisse dagegen sowohl tiefer als auch höher und die Sulfat/Chlorid-Verhältnisse deutlich höher als dasjenige von Meerwasser (Pearson & Waber op. cit.). Dies verdeutlicht die komplexere Entstehungsgeschichte der Porenwässer im Opalinuston von Benken gegenüber derjenigen vom Mont Terri.

Die mittlere Verweilzeit einzelner Komponenten im Porenwasser des Wirtgesteins ist beträchtlich. So deuten z.B. die gegenüber luftgesättigtem Wasser deutlich erhöhten $^{40}Ar/^{36}Ar$-Verhältnisse und die hohen Heliumgehalte auf eine sehr lange mittlere Verweilzeit von radiogenem Argon und Helium im Bereich von Millionen von Jahren hin (s. unten). Für einzelne mobile Komponenten im Porenwasser können aufgrund der im Folgenden beschriebenen Diffusionsprofile minimale Verweilzeiten erarbeitet werden. Für sorbierende Stoffe lassen sich daraus bedeutend längere Verweilzeiten ableiten.

Anfangs- und Randbedingungen für die Entstehung der Porenwasserprofile

Aufgrund der beobachteten Konzentrationsprofile kann von diffusivem Stofftransport vom Wirtgestein über die Rahmengesteine in die umgebenden Grundwässer im Malm und in der Stubensandstein-Formation ausgegangen werden. Für entsprechende Rechnungen dienen als Basis für Anfangs- und Randbedingungen die heute gemessenen Konzentrationen im Wirtgestein respektive in den Grundwässern von Malm und Stubensandstein-Formation (Tab. 4.7-2). Der Zeitpunkt, zu welchem sich die Randbedingungen verändert haben, lässt sich aufgrund der geschätzten Verweilzeiten nur für das Wasser aus der Stubensandstein-Formation einigermassen gut eingrenzen, nicht aber für das Malmwasser (vgl. Kap. 4.7.1) Die gegen oben und unten unterschiedlichen Konzentrationsgradienten, welche über unterschiedliche Zeiträume vorhanden waren (Tab. 4.7-2), führten zu asymmetrisch ausgebildeten Profilformen im Porenwasser der Dogger- und Lias-Lithologien.

Tab. 4.7-2: Anfangs- und Randbedingungen für die Diffusion im Opalinuston der Bohrung Benken.

Für den Opalinuston ist das berechnete, nominale Referenzwasser angegeben (vgl. Kap. 5.12).

Geologie	Formation	Distanz OPA [m] [1]	Chemischer Wassertyp	TDS [2] [mg/l]	Cl [mg/l]	$\delta^{18}O$ [‰] [3]	$\delta^{2}H$ [‰] [3]	$\delta^{37}Cl$ [‰] [4]	Direkte Infiltration frühestens seit
Malm	Wohlgesch. Kalke	171	Na-Cl-(SO_4)	ca. 10240	4550	-5.46	-49.9	0.31	mehreren 10^5 – mehreren 10^6 a
Dogger	Opalinuston		Na-Cl-(SO_4)	ca. 13900	5670	-4.6	-40	0.37	stagnierend
Keuper	Stubensandstein-Fm.	63	Na-SO_4-(Cl)	ca. 10160	520	-9.53	-63.2	-0.92	ca. 2.6 Ma

[1] Distanz der Entnahmestelle von Tiefengrundwasser (Mitte Testintervall) zur Ober- respektive Untergrenze des Opalinustons.

[2] TDS: totale Mineralisation.

[3] Relativ zum V-SMOW Standard.

[4] Relativ zum SMOC Standard.

Die mathematische Reproduktion der beobachteten Profile wurde mit einem Advektions-Diffusions-Transportmodell durchgeführt (Gimmi & Waber 2003). Die dabei verwendeten Diffusionskonstanten für Wassermoleküle und Chlorid sind in Kapitel 5.10 beschrieben. Aufgrund der geologischen Entwicklung (vgl. Kap. 3.3) wurde angenommen, dass die Porosität θ der verschiedenen Lithologien sowohl räumlich als auch über den betrachteten Zeitraum der letzten paar Millionen Jahre ungefähr konstant geblieben ist. In Sensitivitätsanlysen wurden Unsicherheiten bezüglich Anfangsbedingungen (höhere Werte im Opalinuston als heute gemessen), Randbedingungen (konstante vs. zeitabhängige Werte in den Wässern von Malm und Stubensandstein-Formation), Diffusionskonstanten (analytische Unsicherheit, Temperaturabhängigkeit) und der Einfluss einer advektiven Komponente getestet.

Profile der Isotope von Sauerstoff und Wasserstoff ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$)

Die Isotopenverhältnisse von Sauerstoff und Wasserstoff im Porenwasser wurden einerseits mittels der Vakuum-Destillations-Methode an extrahiertem Porenwasser und andererseits mittels der besser geeigneten Diffusions-Austausch-Methode an bergfeuchten Gesteinsproben bestimmt. Die Beschreibung und Evaluation der beiden Methoden finden sich in Rübel (1999), Rübel & Sonntag (2000) und Nagra (2001).

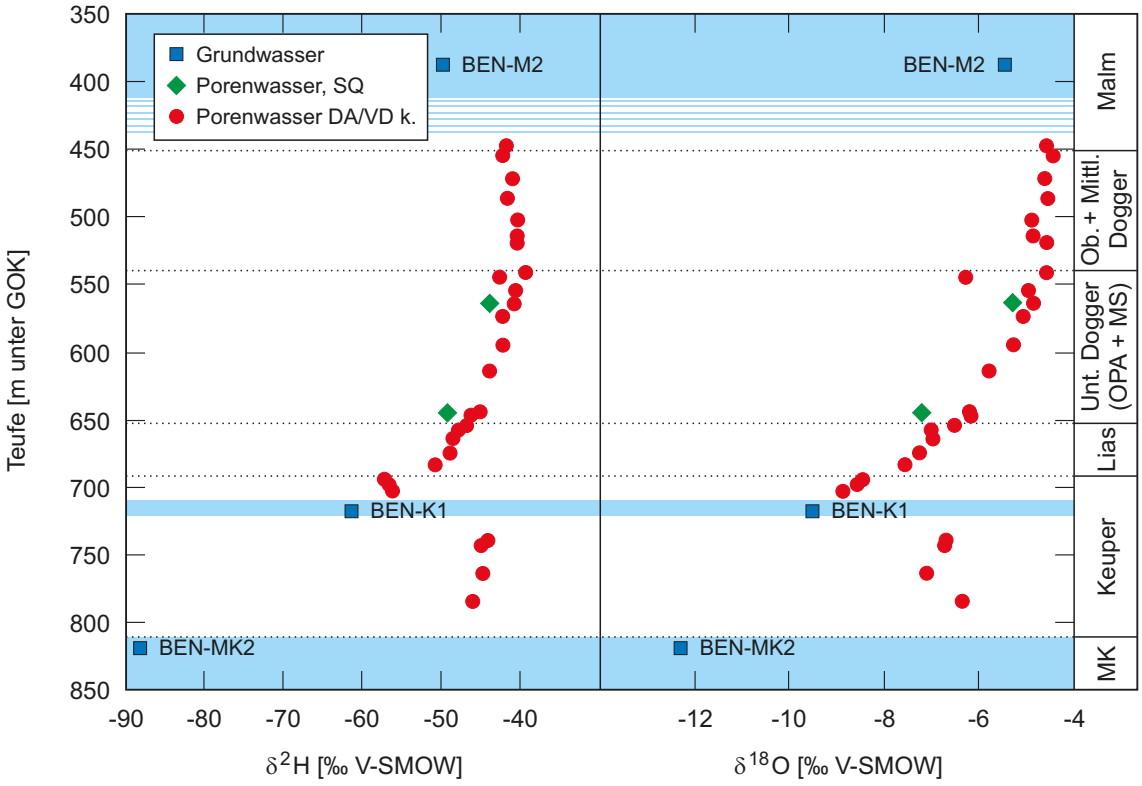


Fig. 4.7-2: Variation von $\delta^{2}H$ und $\delta^{18}O$ in Grund- und Porenwässern als Funktion der Entnahmetiefe in der Bohrung Benken.

Blau: regionale und lokale Aquifere; blau schraffiert: Malmlithologien mit tiefen hydraulischen Durchlässigkeiten. SQ: ausgepresstes Wasser; DA: Diffusions-Austausch-Methode; VD k.: Vakuum-Destillations-Methode, korrigierte Werte; OPA: Opalinuston, MS: Murchisonae-Schichten.

In Benken sind die Porenwässer vom unteren Malm bis zum Oberen Lias in ihren δ^2H- und $\delta^{18}O$-Werten gegenüber holozänem und pleistozänem Wasser deutlich erhöht und kommen wie das Malmwasser rechts von der GMWL zu liegen (Fig. 4.7-1). Die δ^2H- und $\delta^{18}O$-Werte beschreiben ein Tiefenprofil, in welches sich auch die δ^2H- und $\delta^{18}O$-Werte der ausgepressten Wässer aus dem Opalinuston einfügen (Fig. 4.7-2). Im Malm und im Oberen Dogger sind die Werte relativ konstant und gegenüber dem Malmwasser leicht an ^{18}O angereichert. Die tieferen $\delta^{18}O$- und δ^2H-Werte einer Probe in den Murchisonae-Schichten werden aufgrund der hydaulischen Eigenschaften (Kap. 4.6) und fehlender potenziell wasserführender Strukturen in diesem Tiefenbereich (Kap. 5.3, Nagra 2001) auf analytische Artefakte und/oder Kontamination der Probe mit Bohrspülung zurückgeführt. Vom Opalinuston über den Lias nehmen die δ^2H- und $\delta^{18}O$-Werte der extrahierten Porenwässer kontinuierlich ab und gleichen sich im Keuper denjenigen des dort beprobten Tiefengrundwassers an. Im Gipskeuper ist eine zweite, rund 50 bis 60 m mächtige Zone mit hohen δ^2H- und $\delta^{18}O$-Werten ausgebildet (Fig. 4.7-2).

Die hohen $\delta^{18}O$- und δ^2H-Werte der Porenwässer im Malm, Dogger und Lias können als Signal von alten Formationswässern interpretiert werden. Die heutigen Profile von δ^2H und $\delta^{18}O$ können durch diffusiven Austausch mit meteorischen Wässern der unterliegenden Stubensandstein-Formation erklärt werden. Die obere zeitliche Limite für den Beginn eines solchen Austausches wird durch die für das Grundwasser in der Stubensandstein-Formation (vgl. Tab. 4.7-1) festgestellte Infiltration zu Beginn des Pleistozäns (vor ca. 2.6 Ma) gegeben. Der Verlauf des Profils im unteren Malm ist wegen fehlender Daten nicht ersichtlich. Aufgrund der Charakteristika des Malmwassers (Kap. 4.7.1) und den unterliegenden hydrologischen Einheiten (Kap. 4.6) erscheint aber ein diffusionsverursachtes Umbiegen des Konzentrationsverlaufs zum Malmwasser am wahrscheinlichsten.

Mit einem Transportmodell können die Profile von δ^2H und $\delta^{18}O$ unter Anpassung der Diffusionskonstante D_p und der Aufbauzeit t des Diffusionsprofils gut nachvollzogen werden (Gimmi & Waber 2003). Mit der experimentell bestimmten Diffusionskonstanten für Tritium bei der ungefähren In-situ-Temperatur von 40 °C ($D_P = 1 \times 10^{-10} m^2/s$; etwa doppelt so gross wie bei 20 °C, s. Kap. 5.10 und Van Loon et al. 2002b, 2003) lassen sich daraus Aufbauzeiten abschätzen. Die Resultate der Modellrechnungen und der Sensitivitätsanalyse können wie folgt zusammengefasst werden (vgl. Fig. 4.7-3):

- Die beobachteten Profile von δ^2H und $\delta^{18}O$ lassen sich mittels molekularer Diffusion als dominierendem Transportprozess beschreiben. Signaturen einer advektiven Komponente sind nicht ersichtlich. Die Profile können mit Modellen nur nachvollzogen werden, wenn die advektive Fluidgeschwindigkeit kleiner als 5×10^{-13} m/s ist.
- Bei Beginn der Grundwasserzirkulation in der Stubensandstein-Formation waren die initialen δ^2H- und $\delta^{18}O$-Werte im Porenwasser des Opalinustons deutlich tiefer als diejenigen von Meerwasser (δ^2H und $\delta^{18}O$ ca. 0 ‰) und müssen nahe den im Oberen und Mittleren Dogger gemessenen gelegen haben.
- In der Stubensandstein-Formation haben sich die heutigen Bedingungen sehr schnell nach Beginn der Grundwasser-Zirkulation eingestellt. Ein langsames Abfallen von möglicherweise einmal vorhandenen schwereren δ^2H- und $\delta^{18}O$- Formationswasserwerten auf heutige, meteorische Werte kann die gemessenen Daten nicht reproduzieren (Gimmi & Waber 2003).
- Veränderungen der Randbedingungen im Malm haben nur einen kleinen Einfluss auf die berechneten Profile. Die Daten erlauben keine Diskriminierung zwischen verschiedenen Möglichkeiten.

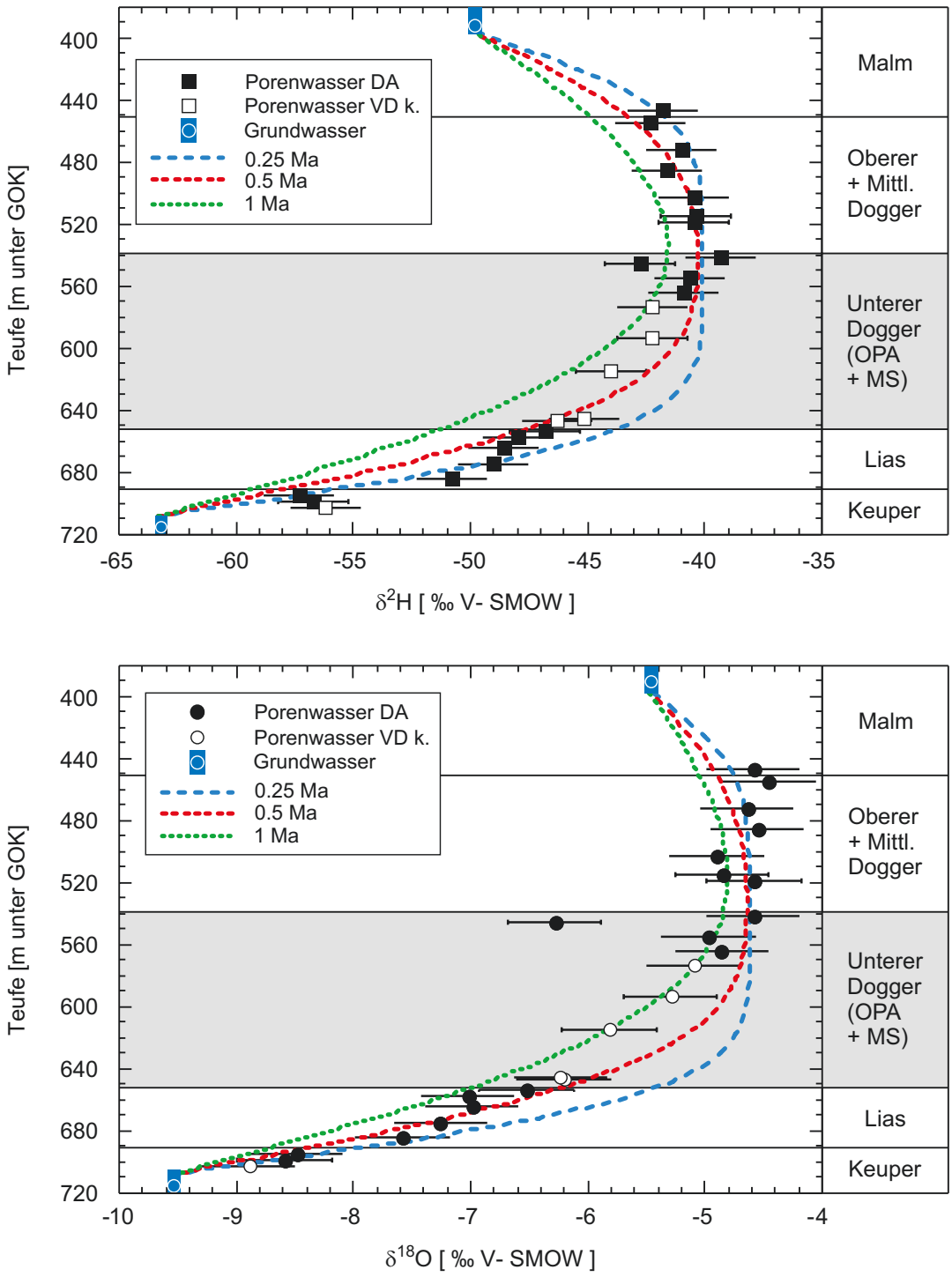


Fig. 4.7-3: Für verschiedene Zeiten berechnete Diffusionsprofile von δ^2H und $\delta^{18}O$ bei In-situ-Temperatur (gestrichelte Linien) im Vergleich zu den Messdaten aus der Bohrung Benken.

Die Berechnungen wurden mit einer Diffusionskonstante $D_p = 1 \times 10^{-10}$ m^2/s (40 °C, Van Loon et al. 2002b, 2003) durchgeführt. Als Randbedingungen dienten die gemessenen Werte von Malmwasser und Wasser der Stubensandstein-Formation (Keuper) und als Anfangsbedingung die maximal gemessenen Werte von δ^2H bzw. $\delta^{18}O$ im Opalinuston (DA: Diffusions-Austausch-Methode; VD k.: Vakuum-Destillations-Methode, korrigierte Werte; OPA: Opalinuston, MS: Murchisonae-Schichten).

- Die beste Übereinstimmung mit der Beobachtung wird für δ^2H und $\delta^{18}O$ unter Verwendung der im Labor bestimmten Diffusionskonstante ($D_p = 1 \times 10^{-10}$ m^2/s) mit einer Aufbauzeit von rund 0.5 Ma erhalten. Unter Einbezug der gesamten, realistischen Variationsbreite der verschiedenen Parameter (Anfangs- und Randbedingungen, Diffusionskonstante) kann diese Diffusionszeit 0.2-1.5 Ma betragen.
- Die bei gleicher Diffusionszeit für δ^2H scheinbar bessere Übereinstimmung zwischen Simulation und Messdaten könnte auf eine selektive Diffusion von Sauerstoff- und Wasserstoffisotopen hinweisen. Mit den vorliegenden Daten kann dies aber weder weiter unterstützt noch verworfen werden. Eine Beeinflussung der Profile infolge unterschiedlicher Diffusionskonstanten (zu gering) und/oder für Sauerstoff infolge Reaktionen mit Gesteinskarbonat ($\delta^{18}O$ im Gesteinskarbonat homogen, Abweichung z.T. in falsche Richtung) kann aber mehrheitlich ausgeschlossen werden.

Profile von Chlorid und Chlorisotope ($\delta^{37}Cl$)

Das natürliche Auftreten des schwereren Isotops von Chlor (^{37}Cl = 24.23 %) ist um ein Vielfaches grösser als z.B. beim Sauerstoff (^{18}O = 0.204 %) und beim Wasserstoff (^2H = 0.015 %). Zusammen mit der Massenabhängigkeit des Diffusionskoeffizienten führt dies im Laufe der Diffusion von Chlor zu einer messbaren Fraktionierung der Isotope von ^{35}Cl und ^{37}Cl (Kaufmann et al. 1984; Desaulnier et al. 1986). Diese Fraktionierung führt bei der Diffusion von Chlorid zunächst zu einer Erhöhung der $\delta^{37}Cl$-Werte an den Rändern eines durch Diffusion dominierten Systems, bevor – je nach System – auch die Werte im Zentrum zunehmen und sich eine einfach gekrümmte Profilform einstellt. Die Verteilung von Chlorid und dessen Isotope über ein Profil kann also Auskunft über Prozesse und Randbedingungen geben, welche in den Verhältnissen der Isotope von z.B. Wasser nicht ersichtlich sind.

In Benken beschreiben die Chloridgehalte der Porenwässer im Dogger ein ähnliches Profil wie die Isotopenverhältnisse von Wasser (Fig. 4.7-4). An der Grenze Malm-Dogger und im Lias weichen die Gehalte von diesem Profil ab. Im Dogger zeichnen die $\delta^{37}Cl$-Werte das durch die Chloridgehalte vorgegebene Profil spiegelbildlich nach (Fig. 4.7-4). Dabei sind die $\delta^{37}Cl$-Werte der Porenwässer gegenüber demjenigen von Meerwasser (ca. 0 ‰) signifikant erhöht. Zumindest ein Teil dieser Erhöhung muss schon im Verlaufe der geologischen Entwicklung, insbesondere während der maximalen Versenkung, durch verschiedene Fraktionierungsprozesse (z.B. Diffusion) entstanden sein. Ähnlich wie die Chloridgehalte, weichen auch die $\delta^{37}Cl$-Werte besonders im Lias vom generellen Profil ab, bevor sie sich im Oberen Keuper dem negativen Wert des Wassers aus der Stubensandstein-Formation angleichen (Fig. 4.7-4).

Die beobachteten Chloridgehalte und zugehörigen $\delta^{37}Cl$-Werte im Porenwasser der Dogger-Lithologien können nicht durch einfache lineare Mischungen von bekannten Endgliedern (Malm-, Keuper-, Meer- und Porenwasser im Opalinuston) entstanden sein (Waber et al. 2001, 2003). Eine Erhöhung der $\delta^{37}Cl$-Werte im Porenwasser in den randlichen Lithologien des Doggers kann durch *diffusive* Abreicherung des schneller wegdiffundierenden ^{35}Cl ungefähr nachvollzogen werden (Gimmi & Waber 2003). Basierend auf Erkenntnissen vom Felslabor Mont Terri wurde für Chlorid eine Porendiffusionskonstante gewählt ($D_p = 5 \times 10^{-11}$ m^2/s, 40°C), welche halb so gross ist wie diejenige für die Wasserisotope (vgl. Kap. 5.10). Die Resultate der Modellrechnungen und Sensititivitätsanalyse können wie folgt zusammengefasst werden (vgl. Fig. 4.7-5):

- Die durch die Chloridkonzentrationen und Chlorisotopen vorgegebenen Profile können mittels *molekularer Diffusion als dominierendem Transportprozess* annähernd beschrieben werden.

- Eine dominierende vertikale Advektion widerspräche den gemessenen Daten.
- Beide Profile weisen besonders im Malm und im Lias Heterogenitäten auf, welche die Messdaten nicht durch einen einzelnen Diffusionsprozess mit nach oben und unten gleichbleibenden Randbedingungen beschreiben lassen.
- Die Annahmen zu den Anfangs- und Randbedingungen von Chlorid haben einen starken Einfluss auf die berechneten Profile von Chlorid und der δ^{37}Cl-Werte.
- Unter Einbezug der Unsicherheiten von D_p, Rand- und Anfangsbedingungen kann für die Aufbauzeit des Profils als möglicher Bereich etwa 0.5-2 Ma angegeben werden.
- Insgesamt zeigen die Profile von Chlorid und Chlorisotopen eine grössere geochemische Komplexität als diejenigen der Isotopenverhältnisse von Sauerstoff und Wasserstoff von Wasser (detaillierte Diskussion in Gimmi & Waber 2003). Der Vergleich Beobachtung – Berechnungen weist darauf hin, dass die beobachteten Cl-Isotopenprofile im Dogger möglicherweise auch Signaturen einer älteren Entwicklung enthalten, welche durch spätere Prozesse modifiziert wurden.

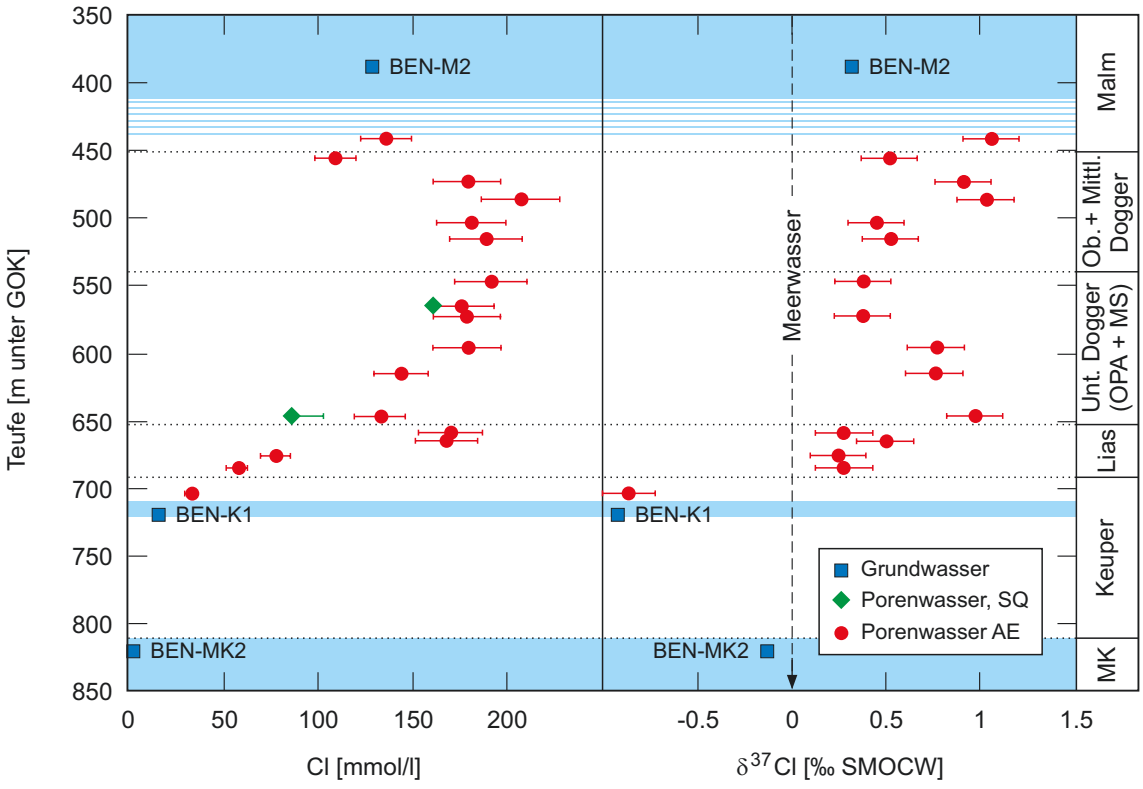


Fig. 4.7-4: Variation von Chlorid und δ^{37}Cl in Grund- und Porenwässern als Funktion der Entnahmetiefe in der Bohrung Benken.

Blau: regionale und lokale Aquifere; blau schraffiert: Malmlithologien mit tiefen hydraulischen Durchlässigkeiten; AE: Chloridgehalt in wässrigem Auszug berechnet mit der Wasserverlustporosität und skaliert mit einem Verhältnis Cl-Porosität zu physikalischer Porosität von 0.5; SQ: ausgepresstes Wasser; OPA: Opalinuston, MS: Murchisonae-Schichten.

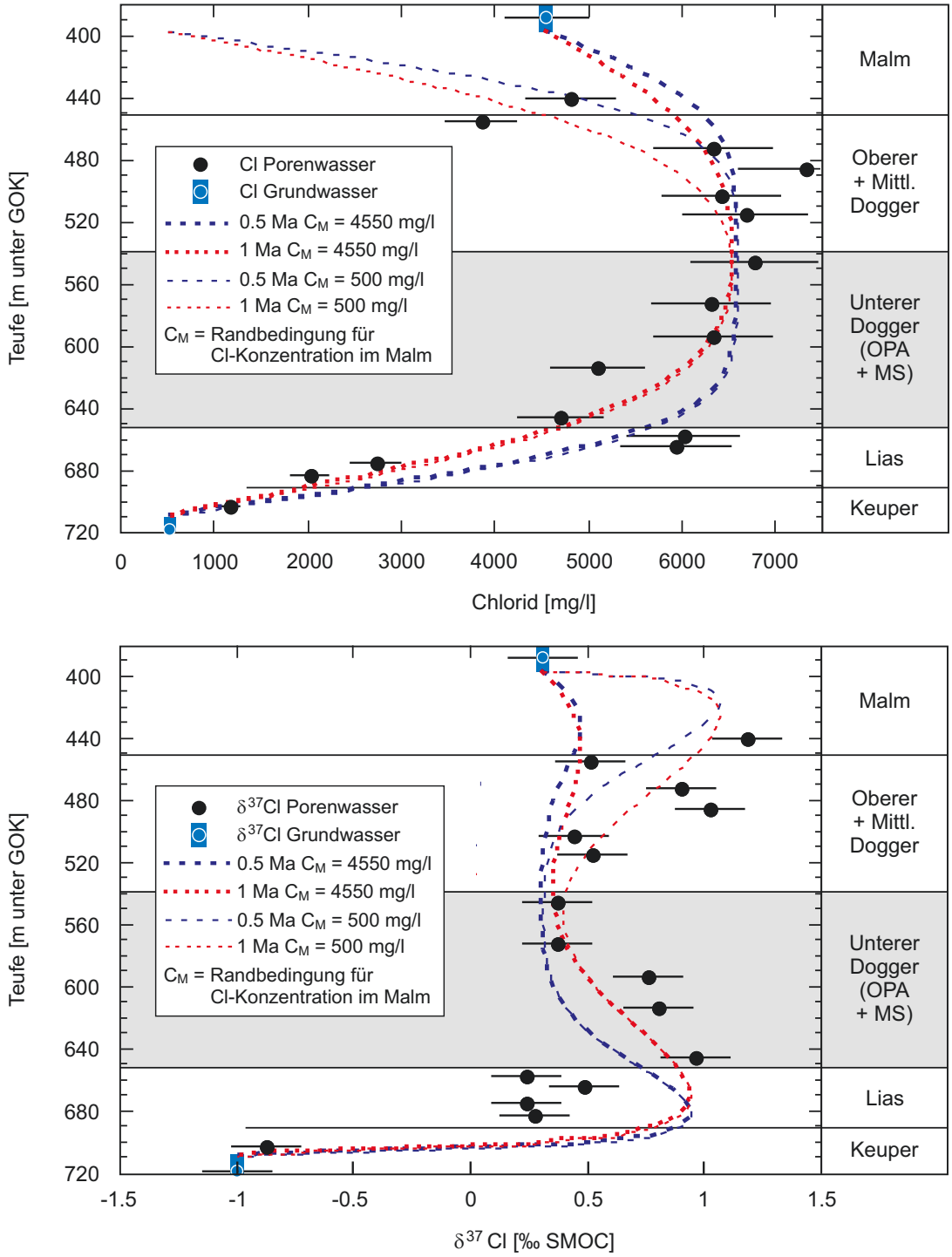


Fig. 4.7-5: Für verschiedene Aufbauzeiten berechnete Diffusionsprofile von Chlorid und $\delta^{37}Cl$ im Vergleich zu den Messdaten aus der Bohrung Benken.

Die Berechnungen wurden mit einer Diffusionskonstanten $D_p = 5 \times 10^{-11}$ m^2/s (40°C, vgl. Kap. 5.10) durchgeführt. Berechnungen mit Anfangs- und Randbedingungen aus Tabelle 4.7-2 sind mit fetten Linien dargestellt. Eine Variation der Cl-Randbedingung im Malm (C_M = 500 mg/l statt 4550 mg/l; Annahme einer Spülung des Malms während der Zeit der Oberen Süsswassermolasse) ist mit dünnen Linien dargestellt. Die Modellrechnungen zeigen, dass die Profile von $\delta^{37}Cl$ stark durch die Randbedingungen für Cl beeinflusst sind (OPA: Opalinuston, MS: Murchisonae-Schichten).

Profile von Helium (^{4}He und ^{3}He/^{4}He)

Eine Erhöhung des ^{4}He-Gehalts in Grund- und Porenwasser gegenüber demjenigen in luftgesättigtem Wasser kann durch In-situ-Produktion im Gestein und/oder durch eine Zufuhr von einer externen Quelle entstehen. Die Untergrundproduktion von ^{4}He erfolgt vorwiegend über die natürlichen Zerfallsreihen von Uran und Thorium im Gestein, diejenige von ^{3}He durch Kernreaktionen mit Lithium. Durch den Vergleich der ^{4}He-Gehalte und der ^{3}He/^{4}He-Verhältnisse in Gestein, Grund- und Porenwasser und der Bestimmung der Produktionsraten lassen sich Aussagen über In-situ-Produktion, Herkunft, Transport und Akkumulationszeit von Helium machen (Andrews et al. 1989, Balderer & Lehmann 1991, Tolstikhin et al. 1996, Lehmann & Purtschert 1997, Lehmann et al. 2001a, b).

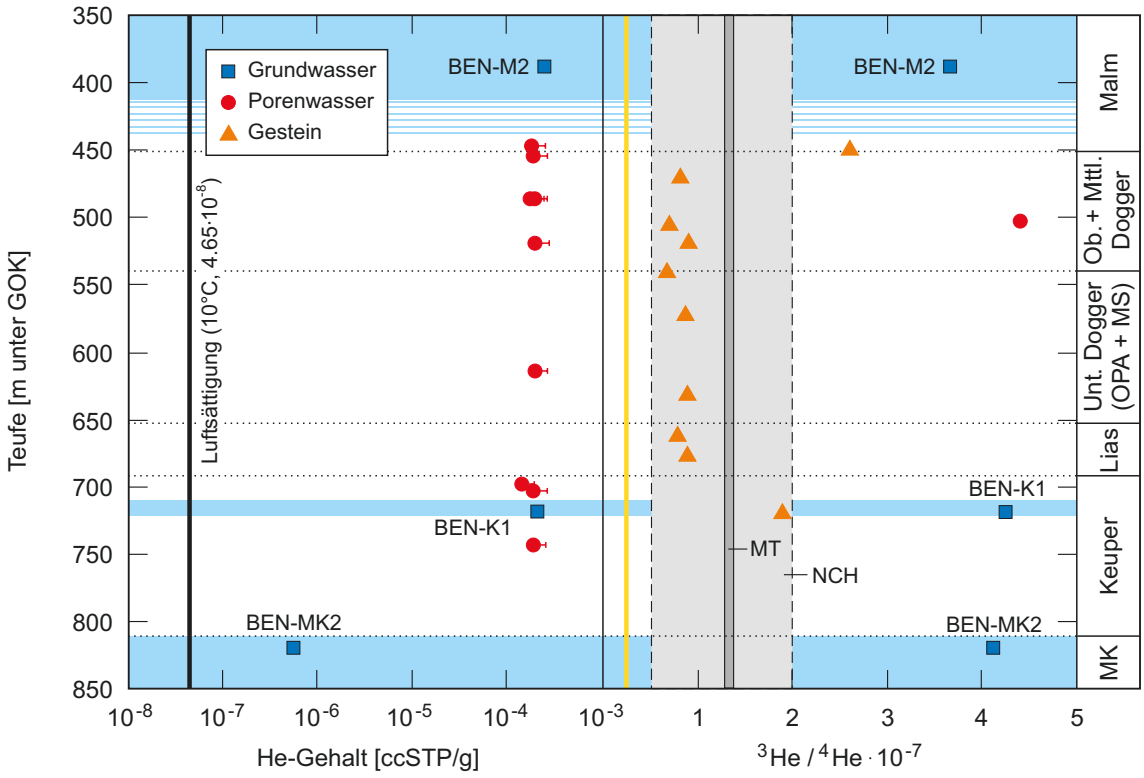


Fig. 4.7-6: Variation von He-Gehalt in Grund- und Porenwässern und ^{3}He/^{4}He-Verhältnis in Grund-, Porenwässern und Gestein als Funktion der Entnahmetiefe in der Bohrung Benken.

Als Vergleich sind zu den ^{3}He/^{4}He-Verhältnissen im Gestein das für einen Lithium-Gehalt von 100 ppm aufgrund des Neutronenflusses berechnete in situ ^{3}He/^{4}He-Verhältnis angegeben (gelbe Linie). Die grauen Bereiche geben die ^{3}He/^{4}He-Verhältnisse in Porenwässern vom Mont-Terri-Opalinuston (MT; Daten von Rübel et al. 2002) und Grundwässern aus der Nordschweiz an (NCH; Daten von Balderer & Lehmann 1991).

In Benken sind die ^{4}He-Gehalte im Porenwasser im Gegensatz zu allen anderen chemischen und isotopengeochemischen Parametern über das ganze Profil von Malm bis in den Keuper praktisch konstant (Fig. 4.7-6). Gleiche, gegenüber luftgesättigtem Wasser um mehr als vier Grössenordnungen erhöhte ^{4}He-Gehalte finden sich auch in den Tiefengrundwässern im Malm, Stubensandstein-Formation und Buntsandstein. Nur das relativ junge Muschelkalkwasser (Tab. 4.7-1) weist einen tieferen, gegenüber luftgesättigtem Wasser aber immer noch erhöhten

^{4}He-Gehalt auf. Aussergewöhnlich sind die gegenüber der berechneten In-situ-Produktion hohen ^{3}He/^{4}He-Verhältnisse in den Gesteinen und Porenwässern von Malm bis zum Muschelkalk (Fig. 4.7-6). Die Tiefengrundwässer vom Malm, Stubensandstein-Formation und auch Muschelkalk haben ähnlich hohe Verhältnisse, während das Buntsandsteinwasser ein tieferes Verhältnis aufweist.

Die Untersuchungen von In-situ-Produktion, Herkunft, Transport und Akkumulationszeit von Helium in der Bohrung Benken ergeben folgende Resultate (Lehmann et al. 2001a, b):

- Die ^{4}He-Gehalte beschreiben vom Malm bis in den Keuper den Zustand eines dynamischen Gleichgewichts, welcher charakterisiert ist durch (1) In-situ-Produktion von ^{4}He im Gestein, (2) praktisch vollständige Freisetzung von ^{4}He aus dem Gestein in das Porenwasser und (3) Diffusion von ^{4}He in den stagnierenden Porenwässern von Wirt- und Rahmengesteinen und im Malmwasser in Richtung Oberfläche und gegen unten in Richtung Stubensandstein- und Muschelkalkwasser, wo He aus dem System entfernt wird.
- Seit der Sedimentation verloren die Gesteine rund 95 % des total in situ produzierten ^{4}He an das Porenwasser. Der heutige ^{4}He-Gehalt in den Porenwässern beträgt nur noch rund 8% des total produzierten Heliums, so dass seit der Sedimentation rund 87 % des total produzierten ^{4}He aus dem gesamten System verloren gingen.
- Um die im heutigen Porenwasser gemessenen ^{4}He-Gehalte durch In-situ-Produktion aufzubauen, braucht es rund 17 Ma.
- Die ^{3}He-Gehalte in Grund- und Porenwässern in Benken sind bedeutend höher als in den Tiefengrundwässern der zentralen Nordschweiz (Balderer & Lehmann 1991) und können nur durch eine Beimischung von Mantelhelium erklärt werden. Um die beobachteten ^{3}He/^{4}He-Verhältnisse in Tiefengrund- und Porenwässern zu erklären, reicht eine Beimischung von 4 % Mantelhelium zu 96 % in situ produziertem He aus. Der genaue Zeitpunkt, die Herkunft und die Menge einer solchen Beimischung von Mantelhelium ist unklar. In Analogie zu Beobachtungen von Weise & Stichler (1997) im süddeutschen Molassebecken, dürfte im Zusammenhang mit dem Hegau-Vulkanismus vor 15-7 Ma (Keller 1984) 20 km nordöstlich von Benken eine grossräumige "Impfung" des Gebiets mit Mantelhelium stattgefunden haben.

Profile der Isotope von Argon (^{40}Ar/^{36}Ar)

Eine Erhöhung des ^{40}Ar/^{36}Ar-Verhältnisses in Grund- und Porenwasser gegenüber demjenigen von luftgesättigtem Wasser entsteht durch In-situ-Produktion von ^{40}Ar aus ^{40}K (Halbwertszeit ca. 128 Ma) im Gestein und im Wasser. Wie für Helium lassen sich somit gewisse Aussagen über In-situ-Produktion, Transport und Akkumulationszeit machen (Rauber et al. 1991, Tolstikhin et al. 1996, Lehmann et al. 2001a). Im Gegensatz zu Helium wird radiogenes ^{40}Ar aber praktisch nur bei Mineralreaktionen vom Gestein an das Porenwasser abgegeben. Auf dieser Tatsache beruht z.B. die absolute Altersdatierung von Gesteinen mit der K-Ar-Methode. Der Argongehalt der Porenwässer im Opalinuston macht nur gerade rund 1 % des im gesamten Gestein-Wasser-System vorhandenen totalen Argons aus.

In Benken weisen die ^{40}Ar/^{36}Ar-Verhältnisse in den Porenwässern eine zweiteilige Verteilung über die Tiefe auf, ähnlich derjenigen der δ^{18}O- und δ^{2}H-Werte von Wasser (Fig. 4.7-7). Dabei sind die ^{40}Ar/^{36}Ar-Verhältnisse sowohl in den Porenwässern als auch in den Tiefengrundwässern mit Ausnahme des Muschelkalkwassers gegenüber denjenigen von luftgesättigtem Wasser deutlich erhöht.

Die Untersuchungen von In-situ-Produktion, Transport und Akkumulationszeit von Argon in der Bohrung Benken ergeben folgende Resultate (Lehmann et al. 2001a):

- Die hohen $^{40}Ar/^{36}Ar$-Verhältnisse in den Porenwässern von Dogger–Lias stellen ein Diffusionsprofil dar, welches durch die Tiefengrundwässer im Malm und Keuper begrenzt wird. Das hohe $^{40}Ar/^{36}Ar$-Verhältnis im Gipskeuper könnte auf ein ähnliches Profil zwischen Keuper und Muschelkalk hinweisen.
- Die in den Poren- und Grundwässern beobachteten, gegenüber luftgesättigtem Wasser erhöhten $^{40}Ar/^{36}Ar$-Verhältnisse deuten auf eine sehr lange Verweilzeit der Wässer hin.

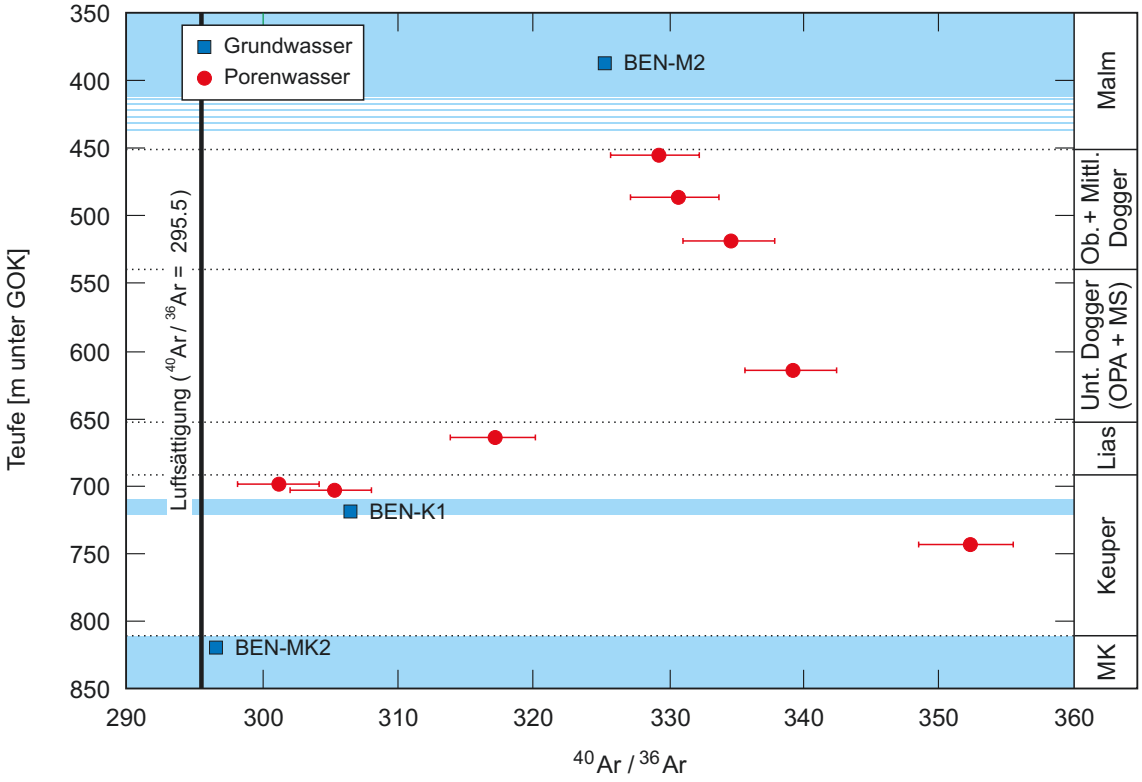


Fig. 4.7-7: Variation des $^{40}Ar/^{36}Ar$-Verhältnisses in Grund- und Porenwässern als Funktion der Entnahmetiefe in der Bohrung Benken.

Blau: regionale und lokale Aquifere; OPA: Opalinuston, MS: Murchisonae-Schichten.

4.7.3 Diffusionsprofile in anderen Tonformationen

Felslabor Mont Terri

Im Opalinuston vom Mont Terri werden für Isotopenverhältnisse von Sauerstoff und Wasserstoff von Wasser, gelöstes Chlorid und $^{40}Ar/^{36}Ar$ ähnliche Diffusionsprofile wie in Benken beobachtet. Die asymmetrischen Profile erstrecken sich über den Opalinuston und die Tongesteine des Lias und werden von Grundwässern in am Mont Terri kalkig ausgebildeten Formationen des Doggers (Bajocian) und des Lias (Gryphäenkalk) begrenzt (Rübel et al. 2002, Pearson et al. 2003). Auch hier weisen die Profile der Isotopenverhältnisse von Wasser und gelöstes Chlorid sehr ähnliche Formen auf. Dabei fügen sich die Daten der in Langzeitexperimenten (Monate bis Jahre) aus isolierten Intervallen in Bohrungen gewonnen Porenwässer gut in das Profil der aus dem Gestein mit verschiedenen Methoden extrahierten Porenwässer ein (Pearson et al. 2003).

Wie in Benken weist auch am Mont Terri das Profil der Chlorisotope auf eine komplexere Entstehung gegenüber den obigen Parametern hin. Die ^{4}He-Gehalte in den Porenwässern zeigen eine ähnliche Profilform wie die Isotopenverhältnisse von Wasser und weisen wie in Benken auf einen dynamischen Gleichgewichtszustand zwischen In-situ-Produktion und diffusivem Abtransport hin (Rübel et al. 2002). Im Einklang mit der verschiedenen geologischen Entwicklung sind die ^{4}He-Gehalte und besonders die ^{3}He/^{4}He-Verhältnisse gegenüber denjenigen in Benken deutlich tiefer (Fig. 4.7-6). Aufgrund des am Mont Terri vorhandenen He-Profils berechneten Rübel & Sonntag (2001) eine In-situ-Porendiffusionskonstante D_p für ^{4}He von 3.5×10^{-11} m^2/s.

Andere Lokalitäten

Diffusionsprofile von gelösten Stoffen und Isotopen sind auch in anderen, gering durchlässigen Tongesteinen als dem Opalinuston bekannt. So beschreiben Falck & Bath (1989) und Falck et al. (1990) Diffusionsprofile von Chlorid, δ^{18}O und δ^{2}H in tertiären Tongesteinen in England (London Clay). Vitart et al. (1999) beschreiben Profile für Chlorid und Bromid in stark konsolidierten tonig-siltigen Gesteinen der Oberen Kreide (*Couche silteuse* de Marcoule, Gard, Südfrankreich). Boisson et al. (2001) und Patriarch (2001) beschreiben Profile von δ^{18}O und δ^{2}H und Chlorid in Tongesteinen des Toarcian von Tournemire (Südfrankreich), und Hendry et al. (1999, 2000) beschreiben Profile für Chlorid, δ^{18}O, δ^{2}H und δ^{37}Cl in tonigen, pleistozänen Grundmoränen in Kanada. Dabei sind die Unterschiede in der Profilform eines bestimmten Parameters auf die von Ort zu Ort unterschiedliche paläohydrogeologische Entwicklung und Gesteinseigenschaften zurückzuführen.

4.7.4 Hydrochemische und isotopengeochemische Charakterisierung der Grund- und Porenwässer: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Die hydrochemischen und isotopengeochemischen Unterschungen im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland ergeben folgende Erkenntnisse bezüglich der regionalen Grundwasserströmungsverhältnisse, der Herkunft, der Verweilzeit und der geochemischen Entwicklung von Grund- und Porenwässern sowie dem dominierenden Stofftransport in Wirt- und Rahmengesteinen:

- Die geochemischen Untersuchungen in der Bohrung Benken zeigen für das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland einen deutlichen Stockwerkbau der Aquifere, abgetrennt durch die Aquitarde von Wirtgestein und tonigen Rahmengesteinen, dem Gipskeuper und der Anhydritgruppe.
- Die Tiefengrundwässer in den Aquiferen haben alle lange Verweilzeiten im Untergrund: Malm: absolute Verweilzeit nicht genau bestimmbar, > 10^5–10^6 Jahre; Keuper: Infiltration während pleistozäner Interglazialzeit (> 25'000a und < 2.6Ma); Muschelkalk: Infiltration während letzter Eiszeit (12'000–14'000a); Buntsandstein: glazial (> 26'000a).
- Die Tiefengrundwässer in den Aquiferen weisen mit all ihren chemischen und isotopenhydrologischen Parametern auf eine eigenständige Entwicklung sowie auf eine fehlende advektive Kommunikation untereinander hin.
- In den Porenwässern von Wirt- und Rahmengesteinen haben sich für verschiedene gelöste Stoffe und Isotope (Cl, He, δ^{2}H, δ^{18}O, δ^{37}Cl, ^{40}Ar/^{36}Ar) Profile aufgebaut, welche nur mittels Diffusion als dominierendem Transportprozess beschrieben und mit Transportmodellen nachvollzogen werden können.
- Unterschiede in den chemischen Gradienten zu den Aquiferen und der zugänglichen Porosität in Wirt- und Rahmengesteinen führen für die beobachteten Diffusionsprofile von verschiedenen gelösten Stoffen und Isotopen zu verschiedenen Werten von (D_p×t), dem

Produkt von Diffusionskonstante mal Aufbauzeit. Bei Verwendung von experimentellen Werten von D_p abgeschätzte Aufbauzeiten der Profile liegen im Bereich von mehreren Hunderttausend bis wenigen Millionen Jahre.

- Das Porenwasser im Wirtgestein ist vom Na-Cl-(SO_4)-Typ, wobei der Chloridgehalt aufgrund des diffusiven Austausches mit den Tiefengrundwässern und den asymmetrischen chemischen Gradienten von oben nach unten von ca. 5'700 mg/l auf ca. 3'030 mg/l abnimmt.
- Die minimale Verweilzeit des Porenwassers im Wirtgestein wird durch die Aufbauzeiten für die beobachteten Diffusionsprofile gegeben und beträgt mehrere Hunderttausend bis Millionen von Jahre.
- Die Diffusionsprofile weisen in Tiefenbereichen, wo man es aufgrund der hydraulischen Eigenschaften (Wedelsandstein) und/oder von Störungen vermuten könnte, keine Anomalien auf. Dies weist darauf hin, dass dort in der jüngeren (< etwa 2 Ma) geologischen Vergangenheit keine bedeutende (laterale) Fluidmigration stattgefunden hat.
- Die geochemischen Untersuchungen zeigen insgesamt, dass es sich beim Wirtgestein und den tonigen Rahmengesteinen um sehr effektive hydraulische Barrieren zwischen den regionalen Aquiferen handelt. In den tonigen Formationen dürfte mindestens seit mehreren Hunderttausend bis wenigen Millionen von Jahren vorwiegend diffusiver Stofftransport stattgefunden haben, welcher zu den heute beobachteten Profilen führte.
- Analoge Diffusionsprofile sind im Opalinuston des Mont Terri entwickelt, wobei wegen der unterschiedlichen paläohydrogeologischen Entwicklung andere Profilformen ausgebildet sind.

4.8 Paläohydrogeologische Entwicklung

Die Sedimentations-, Erosions- und Diagenese-Geschichte eines Gebiets, und schlussendlich auch dessen paläohydrogeologische Entwicklung, sind eine Folge des Zusammenspiels von geologisch-tektonischen und klimatischen Ereignissen während geologischer Zeiträume. Eine wesentliche Rolle spielt dabei auch die relative Lage des Gebiets bezüglich des Meeresspiegels. Die nachfolgende Beschreibung der paläohydrogeologischen Entwicklung des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland basiert auf dem Abriss der geologisch-tektonischen Entwicklungsgeschichte der Nordostschweiz (Kap. 3.2–3.5) sowie der Charakterisierung der regionalen und lokalen hydrogeologischen und hydrochemischen Verhältnisse (Kap. 3.6 und 3.7, resp. 4.6 und 4.7). Zusätzlich sind Informationen aus den Diagenese-Studien von Bläsi et al. (1996, 1999, Bläsi 2002) berücksichtigt.

4.8.1 Abhängigkeit der paläohydrogeologischen Entwicklung von geologischen, tektonischen und klimatischen Ereignissen und Prozessen

In Tabelle 4.8-1 ist die zeitliche Abfolge der wichtigsten Ereignisse und Prozesse, welche die paläohydrogeologische Entwicklung beeinflussten, dargestellt. Dabei ist der jüngste Teil dieser Entwicklung (Pleistozän und Holozän) aufgrund der heutigen hydrogeologischen Verhältnisse und des umfangreichen isotopengeochemischen Datensatzes relativ gut rekonstruierbar. Hingegen ist die ältere paläohydrogeologische Entwicklungsgeschichte wegen der Überlagerung von zwei Versenkungsereignissen (Kap 3.3) und wegen fehlender aussagekräftiger isotopengeochemischer Daten nur noch sehr summarisch rekonstruierbar. Für Tabelle 4.8-1 wurde jeweils die wahrscheinlichste Abfolge von Ereignissen und Zeiträumen aufgeführt. Unsicherheiten (z.B. Frage nach der Ablagerung von Kreidesedimenten) und mögliche alternative Szenarien sind in den spezifischen Kapiteln des Berichts (Kap. 3.2 und 3.3) diskutiert.

Tab. 4.8-1: Paläohydrogeologische Entwicklung des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland. Zusammenhänge mit anderen geologischen und klimatischen Ereignissen und Prozessen.

Tektonische Ereignisse (Kap. 3.2 – 3.5)	**Klimaverhältnisse, Sedimentation, Erosion** (Kap. 3.2, 3.3, 3.5, 4.2)	**Diagenese** (Kap. 3.3 und Bläsi et al. 1996, 1999, 2002)	**Paläohydrogeologische Verhältnisse** (Kap. 3.6, 3.7, 4.6, 4.7)
Trias – Kreide (245 – 65 Ma)			
• Subsidenz des Germanischen Beckens (Trias) bzw. der nördl. Tethys (Jura, Kreide); Bildung von Klüften in verfestigten Sedimentgesteinen (v.a. Kalke) • Bildung von Störungen aufgrund von Extensions- und Kompressionsbewegungen im Zusammenhang mit der Kontinentalverschiebung (Auseinanderbrechen von Pangäa, Öffnung Atlantik und Tethys) • Erhöhter Wärmefluss in der Kreide	• Allgemein warme Klimaverhältnisse • Sedimentation Buntsandstein bis untere Kreide • Vorwiegend flachmarine Verhältnisse im Bereich einer epikontinentalen Plattform, ausgenommen: Buntsandstein (terrestrisch) Anhydritgruppe (küstennahe Sabkha) Gipskeuper (küstennahe Sabkha bis kontinentale Playa) Erosion zw. ob. Mittelkeuper und Unt. Lias, mit mariner Zwischenphase im Rhät Sandsteinkeuper (terrestrisch)	• Kompaktion und Zementation • Bildung von hochsalinen Fluideinschlüssen in diagenetischen Zementen und später evtl. in Kluftmineralien • Entwässerung von Gips und Aderbildung im Gipskeuper; *hydraulic fracturing* • Lösung von Sulfat in der oberen Stubensandstein-Fm., Bildung der Dolomitbrekzien im Raum Benken – Siblingen	• Normalmarine bis hochsaline (Evaporite) Porenwässer, Süsswasser während Ablagerung des Buntsandsteins und des Sandsteinkeupers • Geringes Relief oder flachmarine Verhältnisse, geringe hydraulische Gradienten • Expulsion (kompaktionsbedingtes Auspressen) von Porenwässern aus tonreichen Formationen (u.a. auch Opalinuston), advektive und diffusive Mischungsprozesse in Aquiferen und Aquitarden (in gewissen Fällen entlang von Störungen) • Migration hochsaliner Wässer aus Evaporitformationen in umgebende Formationen • Hydrochemische Veränderungen und Änderungen der Isotopenzusammensetzung aufgrund diagenetischer Gestein/Wasser-Wechselwirkung, Fraktionierung bei der Expulsion von Porenwässern in Tongesteinen
Tertiär: Paläozän – spätes Oligozän (65 – ca. 25 Ma) (Fig. 3.2-7)			
• Frühphase der Heraushebung des Schwarzwalds • Unbedeutende Reaktivierung von Störungen	• Feuchtwarmes subtropisches bis tropisches Klima • Erosion der Kreide (ca. 500 m) sowie Erosion (50 – 100 m) und Verkarstung des Oberen Malms • Ablagerung von eozänen Bohnerzen und Boluston (partielle Versiegelung des Malm-Karsts)	• Unbedeutende Effekte im Liegenden des Malms ? • Evtl. Calcitifizierung von Dolomitschichten im Malm; Entstehung sekundärer Porosität	• Bildung eines Süsswasser-Zirkulationssystems im oberen Malm, Relief eher gering, leicht erhöhte hydraulische Gradienten • Diffusive Wechselwirkung zwischen Malm-Aquifer (meteorische Wässer) und tonigen Formationen im Liegenden (saline Porenwässer): Aufgrund des langen Zeitraums ist wahrscheinlich auch der Opalinuston davon betroffen, (Abnahme der Chlorid- und Heliumgehalte im Opalinuston-Porenwasser). Die Wechselwirkung ist wegen der heterogenen Verkarstung und Klüftung im Malm räumlich heterogen.
Spätes Oligozän – frühes Miozän (ca. 25 – ca. 18 Ma) (Fig. 3.2-7)			
• Subsidenz des alpinen Vorlandes, Entstehung des ostschweizerischen Molassebeckens • Kurze Hebungsphase am Ende • Keine signifikanten Bewegungen an Störungen • Evtl. Kluftbildung in mesozoischen Sedimenten	• Warmes, semiarides bis semihumides Klima Ablagerung der fluvio-terrestrischen Sedimente der Unteren Süsswassermolasse (USM) • Kurze Erosionsphase am Ende	• Unbedeutende Effekte, evtl. Mineralisierung entlang von Klüften ?	• Süss- und Brackwasserphase im Tertiär-Malm-Aquifersystem, komplexere hydrochemische Verhältnisse aufgrund des semiariden Klimas (Gestein/Wasser-Wechselwirkung in der USM, Oxidationsprozesse, Mineralisierung der Wässer durch oberflächennahe Verdunstung)

Tab. 4.8-1: (Fortsetzung)

Tektonische Ereignisse	Klimaverhältnisse, Sedimentation, Erosion	Diagenese	Paläohydrogeologische Verhältnisse
Frühes Miozän – spätes Miozän (ca. 18 – ca. 10 Ma) (Fig. 3.2-7)			
• Fortsetzung der Subsidenz des Molassebeckens • Keine signifikanten Bewegungen an Störungen • Evtl. weitere Kluftbildung • Beginn Hegau-Vulkanismus	• Generell warmes Klima • ca 18 – 16.5 Ma: Marine Transgression und Ablagerung der Oberen Meeresmolasse (OMM) • Bildung einer Peneplain • 16.5 – 10 Ma: Ablagerung der Oberen Süsswassermolasse (OSM), Klima erst subtropisch, dann warm mit viel Niederschlag (Bolliger 1999)	• Kompaktion und Zementation (v.a. der tertiären Formationen) • Weiterentwicklung der Zementation in tieferliegenden Formationen • Bildung von Kluftfüllungen • Bildung hochsaliner Fluideinschlüsse in Adern (Alter fraglich)	• Allgemein flaches Relief (resp. Meeresbedeckung) mit niedrigen Gradienten • Entstehung von Porenwasser-Überdrücken in tonreichen Formationen • Hochsaline Wässer in mesozoischen Aquiferen und wasserführenden Schichten • Infiltration von Meerwasser der OMM durch die USM in den Malm-Aquifer, Mischung mit Süss-/Brackwasser im Malm-Aquifer (möglicherweise wurde nie Meerwassersalinität erreicht) • Diffusiver Austausch zwischen Malm-Aquifer und Tonformationen im Liegenden (Effekt v.a. in Effinger Schichten und Oberem Dogger, Beeinflussung Opalinuston fraglich) • Grossräumige "Impfung" des Gebiets Hegau und Umgebung mit Mantel-Helium • Gegen Ende der Phase Bildung eines oberflächennahen Süsswasser-Zirkulationssystems
Spätes Miozän – Pliozän (10 – 2.6 Ma)			
• Inversion des Molassebeckens • Hebung (Aufdomung Schwarzwald) • Ende Hegau-Vulkanismus (ca. 7 Ma) • Bildung kleinerer kompressiver Störungen (z.T. Reaktivierung bestehender Strukturen) im Zusammenhang mit dem alpinen Fernschub (Jura-Phase) • Hauptbewegungsphase der Neuhauser Störung (Randstörung des Hegau-Bodensee-Grabens) und der Wildensbucher-Flexur • Etablierung des heutigen Stressfelds	• Warmes Klima • Erosion (700 – 800 m Obere Süsswasser- und Meeresmolasse)	• Letzte bedeutende Mineraladerbildungen • Bildung geringer saliner Fluideinschlüsse	• Erhöhung des Reliefs, Ausbildung lokaler Zirkulationssysteme, Erhöhung der hydraulischen Gradienten in den Aquiferen • Beginn des Einflusses meteorischer Wässer auch in tieferliegenden Aquifersystemen (Verdrängung der hochsalinen Wässer) • Diffusiver Austausch mit Tonformationen

Tab. 4.8-1: (Fortsetzung)

Tektonische Ereignisse	Klimaverhältnisse, Sedimentation, Erosion	Diagenese	Paläohydrogeologische Verhältnisse
Pleistozän (2.6 Ma – 10'000 a)			
• Fortsetzung der Hebungsphase • N-S-Stressfeld (keine signifikanten Bewegungen an Störungen)	• Abfolge von Glazial- und Interglazialzeiten (ca. 13 Eiszeiten). Grösste Vergletscherung vor rund 700'000 a, grösste Ausdehnung der letzten Vergletscherung vor rund 20'000 a • Glaziale Erosion, heterogene Verteilung fluvio-glazialer und limnischer Sedimente	• Unbedeutende Effekte	• Infiltration meteorischer Wässer in die verschiedenen Aquifersysteme, vor allem im Gebiet Wutach – Schwarzwald • Diffusiver Austausch zwischen Tonformationen und begrenzenden Aquiferen • Die während einer pleistozänen Interglazialzeit im Sandsteinkeuper infiltrierten Wässer erreichen das Zürcher Weinland • Ende des Aare-Donau-Flusssystems vor 1.8 Ma; Umleitung des Oberrheins in seine heutige Lage, dadurch Tiefenerosion der Molasse bis zum Malm (0.45 – 1.3 Ma), dadurch Grundwasserfluss im Malm vom Schwarzwald gegen das Exfiltrationsgebiet am Rhein • Umleitung der Wutach gegen den Rhein vor 20 ka
Holozän (10'000 a – heute)			
• Fortsetzung der Hebungsphase • N-S-Stressfeld (keine signifikanten Bewegungen an Störungen)	• Humides, gemässigtes Klima ("Interglazialzeit") • Bodenbildung, fluviatile Erosion	• Unbedeutende Effekte	• Die während der letzten Eiszeit im Muschelkalk infiltrierten Wässer erreichen das Zürcher Weinland (allfällige ältere Wässer wurden durch diese verdrängt) • Die während einer Glazialzeit im Buntsandstein/Kristallin infiltrierten Wässer erreichen das Zürcher Weinland • Zirkulation saliner Wässer im Malm-Aquifer (Zustrom aus tiefem Molassebecken, Exfiltration in Rhein) • Infiltration rezenter meteorischer Wässer in die quartären Schotter des Zürcher Weinlands (oberflächennahes Zirkulationssystem) • Der diffusive Austausch zwischen Tonformationen und angrenzenden Aquiferen ist wegen der kurzen Zeitdauer nicht signifikant

4.8.2 Die paläohydrogeologische Entwicklung der Porenwässer im Opalinuston

Die heute im Opalinuston der Bohrung Benken vorhandenen Porenwässer haben eine Salinität, welche ungefähr einem Drittel der Meerwassersalinität entspricht. Die paläohydrogeologische Entwicklung (Tab. 4.8-1) und die heutigen hydrochemischen und isotopengeochemischen Signaturen (Kap. 4.7) zeigen, dass es sich dabei nicht um eine einfache Mischung von Meerwasser mit meteorischen Wässern handeln kann. Seit der Ablagerung des Opalinustons vor 180 Ma haben folgende Prozesse eine kontinuierliche Veränderung der Porenwasserzusammensetzung bewirkt:

- Porenwasserverdrängung (Expulsion) durch Kompaktion
- Advektiv/diffusiver Austausch mit Grundwässern der umgebenden Aquifere
- Diagenetische Wasser/Gesteins-Wechselwirkung

Die Art der Porenwasserverdrängung ist nicht bekannt. Sprödstrukturen, welche mit einer kompaktionsbedingten Entwässerung in Verbindung gebracht werden können, sind nicht, oder nicht mehr erkennbar (Kap. 5.5.5).

Der diffusive Austausch mit den angrenzenden Aquiferen war vermutlich seit Beginn der Ablagerungsgeschichte wirksam. Insbesondere in der frühen Phase der Versenkungsgeschichte, als die Kompaktion noch nicht das heutige Stadium erreicht hatte, dürften die Diffusionskonstanten signifikant grösser gewesen sein und der Austausch somit effektiver. Zudem änderten sich die hydraulischen und geochemischen Verhältnisse in den angrenzenden Aquiferen mehrfach. Die hochsalinen Porenwässer im Opalinuston, welche heute nur noch in einzelnen Fluideinschlüssen vorhanden sind (Kap. 3.3.4 und Nagra 2001), bildeten sich möglicherweise in einer eher frühen Phase der Versenkungsgeschichte, entweder durch diffusive Wechselwirkung, oder durch Zustrom von ausgepressten hochsalinen Formationswässern der evaporitischen Formationen im Liegenden. Während der rund 40 Ma dauernden Hebungs- und Erosionsphase im frühen Tertiär und der nachfolgenden Zeit der USM hat vermutlich eine bedeutende Reduktion der Porenwassersalinität in den oberen Rahmengesteinen und im Opalinuston durch diffusive Interaktion mit dem Süss-/Brackwasser-System im Malmkarst stattgefunden. Während den beiden Versenkungsphasen in der Kreide und im Tertiär haben diagenetische Gestein/Wasser-Interaktionsprozesse die hydrochemischen Signaturen und die Isotopenzusammensetzung zusätzlich beeinflusst.

Die heutige Verteilung der Komponenten im Porenwasser ist weitgehend durch diffusive Wechselwirkung mit den während der letzten paar Millionen Jahre in den angrenzenden Aquiferen zirkulierenden Grundwässern geprägt worden (Kap. 4.7).

4.8.3 Paläohydrogeologische Entwicklung: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Die paläohydrogeologische Entwicklung ist Folge des Zusammenspiels von geologisch-tektonischen und klimatischen Ereignissen während der gesamten geologischen Entwicklungsgeschichte des Gebiets:

- Die ältere Entwicklungsgeschichte ist aufgrund der Überlagerung von zwei Versenkungsereignissen und fehlender aussagekräftiger isotopengeochemischer Daten für sehr lange Zeiträume nur summarisch rekonstruierbar. Hingegen ist die jüngere paläohydrogeologische Entwicklung (Pleistozän, Holozän) relativ gut bekannt.
- Die meiste Zeit lagen flachmarine Verhältnisse vor. Terrestrische Systeme mit bedeutender Infiltration von meteorischen Wässern herrschten während der Ablagerung des Buntsand-

steins, im Keuper, im frühen Tertiär (Untere Süsswassermolasse) und seit dem Mittelmiozän (Obere Süsswassermolasse bis heute).

- Die Zusammensetzung des Porenwassers in den Tongesteinen hat sich seit ihrer Ablagerung durch Porenwasserverdrängung (Expulsion) bei der Kompaktion, advektiv/diffusivem Austausch mit Grundwässern der umgebenden Aquifere sowie diagenetischer Prozesse langsam aber stetig verändert.
- Während der rund 40 Ma dauernden Hebungs- und Erosionsphase im frühen Tertiär hat vermutlich eine bedeutende Reduktion der Porenwassersalinität (im Opalinuston auf ein Drittel der Meerwassersalinität) durch diffusive Interaktion mit dem Süss-/Brackwasser-System in den Malmkalken stattgefunden.
- Die heutige Verteilung der Komponenten im Porenwasser der tonigen Gesteine ist weitgehend durch diffusive Wechselwirkung mit den Grundwässern in den verschiedenen Aquiferen während den letzten paar Millionen Jahre geprägt worden.

4.9 Geologische und hydrogeologische Verhältnisse im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland: Zusammenfassung der wichtigsten generellen Erkenntnisse

Die Eingrenzung des Untersuchungsgebiets im Zürcher Weinland beruht auf umfangreichen Erkundungen in der Nordostschweiz, deren Ergebnisse ein regional gut abgestütztes Bild der erdgeschichtlich geprägten günstigen Gesamtsituation ergibt. Die lokalen Abklärungen im Zürcher Weinland erforderten zusätzlich eine fokussierte Erkundung mit hohem Detaillierungsgrad. Um diesem Anspruch zu genügen, ergänzten sich 3D-Seismik und eine zentral platzierte Sondierbohrung zur optimalen erkundungstechnischen Kombination: während die seismische Aufnahme im Wesentlichen die *räumliche Verfügbarkeit* des Wirtgesteins aufzeigt, gibt die Bohrung Benken Aufschluss über seine *bau- und sicherheitstechnischen* Eigenschaften. Die auf den regionalen Untersuchungen basierenden Prognosen konnten lokal bestätigt werden. Nachfolgend werden die für das Zürcher Weinland im Vordergrund stehenden Erkenntnisse und Folgerungen zusammengefasst:

- Die Verknüpfung des Datensatzes aus der Bohrung mit dem der 3D-Seismik belegt, dass der geologische Aufschluss der Bohrung Benken für das Untersuchungsgebiet weiträumig repräsentativ ist; der geologische Bau des mesozoischen Deckgebirges ist einfach und auf der Seismik in hoher Auflösung erkennbar.
- Wie aufgrund der regionalen 2D-Seismik prognostiziert, begrenzt die Neuhauser Störung als einzige grössere Verwerfung das Untersuchungsgebiet im Nordosten; südwestlich dieser Störung liegt das Wirtgestein im Wesentlichen ungestört. Im Einklang mit der generellen tektonischen Situation ist das Spannungsfeld kompressiv.
- Die Schichten sind mit rund 3 bis 5 Grad nach Südosten geneigt. Das bedeutet, dass das Wirtgestein im Untersuchungsgebiet zwischen 400 und 900 m unter Terrain liegt und somit im Rahmen der bau- und sicherheitstechnischen Vorgabe.
- Die Mächtigkeit des Wirtgesteins beträgt im 3D-seismisch erfassten Gebiet im Mittel ca. 115 m (Bohrung Benken 113 m). Sie nimmt generell von etwa 100 m im Südosten auf rund 120 m im Nordwesten zu.
- Die Formationen des Mesozoikums liegen in Schwäbischer Fazies vor, d.h. mit einem überwiegenden Anteil von tonig-mergeligen Gesteinen. Wirtgestein und Rahmengesteine bilden zusammen eine rund 350 m mächtige, in vertikaler Richtung praktisch wasserundurchlässige Schichtabfolge. Das kompressive Spannungsfeld belastet mit einer signifikanten

horizontalen Normalspannung mögliche Diskontinuitäten, was deren Selbstabdichtung begünstigt.

- Wirtgestein und (tonige) Rahmengesteine bilden wirkungsvolle Transportbarrieren, in denen der Transport gelöster Stoffe praktisch nur durch Diffusion erfolgen kann.
- Hinsichtlich des Potenzials für mineralische und geothermische Ressourcen steht das Zürcher Weinland nicht im Vordergrund. Ein Nutzungskonflikt, der Bau, Betrieb und Sicherheit eines Tiefenlagers in Frage stellen würde, ist nicht absehbar.

Die lokale Erkundung im Zürcher Weinland führte zu einem kohärenten Bild seiner erdgeschichtlich geprägten Architektur und zu einem gut belegten standortspezifischen Datensatz über die geologische Gesamtsituation sowie über die Eigenschaften der Gesteinsformationen. Diese Daten bilden eine tragfähige Basis für die Beurteilung der sicherheits- und bautechnischen Wirtgesteins- und Standorteignung, einschliesslich der Bewertung der Übertragbarkeit von Daten aus projektorientierten Untersuchungen ausserhalb des Zürcher Weinlands (s. Kap. 5). Aus geologischer und hydrogeologischer Sicht erfüllt das Untersuchungsgebiet im Zürcher Weinland die Anforderungen an einen Standortnachweis (s. Kap. 9).

5 Eigenschaften des Wirtgesteins

5.1 Einleitung

In diesem Kapitel werden die geologischen, petrophysikalischen, felsmechanischen, hydrogeologischen und geochemischen Eigenschaften des Wirtgesteins anhand einer Serie konsistenter konzeptueller Modelle und Parametersätze dokumentiert. Diese dienen in erster Linie als Grundlage für die Sicherheitsanalyse und die Beurteilung der bautechnischen Machbarkeit (vgl. auch Kap. 9.4 und 9.5, welche sich zu einem grossen Teil auf die in diesem Kapitel hergeleiteten Datensätze beziehen). Im Weiteren liefert das Kapitel 5 auch die Grundlagen für die Abschätzung möglicher Einflüsse des Tiefenlagers auf das Wirtgestein in dessen unmittelbarer Umgebung sowie für die Prognose der Langzeitentwicklung des Stollenumfelds (Kap. 7).

Die Herleitung der Parametersätze und ihrer Bandbreiten beruht auf einer breit angelegten Analyse aller zur Verfügung stehenden Daten, welche neben der Berücksichtigung der aus dem Opalinuston der Nordschweiz und Süddeutschlands stammenden Daten auch Vergleiche mit Datensätzen aus anderen, weltweit untersuchten Tonsteinformationen beinhaltet. Dazu werden – wo notwendig – Argumente bezüglich der Übertragbarkeit der Schlussfolgerungen auf das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland aufgeführt. Anhand gegenseitiger Abhängigkeiten einiger Schlüsselparameter (z.B. hydraulische Durchlässigkeit vs. Porosität, Druckfestigkeit vs. Wassergehalt) wird geprüft, ob die im Opalinuston gemessenen Werte im Allgemeinen innerhalb der weltweit beobachteten Trends und Erfahrungswerte für Tongesteine liegen.

5.2 Der Opalinuston im Überblick: Eigenschaften, relevante Prozesse und deren Kopplungen

Tone und Tonsteine sind die häufigsten Sedimente der Erde und können bis mehrere km mächtige Schichten bilden. Wegen ihrer generell sehr kleinen hydraulischen Durchlässigkeiten, der grossräumigen Homogenität sowie der guten Rückhalteeigenschaften bezüglich Transport gelöster Stoffe werden tonreiche Formationen von verschiedenen Ländern auf ihre Eignung als Wirtgesteine für Tiefenlager radioaktiver Abfälle untersucht (Kap. 1.4.1).

5.2.1 Der Opalinuston in der Nordschweiz

Der Opalinuston ist ein feinkörniges Sedimentgestein (Tonstein), welches in einem flachen Meer in einer grossräumig nur wenig variablen Fazies vor ca. 180 Ma abgelagert worden ist (Fig. 3.2-3). Seinen Namen verdankt er der Ammonitenspezies *Leioceras opalinum*, welche zu seinen häufigsten Makrofossilien gehört (Fig. 5.2-1). Die Ablagerung erfolgte zum grossen Teil im seichten Meer oberhalb der Sturmwellenbasis (diese liegt bei ca. 30 m Wassertiefe). Das Gestein besteht aus kontinentalen Verwitterungs- und Erosionsprodukten (Tonmineralien, Quarz sowie wenig Feldspäte in Silt- bis Sandfraktion), marinen Karbonaten (Muscheln, Bioklasten, bestehend aus Calcit) sowie diagenetischen Neubildungen (Pyrit, Siderit, Calcit-Zement, s. Kap. 5.3). Es enthält auch organisches Material, welches teilweise kontinentalen und teilweise marinen Ursprungs ist. Dessen Erhaltung über geologische Zeiträume mit Versenkungs- und Hebungsphasen hinweg (Kap. 3.3) weist auf stabile reduzierende Bedingungen des geochemischen Milieus im Porenwasser hin (Kap. 5.12). Nach der Ablagerung wurde der Opalinuston allmählich versenkt und durch die Auflast kompaktiert, wobei die Porosität reduziert und der grösste Teil des Porenwassers ausgetrieben wurde (Kap. 5.4). Eine der Konsequenzen der Kompaktion ist die sehr geringe hydraulische Durchlässigkeit, eine Schlüsseleigenschaft in Bezug auf Wasserfluss und Stofftransport (Kap. 5.8).



Fig. 5.2-1: Gehäusereste des Opalinuston-Leitfossils *Leioceras opalinum*.

Der Name ist auf den opalisierenden Glanz der oft noch aus Aragonit bestehenden Schalen zurückzuführen. Bildbreite: 10 cm.

Der Opalinuston kommt im ganzen Schweizer Molassebecken sowie im Tafel- und Faltenjura in verschiedenen Tiefenlagen vor. Er wurde im ganzen Gebiet von zahlreichen Bohrungen durchteuft, wobei seine Mächtigkeit regional sehr gleichmässig ist und in der Nordostschweiz 80 bis über 120 m beträgt (Kap. 3.2 und Fig. 3.2-5). Lithologisch-mineralogisch ist der Opalinuston lateral in lokalem wie in regionalem Massstab eine weitgehend homogene Formation, und auch in der Vertikalen ist die Variabilität gering (Kap. 5.3). In seismischen Profilen ist diese Formation stets klar erkennbar, so dass die Kenntnisse über ihre grossräumige Geometrie gut sind. Im Tafeljura erreicht der Opalinuston die Oberfläche, wobei die Ausbisslinie in NE-SW-Richtung vom Nordzipfel des Kantons Schaffhausen über Zurzach nach Frick verläuft. Im Faltenjura wurde er in die Faltung einbezogen und erscheint daher lokal ebenfalls an der Oberfläche. Wegen seiner leichten Erodierbarkeit bestehen allerdings nur selten natürliche Oberflächenaufschlüsse; typischerweise bilden Ausbisse des Opalinustons boden- und vegetationsbedeckte Senken. In zahlreichen Tongruben (z.B. Siblingen SH, Schinznach AG, Böttstein AG, Frick AG, Seewen BL) wird er zur Ziegelherstellung abgebaut (s. Fig. 5.2-2). Die grossen Aufschlüsse der Tongruben bieten Beobachtungsfenster im Bereich von Deka- bis Hektometern und sind somit das Bindeglied zwischen den kleinräumigen Daten aus Bohrungen und den regionalen Daten aus der Seismik.

Die Murchisonae-Schichten im Hangenden des Opalinustons sind im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland faziell und lithologisch dem Opalinuston sehr ähnlich (Kap. 3.2). Selbst der Spezialist vermag Proben der beiden Formationen im Handstück nicht zu unterscheiden, und auch in der 3D-Seismik wird stets die Summe Opalinuston + Murchisonae-Schichten als eine einzige Schicht abgebildet. Die stratigraphische Zuordnung erfolgt mittels Mikropaläontologie, v.a. Pollenanalyse. Wegen dieser lithologischen Ähnlichkeit werden beide Einheiten zum Wirtgestein gezählt (Kap. 2.4). Die tonige Ausbildung der Murchisonae-Schichten im Untersuchungsgebiet ist im regionalen Rahmen eine Besonderheit (weiter westlich dominieren kalkige, im Osten sandige Lithologien, Kap. 3.2). Der Opalinuston selbst ist in der Bohrung Benken mit 94 m eher geringmächtig, in der Summe bleibt jedoch ein 113 m mächtiges Paket toniger Gesteine. Die im Folgenden für den Opalinuston diskutierten Aspekte gelten sinngemäss auch für die tonigen Murchisonae-Schichten.

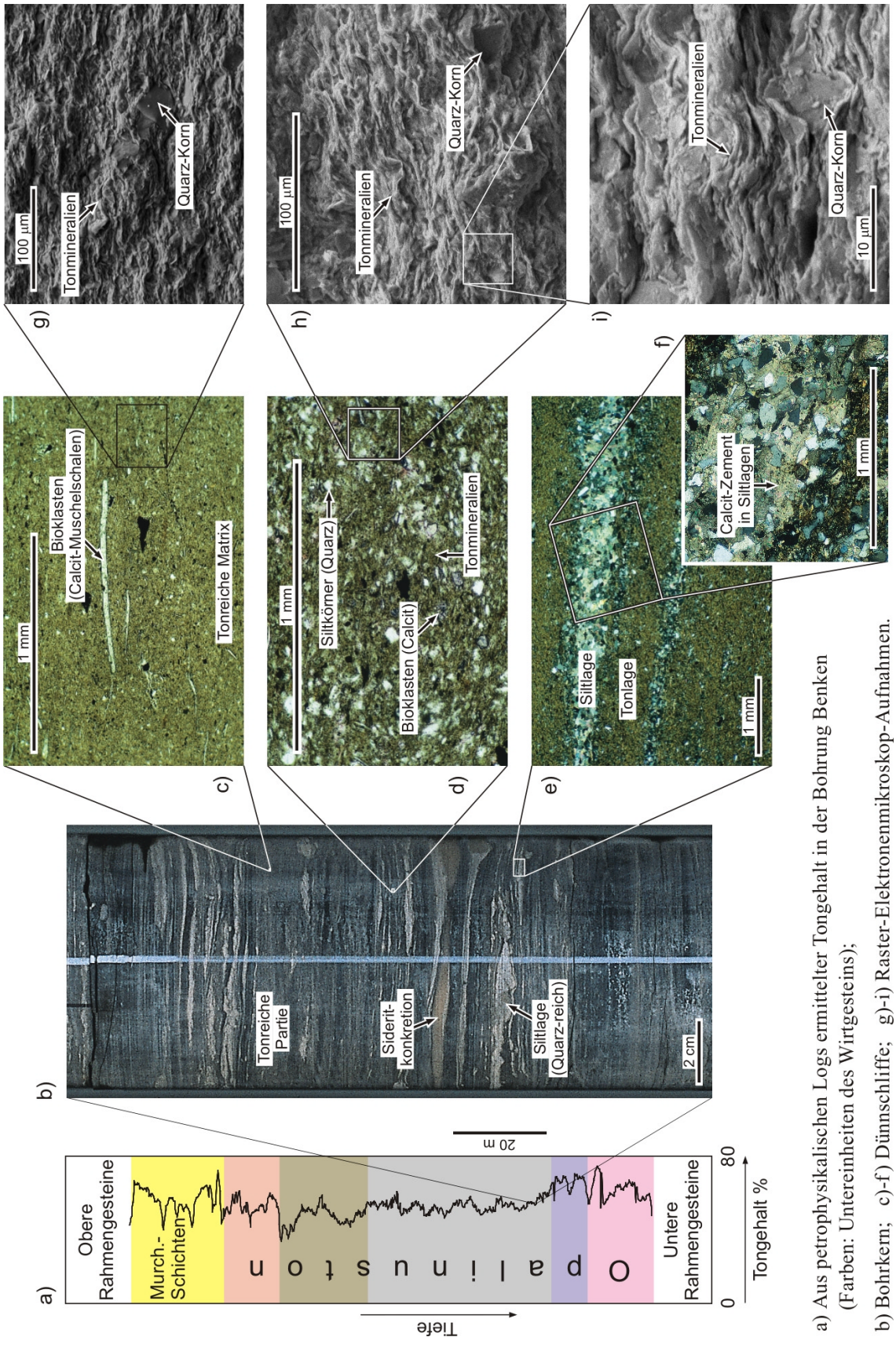


Fig. 5.2-2: Aufschluss des Opalinustons in der Tongrube Siblingen.

Die brüchige Gesteinsstruktur ist ein Oberflächeneffekt (Druckentlastung, Austrocknung) und nicht repräsentativ für In-situ-Bedingungen in der Tiefe. Länge des Hammers: 50 cm.

5.2.2 Struktur und Gefüge des Opalinustons in verschiedenen Massstäben

Die Charakterisierung des Opalinustons im Labor oder in situ ist jeweils an einen bestimmten Massstab gebunden. Um die Resultate auf andere Massstäbe anwenden zu können, bedarf es der Kenntnis der jeweiligen Gesteinsstruktur und der relevanten Prozesse, welche auf den verschiedenen Skalen ablaufen. Die Struktur des Opalinustons ist in Figur 5.2-3 in verschiedenen Massstäben illustriert. Auf dieser Basis ist in Figur 5.2-4 eine konzeptuelle Vereinfachung der relevanten Phänomene auf allen Skalen dargestellt.



a) Aus petrophysikalischen Logs ermittelter Tongehalt in der Bohrung Benken (Farben: Untereinheiten des Wirtgesteins);
b) Bohrkern; c)-f) Dünnschliffe; g)-i) Raster-Elektronenmikroskop-Aufnahmen.

Fig. 5.2-3: Illustration des Opalinustons in verschiedenen Massstäben.

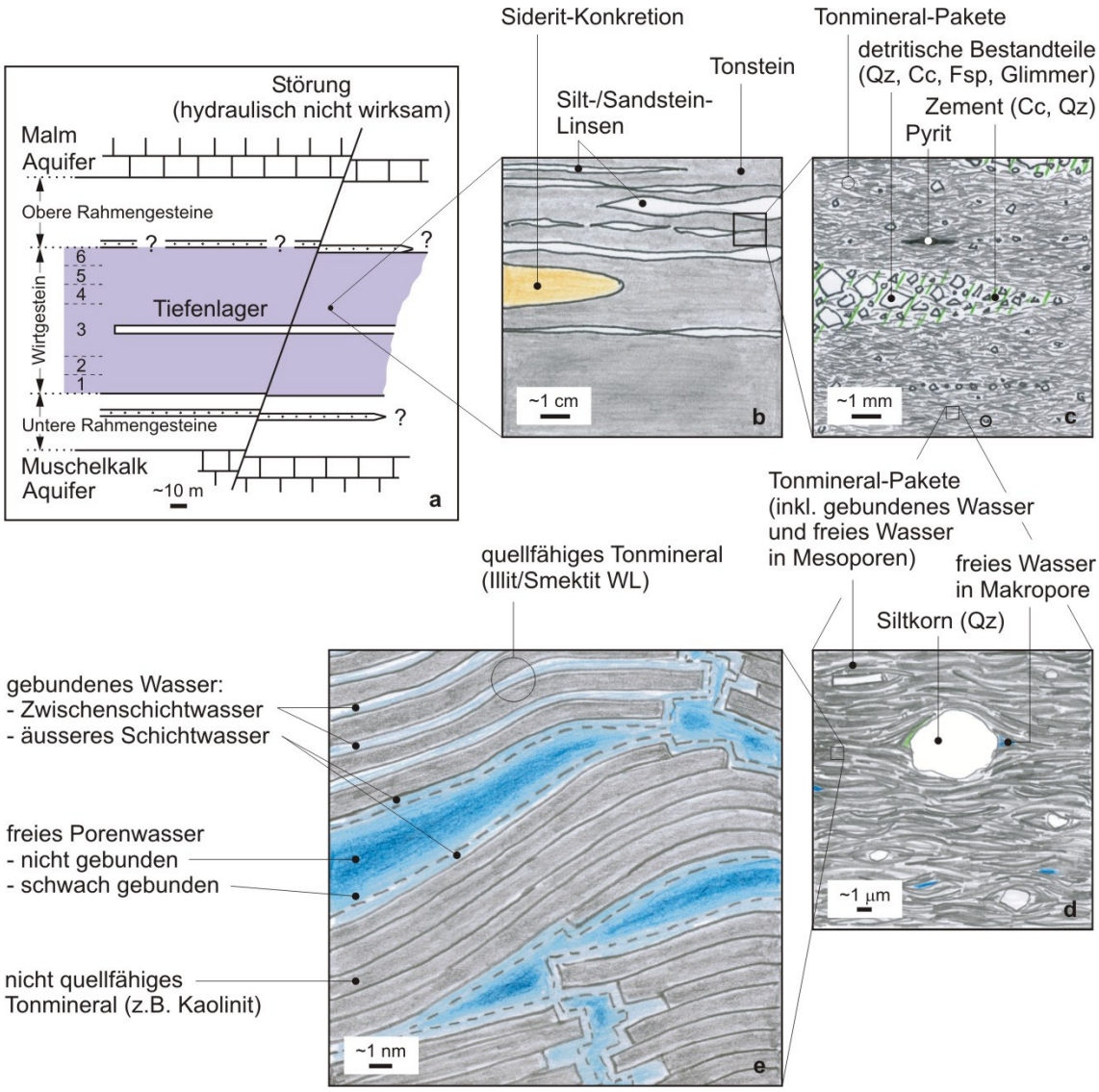


Fig. 5.2-4: Konzeptuell vereinfachte Struktur des Opalinustons in verschiedenen Massstäben.

Massstab von Dekametern bis Zehnern von Kilometern (10^1–10^4 m)

Die laterale Variabilität der Fazies und Lithologie des Opalinustons in der Nordschweiz und der Schwäbischen Alb ist sehr gering, grossräumig ist das Gestein also ausgesprochen homogen (viel homogener als viele andere mesozoische Schichtglieder). In der Vertikalen lässt sich der Opalinuston über das gesamte Gebiet in 5 Untereinheiten gliedern, wobei im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland die Murchisonae-Schichten im Hangenden eine zusätzliche, sechste Untereinheit des Wirtgesteins bilden (Fig. 5.2-3a, Fig. 5.2-4a und Fig. 3.2-3). Allerdings ist die Heterogenität auch in der Vertikalen eher untergeordnet und hat daher abschätzbare, oft nur geringe Konsequenzen auf die wichtigsten Gesteinseigenschaften (s. nachfolgende Kapitel). Aufgrund dieser Homogenität ist die Übertragbarkeit von Daten verschiedener Fachdisziplinen von der Bohrung Benken sowie, z.T. mit abschätzbaren Modifikationen, vom Felslabor Mont Terri auf das gesamte Untersuchungsgebiet gerechtfertigt.

Scherbrüche auf verschiedenen Massstäben stellen die wichtigste Form von Heterogenität im Opalinuston dar. Hierzu gehören flachliegende Überschiebungen an der Basis der Formation (nur im Raum westlich des Untersuchungsgebiets). Eher selten sind mittel bis steil einfallende Scherbrüche, welche möglicherweise die ganze Formation durchschlagen, sowie kleinere Brüche innerhalb der Formation. Im Faltenjura kommen noch Überschiebungen hinzu, welche mit der Faltung in Zusammenhang stehen. Allen ist gemeinsam, dass Mineralisierungen und andere Hinweise auf Gestein/Wasser-Wechselwirkung grösstenteils fehlen, was auf einen effizienten und raschen Selbstabdichtungsmechanismus aller Sprödstrukturen oder auf fehlende Dilatanz bei der Scherung (*compaction shear*) hinweist (Fig. 5.7-5). Nach heutigem Erkenntnisstand haben Sprödstrukturen bei grösserer Überdeckung keine Erhöhung der hydraulischen Durchlässigkeit zur Folge (Kap. 5.8).

Massstab von Metern bis Dekametern (10^0–10^1 m)

In diesem Massstab ist eine beschränkte Variabilität der relativen Verhältnisse von Ton, Karbonat und Quarz in der vertikalen Dimension feststellbar (Fig. 5.2-3a). In der Horizontalen ist diese Variabilität wesentlich geringer. Kleinräumige Sprödstrukturen wie Klüfte kommen ausserhalb des Faltenjuras kaum vor, ausser in unmittelbarer Nähe der Oberfläche.

Massstab von Millimetern bis Dezimetern (10^{-3}–10^{-1} m)

Aufgrund der Einregelung der plättchenartigen Tonmineralien (Plättchengrösse ca. 10–1'000 mal Dicke), welche im Durchschnitt mehr als die Hälfte des Mineralbestands ausmachen, weist der Opalinuston eine Feinschichtung auf (s. Fig. 5.2-3b, c, d und Fig. 5.2-4c). Die Schichtung ist eine wichtige Eigenschaft des Gesteins und Ursache von Anisotropien hydrogeologischer (z.B. hydraulische Durchlässigkeit, Kap. 5.8), transportbezogener (z.B. Diffusionskonstanten, Kap. 5.10) wie auch felsmechanischer (z.B. Festigkeiten, Kap. 5.7) Eigenschaften. Die Schichtung wird überlagert durch eine stoffliche Heterogenität im cm-Bereich, z.B. durch silt- und feinsandreichere Lagen (Fig. 5.2-3b, e, f. Fig. 5.2-4b), welche mit Sturmereignissen mit höherem Eintrag von kontinentalem Detritus zusammenhängen. Diagenetische Neubildungen in Form von Siderit-Knauern (Fig. 5.2-3b) sind ebenfalls entlang der Schichtung ausgedehnter als senkrecht dazu. Die laterale Kontinuität der Silt- bzw. Sandsteinlagen wie auch der Siderit-Knauern liegt im Bereich von Dezimetern, d.h. es handelt sich um Linsen mit beschränkter Ausdehnung.

Der grosse Teil der Laboruntersuchungen (z.B. geochemische oder felsmechanische Eigenschaften) wurde an Proben im cm- bis dm-Massstab durchgeführt. Da die Heterogenität und Anisotropie des Gesteins auf dieser Skala bedeutend sein können, bedarf es einer sorgfältigen Probenauswahl und -charakterisierung.

Massstab von Bruchteilen von Mikrometern bis Millimetern (10^{-7}–10^{-3} m)

Dieser Skalenbereich entspricht dem Korngrössenspektrum des Opalinustons. Die Grösse der Tonmineralien liegt weitgehend im Bereich 100 nm–10 µm (Fig. 5.2-3i, Fig. 5.2-4d). Die klastischen und biogenen Bestandteile (v.a. Quarz und Calcit) sind bedeutend grobkörniger und liegen grossenteils im Bereich 10 µm–1 mm (Fig. 5.2-3g, h). Die schichtungsbedingte Anisotropie ist auch in diesem Massstab evident (Fig. 5.2-3 h, i).

Diagenetische Zemente, welche den Porenraum nach der Konsolidierung des Sediments verfüllen, sind in tonreichen Partien nicht vorhanden (Fig. 5.2-3 g, h, i), kommen hingegen in Silt- und Feinsandsteinlagen vor (Fig. 5.2-3 f). Der Anteil der teilweise zementierten Bereiche, bezogen auf das Gesamtvolumen des Opalinustons, liegt im Bereich von 2 bis 10 Vol.-%. Hier

kommen Poren mit Aperturen im Bereich von Mikrometern vor, sind aber mengenmässig sehr untergeordnet.

Massstab von 1 bis 100 Nanometern (10^{-9}–10^{-7} m)

Die spezifischen Eigenschaften von Tonmineralien und deren Wechselwirkung mit dem Porenwasser im molekularen Massstab bestimmen das geochemische, geomechanische und hydrogeologische Verhalten des Opalinustons. Das Verständnis makroskopischer Eigenschaften und Prozesse wie z.B. Quellung, Selbstabdichtung, Bruch- und Kriechverhalten wird durch ein Prozessverständnis im molekularen Grössenmassstab untermauert.

Der grösste Teil des wassergefüllten Porenraums des Opalinustons besteht aus Poren mit Aperturen im Bereich 1–100 nm (Fig. 5.2-4e). Diese sehr filigrane Struktur des Porenraums ist der Grund für die äusserst geringe hydraulische Durchlässigkeit, trotz des beträchtlichen Wassergehalts (Kap. 5.4). Die negative Ladung von Tonmineraloberflächen, insbesondere von Smektitlagen, führt zur Adsorption von Kationen, welche mit dem Porenwasser via Kationenaustausch in Wechselwirkung stehen (Kap. 5.4 und 5.12). Demgegenüber werden Anionen von den Tonmineraloberflächen abgestossen, und dies führt zu makroskopisch beobachtbaren Phänomenen wie Anionenausschluss und Membraneffekten (Osmose; Kap. 5.11). Aufgrund ihrer polaren Eigenschaften stehen auch die Wassermoleküle des Porenwassers in der Nähe von äusseren und inneren Tonmineraloberflächen mit diesen in elektrostatischer Wechselwirkung und werden dort ebenfalls adsorbiert. Der Porenraum ist daher nur teilweise durch freies Porenwasser besetzt, und ein beträchtlicher Anteil ist an die Tonmineraloberflächen gebunden (s. Fig. 5.2-4e und Kap. 5.4). Diese Wechselwirkung hat makroskopisch u.a. eine namhafte Abhängigkeit felsmechanischer Eigenschaften vom Wassergehalt (Kap. 5.7) sowie das Phänomen der Quellung und Schrumpfung (Kap. 5.4) zur Folge. Ebenso wird nach Austrocknung und Druckentlastung makroskopisch ein Zerfallen des Gesteins beobachtet. Die chemische Zusammensetzung des Porenwassers ist ebenfalls von den elektrostatischen und geochemischen Wechselwirkungen mit Mineraloberflächen beeinflusst und ist, in einem gewissen Mass, eine Funktion des Abstands zu diesen.

5.2.3 Relevante Prozesse und deren Kopplung

Die Eigenschaften des Wirtgesteins sowie deren Veränderung unter sich ändernden In-situ-Bedingungen bilden die Grundlage für die Bewertung der Langzeitsicherheit (Geodatensatz Sicherheit) und der bautechnischen Machbarkeit (Geodatensatz Bau) eines geologischen Tiefenlagers. Die Charakterisierung des Opalinustons lässt sich nach folgenden Gesichtspunkten gliedern (Fig. 5.2-5):

- Die *Gesteinsstruktur* wurde in Kapitel 5.2.2 bereits diskutiert. Hierzu gehören auch die lithologisch-mineralogische Charakterisierung des Opalinustons (Kap. 5.3), die mikroskopische Beschreibung des Porenraums und des Zustands des Porenwassers (Kap. 5.4) sowie die Erfassung und Klassifizierung der beobachteten makroskopischen Deformationsstrukturen (Kap. 5.5).
- Die Charakterisierung des *Deformationsverhaltens* umfasst neben den petrophysikalischen Gesteinsparametern (Kap. 5.6) auch die Herleitung der geomechanischen Materialgesetze für das Kurz- und Langzeitverhalten (Kap. 5.7). Hierzu zählen insbesondere das Kompaktionsverhalten, die Spannungs-Deformations-Beziehung sowie die Beschreibung der erwarteten Bruchmechanismen als Funktion des Spannungszustands.
- Die Bewegung des Porenwassers sowie die Stoffausbreitung sind schliesslich den *Stofftransporteigenschaften* zuzuordnen. Hierbei bestimmen die hydraulischen und die hydro-

mechanischen Eigenschaften des Gesteins einen allfälligen advektiven Porenwasserfluss (Kap. 5.8). Die Ausbreitung von Korrosions- und Degradationsgasen (vgl. Kap. 7.7) erfordert die Charakterisierung bezüglich Gastransport (Kap. 5.9). Wegen seiner geringen hydraulischen Durchlässigkeit stellt im Opalinuston die Diffusion den dominierenden Mechanismus für den Transport von gelösten Wasserinhaltsstoffen dar. Die grundlegenden Gesetzmässigkeiten sowie die gesteinsspezifischen Diffusionseigenschaften des Opalinustons sind in Kapitel 5.10 beschrieben. Ergänzend werden die Osmose (Kap. 5.11) und die Geochemie des Porenwassers (Kap. 5.12) als weitere Faktoren diskutiert, welche für den Transport gelöster Stoffe im Opalinuston wichtig sein können.

Naturgemäss ist das Deformationsverhalten besonders für bautechnische Fragestellungen von Bedeutung, während die Charakterisierung der Stofftransporteigenschaften eher der Bewertung der Langzeitsicherheit dient. Für Tonsteine ist eine solche vereinfachende Zuordnung nur in begrenztem Mass zulässig, da Deformationsverhalten, Stofftransporteigenschaften und Gesteinsstruktur in enger gegenseitiger Wechselbeziehung stehen (Fig. 5.2-5). Diese starke Kopplung ist für Tonsteine allgemein und damit auch für den Opalinuston typisch, und nachfolgend werden einige wichtige Zusammenhänge erläutert.

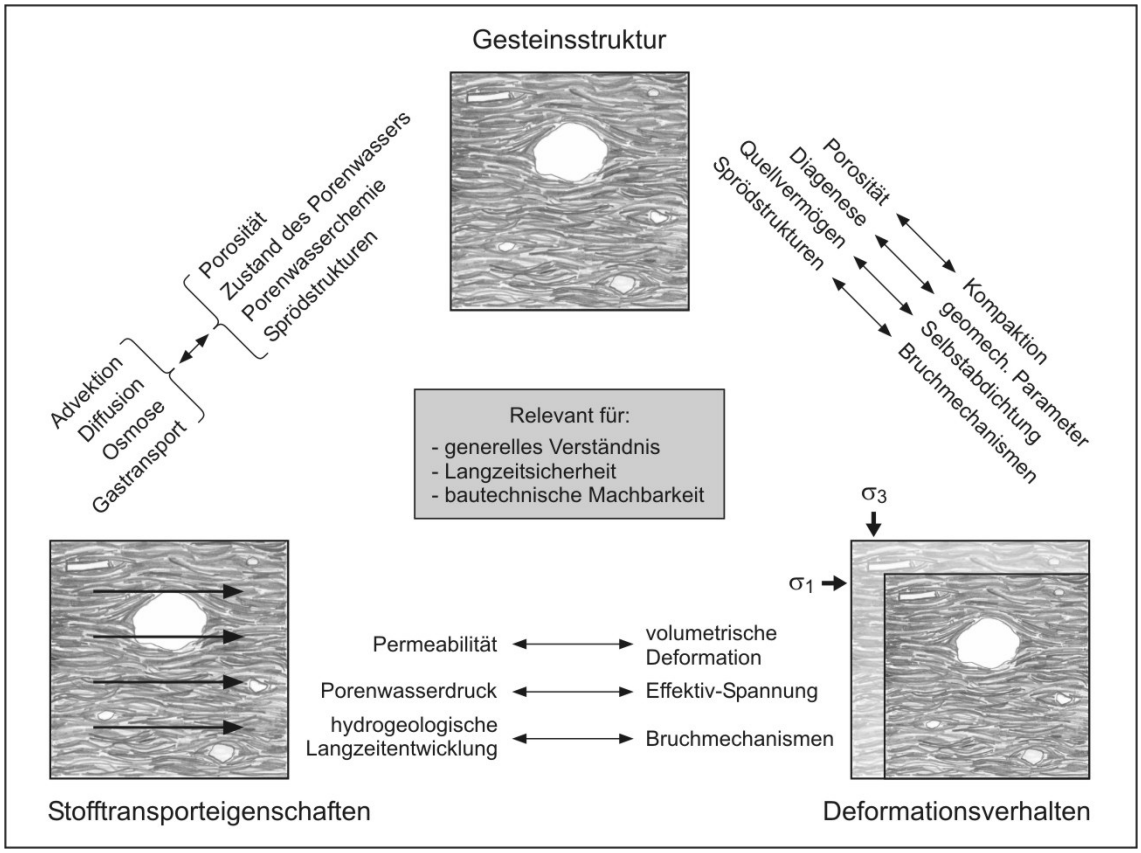


Fig. 5.2-5: Kopplung zwischen Gesteinsstruktur, Deformationsverhalten und Stofftransporteigenschaften im Opalinuston.

Die enge Verknüpfung zwischen *Gesteinsstruktur* und *Deformationsverhalten* spiegelt sich vor allem in der Entwicklung der Gesteinsporosität wider, die durch den Kompaktionsprozess im Laufe der Versenkungsgeschichte des Opalinustons geprägt wurde. Die heutige Porosität des Gesteins gibt daher Hinweise auf die In-situ-Spannungsverhältnisse zum Zeitpunkt der tiefsten

Versenkung. Für andere geomechanische Eigenschaften wie Elastizität und Gesteinsfestigkeit ist das Verständnis der komplexen diagenetischen Prozesse von Bedeutung. Die Quellfähigkeit der smektitischen Lagen der Tonfraktion und das osmotische Quellen haben Konsequenzen für das Deformationsverhalten, namentlich für die Selbstabdichtung (Kap. 5.8.5, 5.8.6). Die Kenntnis der Geometrie der im Opalinuston beobachteten Sprödstrukturen kann schliesslich zur Charakterisierung der Bruchmechanismen und des tektonischen Regimes beitragen.

Die Kopplung zwischen *Gesteinsstruktur* und *Stofftransporteigenschaften* des Opalinustons ist bedeutend. Je nach betrachtetem Transportprozess (Diffusion, Advektion, Gasausbreitung) kann die zugängliche Porosität des Opalinustons um Grössenordnungen verschieden sein. Der Übergang vom gebundenen zum freien Porenwasser ist wegen der mikrostrukturellen Eigenschaften (mittlere Porenaperturen im Nanometerbereich, s. Fig. 5.2-4e) des Opalinustons fliessend – zur Initiierung eines advektiven Grundwasserflusses ist ein hydraulischer Anfangsgradient (*threshold gradient*) notwendig, der die vorhandenen natürlichen Gradienten möglicherweise übersteigt. Die geringen Porenaperturen sind auch der Grund, dass Osmose als Transportmechanismus a priori nicht auszuschliessen ist. Sprödstrukturen stellen im Opalinuston des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland unter den heutigen In-situ-Verhältnissen keine bevorzugten Fliesspfade dar – im Rahmen der geologischen Langzeitentwicklung ist es jedoch denkbar, dass unter sich ändernden Spannungsbedingungen bestehende Strukturen reaktiviert werden und damit temporär zu potenziellen Wasserfliesspfaden werden könnten.

Stofftransporteigenschaften und Deformationsverhalten sind vor allem, aber nicht ausschliesslich über den volumetrischen Anteil der Spannungs-Deformations-Beziehung miteinander verbunden. Zu diesem Zweck werden hydraulische Durchlässigkeitsänderungen unter Rückgriff auf empirische Porositäts-Permeabilitäts-Beziehungen (z.B. Kozeny-Karman, vgl. Kap. 5.8) aus der volumetrischen Deformation abgeleitet. Konzeptuell werden hydraulisches und geomechanisches Verhalten durch die Einführung der sogenannten "Effektivspannung" auf der Grundlage konventioneller poroelastischer Ansätze (Terzaghi, Biot) sowie der umfassenderen *Critical-state*-Theorie direkt miteinander gekoppelt (Kap. 5.7). Schliesslich sind für eine Reihe von Bruchmechanismen, welche im Verlauf der Langzeitentwicklung wirksam werden könnten, Ansätze zur Abschätzung einer spannungsabhängigen Klufttransmissivität verfügbar (vgl. Kap. 5.7, 5.8, 8.3).

5.3 Lithologie und Mineralogie des Wirtgesteins

Die mineralogische Zusammensetzung beeinflusst zahlreiche geologische, geochemische und felsmechanische Eigenschaften des Wirtgesteins:

- Tonmineralien bestimmen wegen ihrer besonderen Kristallformen und -grössen die Geometrie des Porenraums und dadurch auch Transportparameter wie hydraulische Durchlässigkeit oder Diffusionskonstanten. Sie sind auch bestimmend für das felsmechanische Verhalten (Brechen, "Kriechen", Quellen, Selbstabdichtung) und damit das Materialgesetz.
- Die Mineralogie beeinflusst die Sorptionskapazität des Gesteins für gelöste Stoffe. Die Tonmineralien mit ihren grossen und reaktiven Oberflächen spielen hier eine wichtige Rolle.
- Karbonatmineralien, vor allem Calcit, sowie Tonmineralien puffern die Zusammensetzung des Porenwassers. Äussere Störungen des geochemischen Systems werden durch schnell ablaufende Reaktionen wie Calcitlösung/-ausfällung oder Kationenaustausch wesentlich abgemildert.
- Mineralien wie Pyrit, Siderit sowie das organische Material puffern das reduzierende Milieu im Porenwasser.

5.3.1 Lithologische Gliederung

Das Wirtgestein lässt sich aufgrund des makroskopischen Kernbefunds lithostratigraphisch in 6 Untereinheiten gliedern (Fig. 3.2-3, Fig. 5.3-1). Die Kriterien für diese Gliederung sind weitgehend der variable Gehalt an Silt- und Feinsandsteinlagen und Siderit-Konkretionen in den Tonsteinen. Die Mächtigkeit dieser Lagen liegt maximal im Bereich von Zentimetern, und die laterale Kontinuität ist auf maximal einige Dezimeter beschränkt. Da die Silt- und Feinsandsteinlagen im Gegensatz zu den Tonsteinen mit Calcit zementiert sind (Bläsi 2002), enthalten sie auch wesentlich mehr Karbonat. Eine typische Silt/Sandsteinlage besteht zu etwa gleichen Teilen aus Quarz und Calcit (vgl. Fig. 5.2-3e-f). Angesichts der fehlenden lateralen Kontinuität und der Zementation sind die Silt/Sandsteinlagen ohne Bedeutung für die Stofftransporteigenschaften des Wirtgesteins.

Die Gliederung, numeriert vom Liegenden zum Hangenden, ist wie folgt (bei den Sandsteinlagen sind auch Siltsteinlagen eingeschlossen):

- 6 - Tonsteine mit Sandsteinlagen und Sideritkonkretionen (Murchisonae-Schichten)
- 5 - Tonsteine mit Sandsteinlagen und Sideritkonkretionen (Opalinuston)
- 4 - Tonsteine mit zahlreichen Sandsteinlagen (Opalinuston)
- 3 - Tonsteine mit wenigen Sandsteinlagen (Opalinuston)
- 2 - Tonsteine mit Sideritkonkretionen (Opalinuston)
- 1 - Tonsteine (Opalinuston).

Lithologisch am markantesten ist Untereinheit 4, welche durch die helleren Farbtöne klar ersichtlich ist. Generell ist das Wirtgestein im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland im unteren Teil sehr tonreich (= Untereinheiten 1–3) und wird überlagert von etwas sand- und kalkreicheren Lithologien (= Untereinheiten 4–6). Tonsteine dominieren allerdings in allen Untereinheiten, und die beschriebene Variabilität ist quantitativ gering. In Bezug auf hydrogeologische, geochemische und transportrelevante Eigenschaften kann das Wirtgestein als weitgehend homogen angesehen werden.

5.3.2 Sedimentstrukturen

Die Schichtung, verursacht vor allem durch die Einregelung von Tonmineralien, ist das wichtigste strukturelle Merkmal des Wirtgesteins. Des weiteren sind in Reihenfolge abnehmender Häufigkeit die folgenden Sedimentstrukturen vorhanden:

- Schichtparallele Silt/Sandsteinlagen (0.1–3 cm dick, Ausdehnung im dm-Bereich), abgelagert während Sturmereignissen (Fig. 5.2-3a,e,f). Teilweise enthalten sie Wellen- oder Strömungsrippeln.
- Frühdiagenetische Siderit-Knauern (1–5 cm dick, 5–20 cm breit entlang der Schichtung; Fig. 5.2-3b).
- Hartgründe (tonärmere Horizonte, mehrere dm dick mit lateraler Ausdehnung im Bereich von Hunderten von Metern). In der Bohrung Benken wurden Hartgründe nur an der Grenze Opalinuston/Murchisonae-Schichten festgestellt, weitere solche Strukturen im Untersuchungsgebiet können aber nicht ausgeschlossen werden.

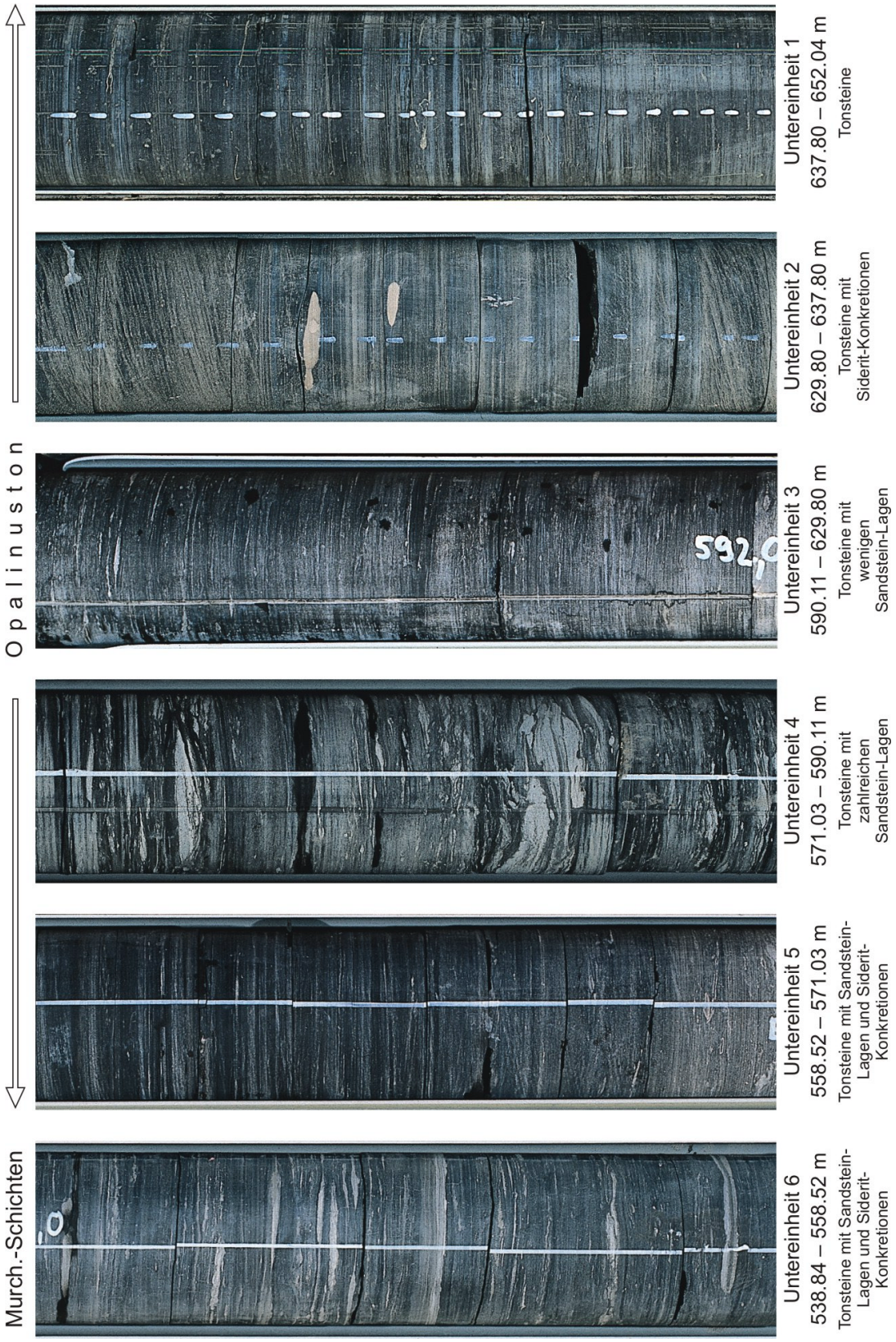


Fig. 5.3-1: Kernfotos des Wirtgesteins aus der Bohrung Benken.

Länge der Kerne je ca. 40 cm. Teufe der Kernmitte: 553.24 m, 562.77 m, 585.26 m, 591.79 m, 630.71 m, 643.30 m.

Mit Ausnahme der eher seltenen Hartgründe liegt die Grösse der Sedimentstrukturen im cm-Bereich (vertikal) bzw. dm-Bereich (schichtparallel). Ein Teil der Strukturen ist durch Bioturbation (Umarbeitung des weichen Sediments durch Organismen) zerstört worden, vor allem im oberen Teil des Wirtgesteins (s. z.B. drittes Bild von links in Fig. 5.3-1).

5.3.3 Mineralogie der Gesteinsmatrix

Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland

Die qualitative Mineralogie des Opalinustons sämtlicher untersuchter Proben der Bohrung Benken, der Nagra-Bohrungen in der Nordschweiz (Weiach, Riniken, Schafisheim) wie auch im Faltenjura (Felslabor Mont Terri) ist identisch, während die relativen Verhältnisse der einzelnen Mineralien in beschränktem Mass schwanken (Übersicht in Mazurek 2001a; detaillierter Vergleich der Tonmineralogie Benken/Mont Terri in Langer et al. 2001). Tabelle 5.3-1 zeigt im oberen Teil die Mittel- und Extremwerte der mineralogischen Zusammensetzung der Wirtgesteinseinheiten in der Bohrung Benken, welche für das Untersuchungsgebiet als repräsentativ betrachtet werden. Auch die in kleinen Mengen vorkommenden Minerale wie Siderit, Pyrit oder Feldspäte sowie organisches Material sind nahezu in jeder Probe identifizierbar und somit stets im Gestein vorhanden, wenn auch z.T. in schwankenden Mengen. Siderit ist gemäss Röntgenbefund Mg-haltig, also kein reines Fe-Endglied.

Tab. 5.3-1: Mineralogische Zusammensetzung des Wirtgesteins in der Bohrung Benken sowie des Opalinustons des Felslabors Mont Terri.

Daten aus Nagra (2001) und Bläsi et al. (1991).

	Calcit	**Dolomit / Ankerit**	**Siderit**	**Quarz**	**Albit**	**Kalifeldspat**	**Pyrit**	**C(org)**	**Summe Schichtsilikate**	**Illit**	**Illit/Smektit-WL**	**Chlorit**	**Kaolinit**
	Opalinuston & Murchisonae-Schichten der Bohrung Benken												
Mittelwert [Gew.-%]	**16**	**1**	**4**	**20**	**1**	**2**	**1.1**	**0.6**	**54**	**18**	**14**	**5**	**17**
Standardabweichung (1σ) [Gew.-%]	± 10	± 0.4	± 2.4	± 5	± 0.3	± 1.0	± 1.0	± 0.3	± 10	± 6	± 4	± 2	± 6
Anzahl Analysen	20	20	20	20	20	20	20	20	20	5	5	5	5
	Opalinuston des Felslabors Mont Terri (exklusive sandig-kalkige Fazies)												
Mittelwert [Gew.-%]	**13**	**n.n.***	**3**	**14**	**1**	**1**	**1.1**	**0.8**	**66**	**23**	**11**	**10**	**22**
Standardabweichung (1σ) [Gew.-%]	± 8		± 1.8	± 4	± 1.0	± 1.6	± 0.5	± 0.5	± 11	± 2	± 2	± 2	± 2
Anzahl Analysen	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8

* n.n.: nicht nachweisbar, d.h. ca. < 1 Gew.-%.

Die Mineralogie aller in Figur 5.3-1 definierten Untereinheiten des Wirtgesteins ist in Tabelle 5.3-2 aufgeführt. Mit Ausnahme der Untereinheit 4 ist die Variabilität der Mineralogie sehr gering.

Tab. 5.3-2: Vergleich von mineralogischen Laboranalysen mit Daten aus Geophysik-Logs der Bohrung Benken.

Die Daten sind auf ganze Zahlen gerundete Mittelwerte in Gew.-%.

Einheit	**Murchisonae-Schichten**	**Opalinuston**						**Wirt-gestein**
Untereinheit	6	5	4	3	2	1	1 – 5	1 – 6
Teufenbereich [m]	538.84 – 558.52	558.52 – 571.03	571.03 – 590.11	590.11 – 629.80	629.80 – 637.80	637.80 – 652.04	558.52 – 652.04	538.84 – 652.04
LABORDATEN *Anzahl Proben*	*4*	*2*	*4*	*5*	*3*	*2*	*16*	*20*
Schichtsilikate	56	54	39	55	63	63	53	54
Quarz	21	22	25	22	15	13	20	20
Karbonate + Akzessorien	23	24	37	23	22	24	27	26
GEOPHYSIKAL. LOGS								
Tonmineralien	57	54	48	54	67	62	55	56
Quarz	20	21	23	21	14	13	19	19
Karbonate + Akzessorien	23	26	29	25	20	25	26	25

Regionaler Vergleich

Mit nur kleinen Änderungen lässt sich die lithologisch-mineralogische Unterteilung des Opalinustons in der gesamten Nordschweiz wiederfinden (Kap. 3.2), d.h. auch im regionalen Bild ist der untere Teil des Opalinustons sehr tonreich und wird von etwas sand- und kalkreicheren Untereinheiten überlagert. Die Mineralogie ist insgesamt sehr ähnlich derjenigen der Bohrung Benken (Fig. 5.3-2).

Im Felslabor Mont Terri ist die Untereinheit "Tonsteine mit zahlreichen Sandsteinlagen" besonders kalk- und silt- bzw. sandreich ausgebildet (Fig. 5.3-2 und Fig. 3.2-3) und wird dort als "sandig-kalkige Fazies" bezeichnet. Eine solche Fazies ist in den Bohrungen im Molassebecken nicht vorhanden (die sehr kalkreiche Probe aus Benken ist ein Extremwert aus einer Lage mit sehr beschränkter Mächtigkeit, s. Fig. 5.3-3). Die meisten Experimente im Felslabor Mont Terri stammen nicht aus dieser, sondern aus den tonigeren Fazies. Daher ist in Tabelle 5.3-1 die Mineralogie des Opalinustons vom Felslabor Mont Terri unter Ausschluss der sandig-kalkigen Fazies angegeben, weil dies für die Fragestellung der Übertragbarkeit der bessere Vergleich ist. Insgesamt ist der Opalinuston des Felslabors Mont Terri etwas tonreicher und entspricht mineralogisch den 3 tonreicheren Untereinheiten der Bohrung Benken (Tab. 5.3-2).

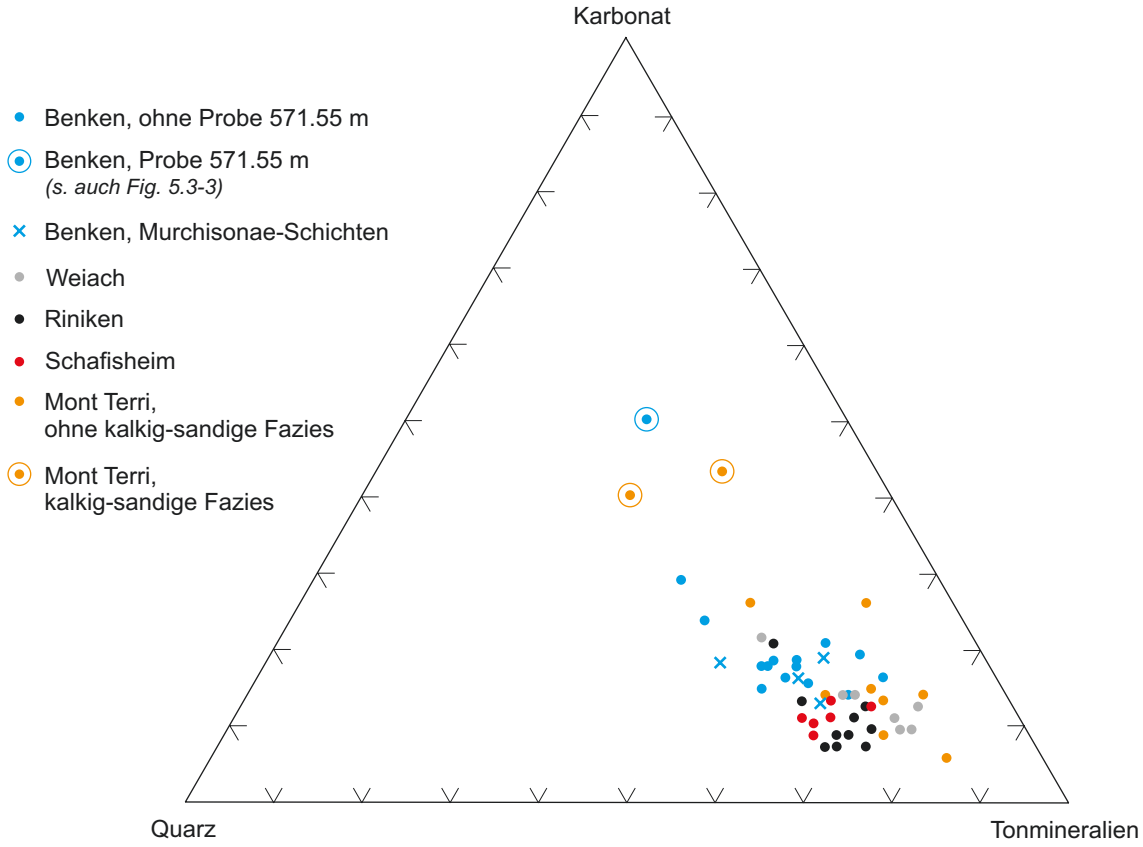


Fig. 5.3-2: Mineralogische Zusammensetzung des Opalinustons in der Nordschweiz.

Benken: inkl. Murchisonae-Schichten. Alle Daten in Gew.-%.

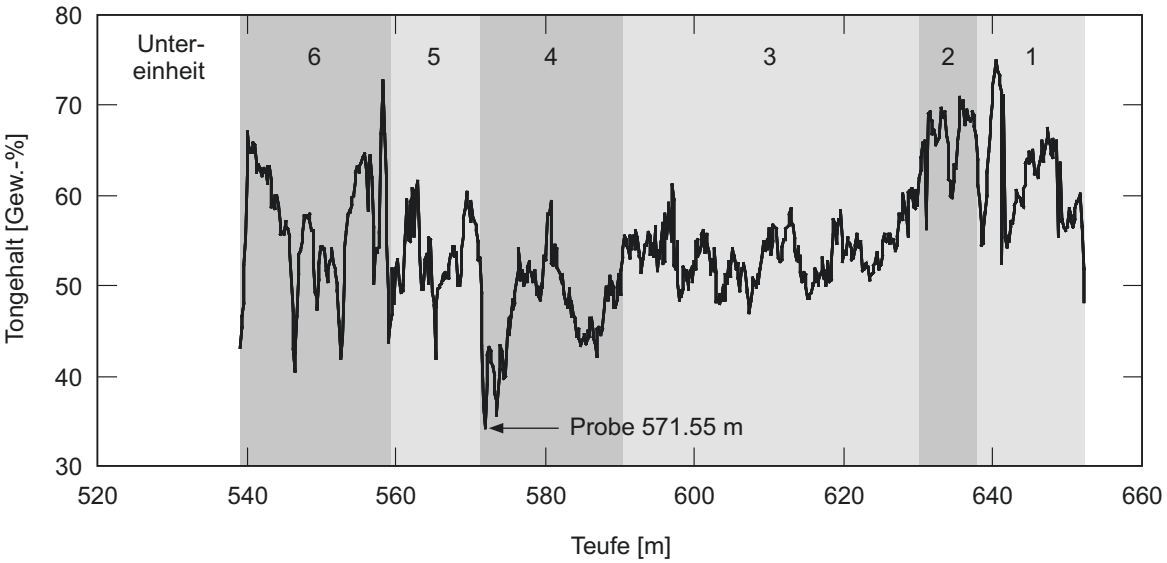


Fig. 5.3-3: Aufgrund von geophysikalischen Logs bestimmter Tongehalt im Bereich des Wirtgesteins in der Bohrung Benken.

Die vertikale Auflösung liegt im dm-Bereich. Die tonarme Probe 571.55 m ist ein Extremwert innerhalb des Profils. Die Schattierungen markieren die Untereinheiten des Wirtgesteins gemäss Tabelle 5.3-2.

Repräsentativität der Labordaten an Kernmaterial der Bohrung Benken

Im Fall der Bohrung Benken wurde die Mineralogie des Wirtgesteins einerseits durch Laboranalysen (Tab. 5.3-1), andererseits durch Auswertung verschiedener Geophysik-Logs (Nagra 2001, Albert 2001) charakterisiert. Letztere ist an den Labordaten kalibriert, liefert aber als zusätzliche Information ein kontinuierliches Profil durch das Wirtgestein und erlaubt somit die Prüfung der Repräsentativität der Probenauswahl für die Labordaten. Die Geophysik-Logs quantifizieren den Tonmineral- und Quarzgehalt, der Gehalt an Karbonat und Akzessorien (Feldspäte, Pyrit etc.) wird durch Differenzbildung zu 100 % berechnet. Figur 5.3-3 zeigt das Log des Tongehalts im Bereich des Wirtgesteins.

Der Vergleich der Labordaten mit den Geophysik-Logs ist in Tabelle 5.3-2 dargestellt. Die Übereinstimmung der beiden Datensätze weist auf eine sehr gute Repräsentativität der Laborproben für das gesamte Wirtgestein hin. Eine Ausnahme bildet Untereinheit 4 des Opalinustons (571.03–590.11 m), wo die Labordaten den Tongehalt unterschätzen (ein kalkreicher Extremwert hat den Mittelwert überrepräsentativ beeinflusst). Der Effekt auf die Mittelwerte des gesamten Wirtgesteins ist aber sehr gering.

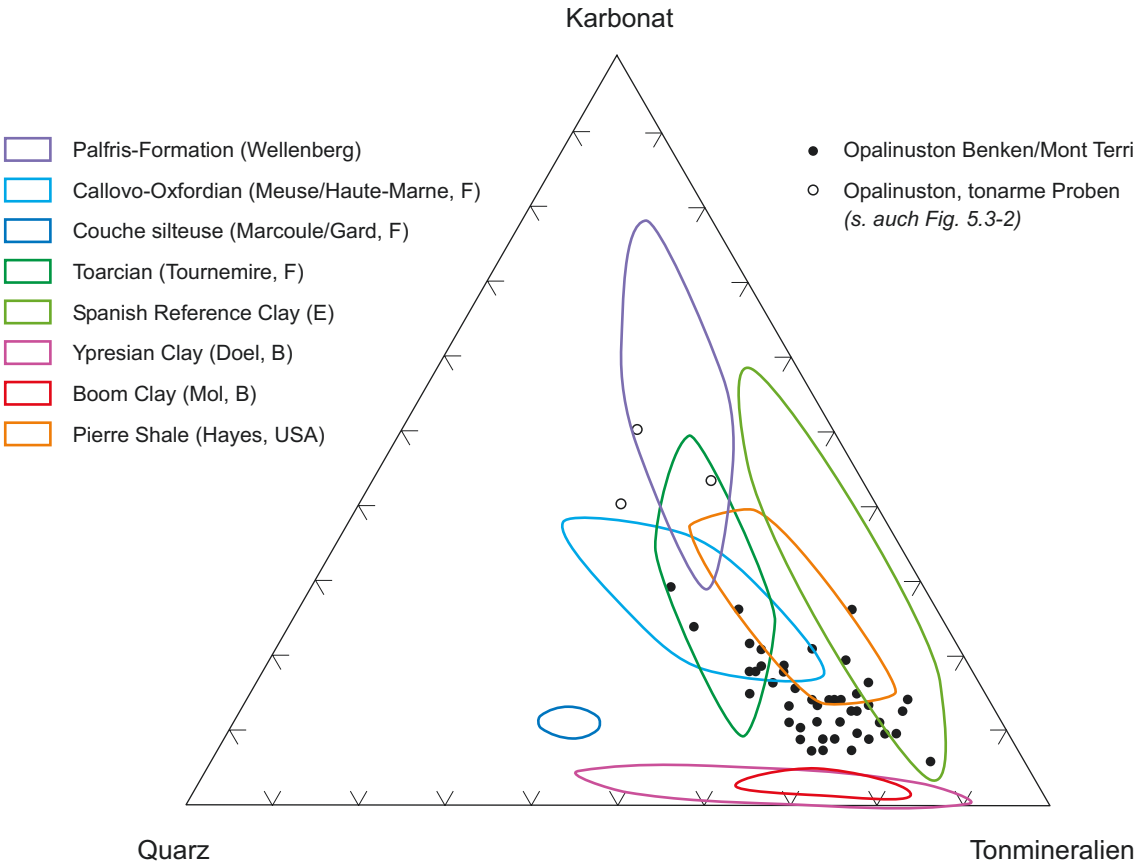


Fig. 5.3-4: Mineralogische Zusammensetzung des Opalinustons im Vergleich mit anderen ebenfalls gut untersuchten tonreichen Formationen.

Vergleich mit anderen tonreichen Formationen

Die mineralogische Zusammensetzung des Opalinustons im Vergleich mit anderen ebenfalls gut charakterisierten tonreichen Formationen ist in Figur 5.3-4 dargestellt. Es gilt zu beachten, dass die Literaturdaten für verschiedene Formationen verschiedenartig sind (z.B. vollständige Daten-

basis mit allen Einzelwerten / Angabe von Mittelwerten ± Streuung / Angabe von Bereichen) und die Figur daher nur zu Übersichtszwecken verwendbar ist.

Sehr grosse mineralogische Ähnlichkeit besteht zum Callovo-Oxfordian des Felslabors Meuse/Haute Marne sowie zum Toarcian des Felslabors Tournemire (beide Frankreich). Der belgische Boom Clay des Felslabors Mol ist hingegen wesentlich karbonatärmer, die Palfris-Formation am Wellenberg (Schweiz) deutlich karbonatreicher.

5.3.4 Mineralogie von Adern und Kluftfüllungen

Adern und Kluftfüllungen sind im Opalinuston selten und quantitativ unbedeutend (Waber & Schürch 1999, Nagra 2001).

- Im Wirtgestein der Bohrung Benken wurden insgesamt 3 vollständig verheilte Adern mit max. 2 mm mächtiger Calcit-Füllung festgestellt.
- In den Bohrungen Weiach, Riniken und Schafisheim beschreiben Waber & Schürch (1999) einige schichtparallele wie auch diskordante, stets geschlossene Adern im Opalinuston. Neben Calcit und Quarz wurden Spuren von Gips und Coelestin ($SrSO_4$) gefunden.
- Im Felslabor Mont Terri dominieren in schichtparallelen Adern ebenfalls Calcit und Quarz (mit Spuren von Gips und Baryt [$BaSO_4$]).

Die von Calcit dominierten Aderfüllungen lassen sich durch lokalen Stofftransport (m-Skala) erklären, v.a. Drucklösung entlang von Stylolithen und Wiederausfällung in den Adern.

5.3.5 Mineralogie von Störungen

In der geringmächtigen Störung im Bereich 601.82–601.95 m der Bohrung Benken sind einige maximal mm-dicke antitaxiale *Crack-seal*-Extensionsadern mit Calcit und Spuren von Baryt zu finden (Mazurek 2001b). Fünf Verschiebungsflächen bzw. dazugehörige Haarrisse enthalten geringe Mengen von Calcit. Alle mineralisierten Strukturen stehen diskordant zur Schichtung und sind vollständig verheilt. In den mächtigen Störungen an der Basis des Opalinustons in den Bohrungen Riniken und Schafisheim wurden keine Mineralisierungen festgestellt.

Entlang des mit der Jurafaltung zusammenhängenden *Main fault* im Felslabor Mont Terri wurde neben Spuren von Calcit auch Coelestin beobachtet. In weiteren, von Waber & Schürch (1999) beschriebenen Überschiebungen am Mont Terri wurden vollständig geschlossene Coelestin-Adern mit Mächtigkeiten von bis zu 1 cm, in einem Fall gar 8 cm beobachtet.

In einem Opalinuston-Bachaufschluss bei Jungingen (Schwäbische Alb, D) ist eine Störung von einer ca. 1 cm dicken Calcit-Ader begleitet. Aufgeschlossen ist allerdings eine kalk- und sandreichere Bank, und die Übertragbarkeit dieser Beobachtungen auf den grossenteils tonreicheren Opalinuston ist zweifelhaft.

Weder meso- noch mikroskopisch lassen sich hydrothermale Effekte auf die mineralogische Zusammensetzung der Gesteinsmatrix im Bereich von Störungen feststellen. Laboruntersuchungen wurden am *Main Fault* im Felslabor Mont Terri sowie an einer Störung im Opalinuston der Grube Siblingen durchgeführt (Mazurek 2001a). Sie haben zum Schluss geführt, dass *Fault gouges*, also die am stärksten spröd defomierten und porösesten Teile aus den zentralen Bereichen der Störungen, mineralogisch von der benachbarten undeformierten Gesteinsmatrix nicht unterscheidbar sind. Insbesondere wurden keine anderen Tonmineralien gefunden.

Die obigen Beobachtungen lassen sich wie folgt zusammenfassen: Die einzigen Hinweise auf grösserräumigen Wasserfluss und Gestein/Wasser-Wechselwirkungen in Störungen sind die Coelestin-Adern am Mont Terri, welche auch gemäss isotopischem Befund nicht aus dem Opalinuston stammen. Heute sind sie vollständig verheilt, und ihre Entstehung hängt vermutlich mit der frühen Jurafaltung zusammen. Im Opalinuston des Molassebeckens und des Tafeljuras gibt es keine Hinweise auf Wasserfluss und Gestein/Wasser-Wechselwirkungen in Störungen seit deren Entstehung, mit Ausnahme von Oxidationsprozessen in Oberflächennähe (Mazurek et al. 1996). Die erwähnten, volumetrisch verschwindend kleinen Mineralisierungen lassen sich wie im Fall der Adern durch lokalen Stofftransport (v.a. Drucklösung) erklären.

5.3.6 Lithologie und Mineralogie des Wirtgesteins: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

- Die Schichtung ist das dominante Strukturelement des Opalinustons und Ursache der Anisotropie verschiedener Gesteinseigenschaften.
- Die räumliche Heterogenität des Opalinustons ist im mm bis cm-Massstab teilweise beträchtlich (v.a. Wechsel von Ton- und Silt/Sandsteinlagen). Bei Betrachtung von Massstäben von Dezimetern in der Vertikalen bzw. Metern in der Horizontalen (und grösser) ist die Heterogenität gering.
- Lithostratigraphisch kann der Opalinuston in 5 Untereinheiten gegliedert werden. Zusammen mit den Murchisonae-Schichten besteht das Wirtgestein also aus 6 Untereinheiten, wobei die oberen etwas Quarz- und Karbonat-reicher, die unteren etwas tonreicher sind. In allen Untereinheiten sind Tonsteine oder Tonmergel die dominanten Lithologien.
- Die Lithologie und Mineralogie des Opalinustons sind auch regional homogen. Die relativen Gehalte der einzelnen Mineralien schwanken innerhalb recht enger Grenzen. In Benken sind die Quarz- und Karbonatgehalte im Vergleich zur zentralen Nordschweiz und dem Mont Terri etwas höher.
- Mineralogisch ist der Opalinuston des Felslabors Mont Terri (unter Ausschluss der sandig-kalkigen Fazies) nahezu identisch mit den 3 tonreicheren Untereinheiten im unteren Teil des Opalinustons der Bohrung Benken. Vom mineralogischen Standpunkt her ist die Übertragbarkeit von Daten und Erkenntnissen vom Mont Terri auf das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland gegeben.
- Mineralisierungen in Adern sind sehr selten und von Calcit dominiert. Auch in Störungen ausserhalb des Faltenjuras fehlen Mineralisierungen nahezu vollständig und sind wie bei den Adern durch lokalen Stofftransport (Drucklösung) erklärbar. Die mineralogische Zusammensetzung der potenziell reaktiven *Fault gouges* ist identisch mit derjenigen der undeformierten Gesteinsmatrix. Somit bestehen keine Hinweise auf bedeutende Wasserflüsse und Gestein–Wasser-Wechselwirkungen entlang diskreter Strukturen im Wirtgestein des Untersuchungsgebiets.

5.4 Porosität, Porenstruktur und Zustand des Porenwassers im Wirtgestein

5.4.1 Zielsetzungen

Die Porosität des Wirtgesteins hat seit seiner Sedimentation von weit über 0.5 stark abgenommen, im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland auf etwa 0.05–0.15. Diese Kompaktion des Gesteins ist die Folge der Versenkung (Kap. 3.3) und bedingte eine bedeutende Auspressung

von Porenwasser. Dieses ist auf sehr viele, dafür äusserst kleine Poren verteilt. Die Geometrie des Porenraumes bestimmt letztlich Transportprozesse wie Advektion und Diffusion und ist ebenso wichtig für Austauschprozesse (Sorption). Die Charakterisierung der Porosität und der Porengeometrie ist die hauptsächliche Zielsetzung dieses Kapitels, mit den folgenden Schwerpunkten:

- Kritische Betrachtung der zur Verfügung stehenden Charakterisierungs-Methoden
- Beschreibung der Geometrie des Porenraums
- Unterscheidung verschiedener Arten von Porenwasser in Bezug auf Bindungszustand (Mobilität des Wassers) sowie Zugänglichkeit für gelöste Stoffe
- Quantifizierung der transportrelevanten Parameter.

Die experimentelle Charakterisierung des Porenraums in einem tonreichen Gestein setzt ein gutes Verständnis der Wechselwirkungen von Porenwasser mit Tonoberflächen voraus. Das folgende Kapitel 5.4.2 fasst daher das allgemeine, nicht Wirtgestein-spezifische Wissen bezüglich des Aufbaus von Tonmineralien und der Struktur von Porenwasser nahe an Tonmineraloberflächen zusammen. Kapitel 5.4.3 und 5.4.4 dokumentieren die für das Wirtgestein angewandte Methodik, wonach in Kapiteln 5.4.5 und 5.4.6 Resultate und Diskussion folgen.

5.4.2 Wasser und gelöste Stoffe in tonigen Sedimentgesteinen: Konzepte

Die wichtigsten der in den folgenden Abschnitten verwendeten Begriffe und deren Definitionen sind in Tabelle 5.4-1 zusammengefasst.

Betrachtung des Porenraums und des Porenwassers im molekularen Massstab

Der Porenraum toniger Sedimentgesteine ist komplex aufgebaut und umfasst Bereiche mit unterschiedlichen physiko-chemischen Eigenschaften (s. Fig. 5.2-4). Tonmineralien weisen einen lagigen Aufbau auf und bestehen aus Tetraeder (T)- und Oktaeder (O)-Schichten, welche in TO- oder TOT-Paketen angeordnet sind (s. z.B. Bailey 1984). Diese strukturellen Einheiten sind entweder direkt oder über Zwischenschichten aus Kationen und Wasser zu grösseren Einheiten gestapelt. Tetraeder- und Oktaederschichten werden von Sauerstoff und Hydroxylgruppen gebildet, die um Zentralkationen angeordnet sind. Aufgrund von isomorphem Ersatz (z.B. Al^{3+} für Si^{4+} in der Tetraederschicht) sind insbesondere die TOT-Pakete an ihren Schichtoberflächen meist negativ geladen. Diese Ladungen werden von Zwischenschichtkationen und Kationen an äusseren Oberflächen (d.h. an der Begrenzung des Mineralkorns) kompensiert. Die Kationen können direkt auf den Oberflächen bzw. in durch die Tetraederstruktur von O und OH gebildeten Vertiefungen der Oberflächen vorliegen; man spricht dann von *Inner-sphere complexes*. Sie können aber auch, in etwas grösserem Abstand zur Mineraloberfläche, in hydratisierter Form angelagert sein; in diesem Fall spricht man von *Outer-sphere complexes*. In unmittelbarer Nähe von äusseren Oberflächen bildet sich im Porenwasser eine typische Verteilung von gelösten Kationen und Anionen aus, die sogenannte diffuse Doppelschicht (z.B. Israelachvili 1991, Stumm & Morgan 1996). Die Kationenkonzentrationen nahe der Oberfläche sind stark erhöht und fallen mit der Entfernung exponentiell ab, bis sie die Werte des von den Oberflächen unbeeinflussten Porenwassers erreichen; die Anionenkonzentration nehmen demgegenüber zu. Die Ausdehnung der Doppelschicht, charakterisiert durch die Debye-Länge, variiert je nach Ionenstärke. Bei einer 0.1 M NaCl-Lösung beträgt die Debye-Länge beispielsweise etwa 1 nm, bei einer 1 M NaCl-Lösung nur noch 0.3 nm. Die Debye-Länge definiert eine charakteristische Distanz, bei welcher das Potenzial auf einen Wert von 0.37 (genauer: 1/e) des Potenzials direkt an der Tonmineraloberfläche abgeklungen ist. Daraus folgt, dass schwache

Wechselwirkungen mit Ionen auch bei grösseren Abständen noch wirksam sind und die diffuse Doppelschicht keine diskrete, stufenhafte Begrenzung aufweist.

Tab. 5.4-1: Definitionen wichtiger Begriffe.

Begriff	**Definition**
Physikalische Porosität	Anteil des Porenvolumens (d.h. des nicht von Festphasen eingenommenen Volumens) am Gesamtvolumen einer Probe (Pearson 1999), einschliesslich des durch Zwischenschichtwasser eingenommenen Raums.
Diffusionsporosität	Für gelöste Stoffe diffusiv zugänglicher Anteil des Porenraums am Gesamtvolumen der Probe, bestimmt durch Diffusionsexperimente. Der Wert der Diffusionsporosität ist von der Art des gelösten Stoffs abhängig.
Geochemische Porosität	Verhältnis des Porenraums, in welchem sich eine gelöste Spezies aufhält, zum totalen Volumen der Probe (Pearson et al. 2003); für Cl oder Br bestimmt durch Auspressversuche, wässrige Auszüge und Wassergehaltsbestimmungen. Von der Definition her identisch mit der Diffusionsporosität.
Äussere Oberfläche	Oberfläche der Begrenzungen von Mineralkörnern in einem Gestein pro Gewichtseinheit.
Innere Oberfläche	Oberfläche von wasserzugänglichen Zwischenschichten (im Fall des Wirtgesteins in Smektit-Lagen) pro Gewichtseinheit.
Totale Oberfläche	Summe der äusseren und inneren Oberflächen.
Äusseres Schichtwasser = extern gebundenes Porenwasser	Wasser in unmittelbarer Nähe von äusseren Tonmineraloberflächen, mit diesen in elektrostatischer Wechselwirkung stehend. Es kann sich teilweise um Hydratwasser um Kationen, teilweise um an Tonmineraloberflächen sorbiertes Wasser handeln.
Zwischenschichtwasser = intern gebundenes Porenwasser	Wasser in Zwischenschichten (im Fall des Wirtgesteins in Smektit-Lagen). Die Struktur dieses Wassers ist von den Zwischenschichtkationen beeinflusst. Ausser bei stark gequollenen Smektiten befindet sich das gesamte Zwischenschichtwasser in unmittelbarer Nähe der Tonmineraloberflächen und wird deshalb als gebunden betrachtet.
Gebundenes Wasser	Summe von Zwischenschicht- und äusserem Schichtwasser.
Freies Porenwasser	Schwach bis gar nicht durch Tonmineraloberflächen und angelagerte Kationen beeinflusstes Wasser.
Diffuse Doppelschicht	Verteilung von gelösten Ionen in der Nähe von negativ geladenen Tonmineraloberflächen. Die Konzentration von Kationen in der diffusen Doppelschicht nimmt mit der Entfernung von den Oberflächen graduell ab.

Neben den permanenten Ladungen an den Schichtoberflächen treten an den Kanten von Tonmineralpaketen pH-abhängige Ladungen auf. Dort können unter sauren Bedingungen Anionen angelagert werden, während es unter basischen Bedingungen wie auf den Schichtflächen Kationen sind.

Wechselwirkungen von Porenwasser bestehen mit den erwähnten negativ geladenen Oberflächen der Tonmineralien sowie mit Kationen oder anderen gelösten Stoffen. Je nachdem, in welchem Bereich des Porenraumes sich ein Wassermolekül befindet, ist es unterschiedlichen Kräften ausgesetzt. Diese Kräfte schränken die Beweglichkeit des Moleküls im Vergleich zu freiem Wasser mehr oder weniger ein und verändern eine Reihe von Eigenschaften wie Dichte

(Zu- oder Abnahme) oder Dielektrizitätszahl (Low 1976, Boek et al. 1995, Horseman et al. 1996, Saarenketo 1998). Die elektrostatischen Wechselwirkungen bewirken, dass sich Wassermoleküle in der Nähe von Tonmineraloberflächen ein- oder mehrschichtig anlagern (z.B. Mitchell 1992), wie das in Figur 5.4-1a schematisch dargestellt ist. Es kann sich dabei sowohl um innere (oder Zwischenschicht-) als auch um äussere Oberflächen von Tonmineralien handeln. Die Stärke der Bindung des Wassers nimmt mit zunehmender Entfernung von der Tonmineraloberfläche ab, wobei es sich, wie im Fall der oben diskutierten Wechselwirkungen zwischen Tonmineraloberflächen und Ionen, um graduelle Übergänge handelt und somit auch in grösseren Abständen, wenn auch nur noch in geringem Ausmass, Effekte vorhanden sind. Die Ausdehnung des Bereichs von deutlich strukturiertem Wasser ist nicht exakt bekannt. In der Literatur wird erwähnt, dass es sich etwa um eine bis drei, maximal aber bis vier Wasserschichten handelt (Fripiat et al. 1982, Cases & François 1982, Delville & Letellier 1996), was einer Dicke von etwa 0.3 bis 1 nm entspricht. Oft werden 2 Schichten (ca. 0.6 nm) als *gebundenes Wasser* bezeichnet. Wasser in der Nähe von Tonmineraloberflächen liegt aber nicht unbedingt als mono- oder multimolekulare Schicht vor, sondern auch als Hydrathülle um Kationen (Fig. 5.4-1b). Dies wird dadurch bestätigt, dass die Struktur von Wasser an Tonmineraloberflächen stark durch die Art und Verteilung der Kationen bestimmt zu sein scheint (z.B. Sposito & Prost 1982, Tuck & Hayes 1990, Grandjean 1997).

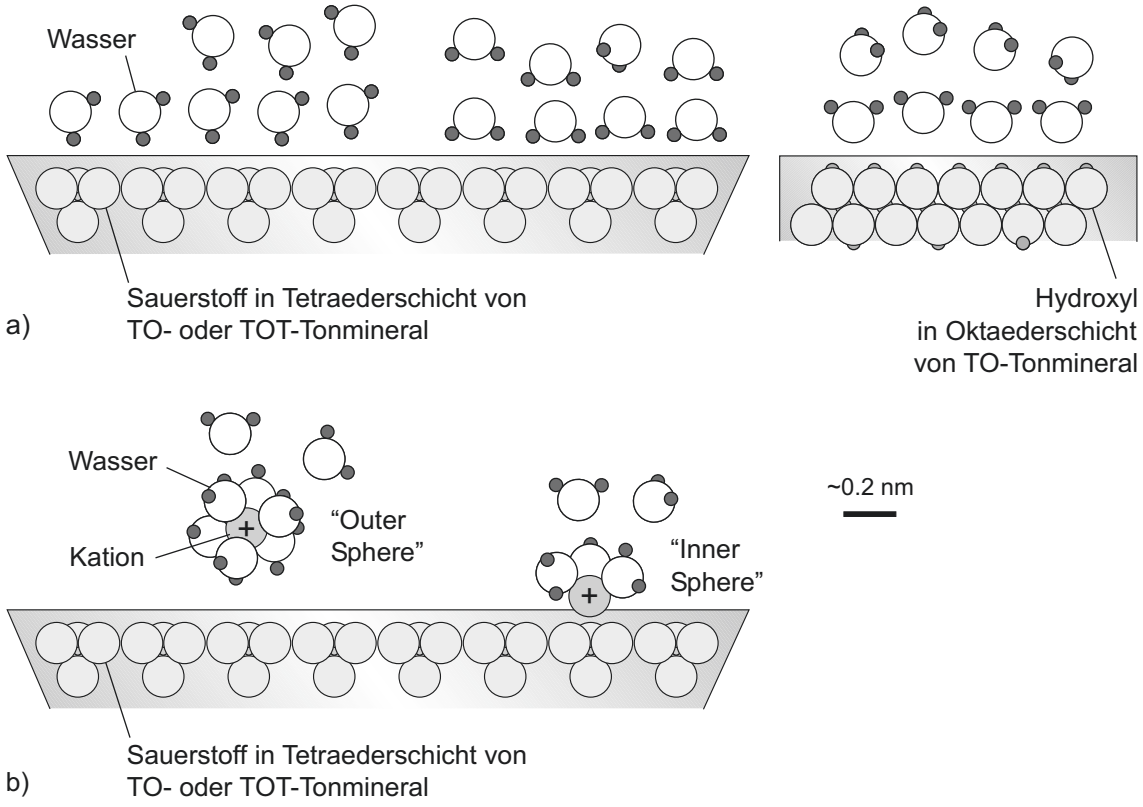


Fig. 5.4-1: Konzeptuelle Vorstellungen zur Struktur von Wasser in der Nähe von Tonmineraloberflächen im Subnanometerbereich.

Vgl. auch Figur 5.2-4e.

a) Wechselwirkung zwischen Wasser und Tonmineraloberflächen unter Vernachlässigung des Einflusses von sorbierten Kationen;

b) Wechselwirkung zwischen Wasser, Tonmineraloberflächen und Kationen.

Klassifikation des Porenwassers aufgrund des Bindungszustandes

Aufgrund der auf das Wasser wirkenden Kräfte, d.h. des energetischen Zustands, sowie aufgrund der Porenstruktur kann das Porenwasser eines Tongesteins folgendermassen eingeteilt werden (z.B. Horseman et al. 1996; s. Darstellung in Fig. 5.2-4e):

- *Freies Porenwasser* ist schwach bis gar nicht beeinflusst durch Tonmineraloberflächen und angelagerte Kationen. Da, wie oben ausgeführt, der Abfall des Potenzials mit der Distanz von der Tonmineraloberfläche graduell ist, besteht keine exakte Abgrenzung zwischen freiem und gebundenem Wasser.
- *Äusseres Schichtwasser (extern gebundenes Porenwasser)* befindet sich in unmittelbarer Nähe (d.h. im Abstand weniger Moleküllagen) von äusseren Tonmineraloberflächen und steht mit diesen in elektrostatischer Wechselwirkung. In welcher Struktur dieses Wasser vorliegt, ist nicht genau bekannt. Es kann sich teilweise um Hydratwasser um Kationen, teilweise um an Tonmineraloberflächen sorbiertes Wasser handeln.
- *Zwischenschichtwasser (intern gebundenes Porenwasser)* kommt hauptsächlich in Smektiten vor, sei es im reinen Mineral oder in einer wechselgelagerten Illit-Smektit- oder Chlorit-Smektit-Phase. Ausser bei stark gequollenen Smektiten, wie sie im ungestörten Wirtgestein auf Referenztiefe nicht vorkommen, befindet sich das gesamte Zwischenschichtwasser in unmittelbarer Nähe der Tonmineraloberflächen und wird deshalb als gebunden betrachtet. Die Struktur dieses Wassers ist sehr wahrscheinlich stark von den Zwischenschichtkationen beeinflusst.

Als *gebundenes Wasser* wird im Folgenden die Summe des äusseren Schichtwassers und des Zwischenschichtwassers bezeichnet. Es ist klar, dass diese Klassierung die Realität stark vereinfacht, denn tatsächlich sind die Übergänge fliessend. Gängige Modellvorstellungen gehen davon aus, dass das äussere Schichtwasser zwei Wasserschichten umfasst, das Zwischenschichtwasser aufgrund der geringen Schichtabstände nur eine auf jeder Seite. Alternativ kann das Zwischenschicht- oder das äussere Schichtwasser auch aus der Kationenbelegung über das Hydratwasser abgeleitet werden.

Alle drei Anteile des Porenwassers zusammen, also auch das Zwischenschichtwasser, bilden bei Wassersättigung das gesamte Porenvolumen. Der Anteil des Porenvolumens am Gesamtvolumen einer Probe definiert die in Figur 5.2-4e dargestellte *physikalische Porosität*, welche bei Tongesteinen nicht einfach zu ermitteln ist (s. unten sowie Pearson 1999). Diese Definition, insbesondere die Zählung des Zwischenschichtwassers zum Porenraum, ist für einen Mineralogen nicht selbstverständlich. Sie beruht darauf, dass verschiedene Untersuchungsmethoden auch das Zwischenschichtwasser erfassen und dieses zudem für Austauschprozesse wie z.B. Sorption zugänglich ist.

Zugänglichkeit des Porenwassers für gelöste Stoffe

Die negativ geladenen Mineraloberflächen haben zur Konsequenz, dass die verschiedenen Porenbereiche nicht für alle gelösten Stoffe gleich zugänglich sind. Anionen werden elektrostatisch von den Oberflächen abgestossen, wobei der unzugängliche Porenwasserbereich mit abnehmender Ionenstärke stark zunimmt. Die erschwerte Zugänglichkeit des Porenwassers für Anionen in der Nähe von Mineraloberflächen ist die molekulare Basis und Erklärung für makroskopisch beobachtete Phänomene wie *Anionenausschluss*. So liefert ein Diffusionsexperiment mit ^{3}HHO als *Tracer* eine Porosität, die der Summe aller Porentypen entspricht, da ^{3}HHO diffusiv in alle Porenbereiche gelangen kann. Hingegen ist die für Cl^-, I^- oder Br^- zugängliche Porosität deutlich kleiner und widerspiegelt nur einen Teil des gesamten Porenraums (vgl. auch Kap. 5.10).

Beziehung zwischen freiem und für Anionen zugänglichem Wasser

Oft wird davon ausgegangen, dass der für Anionen zugängliche Porenbereich dem freien, der unzugängliche dem gebundenen Wasser entspricht. Dies ist jedoch nicht zwingend, handelt es sich doch um zwei unterschiedliche, allerdings nicht ganz unabhängige Kriterien zur Unterscheidung von Porenwasser, nämlich *Bindungszustand oder Mobilität des Wassers* einerseits und *Zugänglichkeit für gelöste Stoffe* andererseits. Beispielsweise variiert der für Anionen schlecht oder nicht zugängliche Bereich stark je nach Ionenstärke, der Anteil des als gebunden taxierten Wassers hingegen in geringerem Ausmass. Letzterer hängt primär von der spezifischen Oberfläche und den angelagerten Kationen ab. Es ist also durchaus denkbar, dass Anionen sich, je nach Ionenstärke des Porenwassers, in als gebunden taxiertem Wasser aufhalten, oder umgekehrt ein Teil des als frei bezeichneten Porenwassers für sie nur beschränkt zugänglich ist.

Konsequenzen für Transportprozesse im Porenraum

Die kombinierten Effekte von unterschiedlichem Bindungszustand oder Mobilität des Porenwassers und unterschiedlicher Zugänglichkeit für gelöste Stoffe bestimmen letztlich das Transportverhalten eines Tongesteines. Die *Diffusionsporosität* (Definitionen s. Tab. 5.4-1) als der für gelöste Stoffe zugängliche Teil des Porenraums wird aus Diffusionsexperimenten bestimmt. Sie ist stoffspezifisch und identisch mit der *geochemischen Porosität* für dieselbe gelöste Spezies (s. unten sowie Kap. 5.12). Als *Fliessporosität* wird im Allgemeinen der Anteil des bei Anlegen eines hydraulischen Gradienten mobilen Porenwassers bezeichnet. Dieser Anteil ist für Tongesteine generell kleiner als die physikalische Porosität. Die Fliessporosität ist verknüpft mit dem Anteil des freien Porenwassers sowie der Topologie des Porenraumes, also der gegenseitigen Vernetzung der Porenbereiche. Sie hängt bei Tongesteinen zudem von den hydraulischen Bedingungen ab. So ist es beispielsweise möglich, dass erst ab einem gewissen minimalen hydraulischen Gradienten (*threshold gradient*) überhaupt Porenwasser mobilisiert werden kann, d.h. ein Fluss zustande kommt (vgl. Kap. 5.8).

5.4.3 Nomenklatur und Methodik der Porositätsbestimmung im Wirtgestein

Bei tonigen Gesteinen ist die ermittelte Porosität stark von der angewandten Methode abhängig, dies im Gegensatz zu kristallinen Gesteinen, bei denen verschiedene analytische Methoden vergleichbare Porositätswerte liefern (z.B. Rasilainen et al. 1996). Dies ist hauptsächlich auf die Tatsache zurückzuführen, dass verschiedene Methoden verschiedene Anteile des komplex aufgebauten Porenraums der Tonsteine erfassen. In die Nomenklatur von ermittelten Porositäten geht daher stets die zugrundeliegende Methode ein, wogegen interpretative Begriffe wie "totale Porosität" vermieden werden. Welche Methode Werte liefert, die der im vorangehenden Abschnitt definierten physikalischen Porosität am nächsten kommen, muss sorgfältig abgeklärt werden.

Für die Mehrheit der analytischen Methoden zur Porositätsbestimmung muss das Porenwasser entfernt werden, was in der Regel durch Heizen auf 105 °C geschieht. Dabei wird bei einem Tongestein das freie Porenwasser ganz, das gebundene Wasser jedoch nur zum Teil entfernt (z.B. Tessier 1990). Dies hat sich auch für das Wirtgestein bestätigt:

- Gaboriau & Seron (2000) bestimmten den Gewichtsverlust von Opalinuston durch Trocknen bei 105, 150 und 200 °C. Hierbei wurde bei 150 bzw. 200 °C 16 bzw. 22 % mehr Masse freigesetzt als bei 105 °C.
- Mit Vakuumdestillation bei 105°C bestimmte Isotopenzusammensetzungen von H und O im Porenwasser liegen meist links der GMWL (*Global Meteoric Water Line*), was möglicherweise durch unvollständige Destillation mit Isotopenfraktionierung begründet werden kann (Rübel & Sonntag 2000).

Höhere Trocknungstemperaturen sollen sicherstellen, dass möglichst alles Porenwasser verdampft. Bereits ab 105 °C können jedoch strukturelle Veränderungen herbeigeführt (z.B. Bray et al. 1998) oder relativ flüchtige organische Verbindungen freigesetzt werden. Tiefere Temperaturen dienen der Vermeidung solcher Effekte, haben aber den Nachteil, dass nicht alles Porenwasser entfernt wird (Pearson et al. 2003). Oft geschieht deshalb das Aufheizen zusätzlich unter reduziertem Druck.

Die Porosität des Wirtgesteins der Nordschweiz wurde zu verschiedenen Zeitpunkten und mit einer Vielzahl von Methoden untersucht (Übersicht in Mazurek 2001a). Der Datensatz umfasst Messungen an Material der Bohrung Benken, des Felslabors Mont Terri, der älteren Nagra-Bohrungen sowie Bohrungen der Erdölindustrie. Angesichts der Schwierigkeiten, welche die Porositätsmessung toniger Materialien mit sich bringt, und der Vielzahl der beteiligten Labors muss eine kritische Auswahl analytischer Methoden die Vergleichbarkeit der Daten gewährleisten. Im Folgenden werden deshalb die wichtigsten Methoden kurz vorgestellt.

Pyknometer-Porosität

Die Pyknometer-Porosität wird aus den Datenpaaren Korndichte/Gesteinsdichte getrockneter Proben bzw. Korndichte/Gesteinsdichte bergfeuchter Proben berechnet (Formalismus s. Pearson et al. 2003). Die *Korndichte* (d.h. Dichte der Festphasen) wird pyknometrisch nach Zermahlen der bei 105 °C getrockneten Probe gemessen. Bei tonigen Gesteinen besteht die Gefahr der Koagulation des Pulvers, womit Korndichte und Porosität unterschätzt werden können. Daneben ist die Trocknung des Tongesteins ein kritischer Punkt. Die *Gesteinsdichte getrockneter Proben* wird durch Wägen sowie Volumenmessung z.B. mit Hilfe des Hg-Auftriebsverfahrens bestimmt. Die *Gesteinsdichte des bergfeuchten Kernmaterials* erfolgt nach der Auftriebsmethode im Ölbad (Aralux FE) sowie durch Volumen- und Gewichtsmessungen an zylindrischen Prüfkörpern (Nagra 2001). Die Pyknometer-Porosität wird in der Literatur oft der *physikalischen Porosität* (Definition s.o.) gleichgesetzt, was jedoch in Tongesteinen v.a. wegen der Probleme bei der Trocknung nicht in jedem Fall korrekt ist.

Wasserverlust-Porosität

Im gesättigten porösen Medium sind alle Poren mit Wasser gefüllt, sodass der volumetrische Wassergehalt prinzipiell identisch ist mit der physikalischen Porosität. Somit kann aus dem Gewichtsverlust von bergfeuchten Gesteinsproben bei Trocknung (typischerweise bei 105 °C) eine Porosität berechnet werden. Zusätzlich muss die Wasserdichte sowie entweder die Gesteins- oder die Korndichte bekannt sein. Kritische Punkte sind wiederum die Vollständigkeit der Trocknung sowie – bei der Korndichte – eine mögliche Koagulation (siehe Pyknometer-Porosität).

Hg-Druckporosität

Mit schrittweise erhöhtem Druck wird Quecksilber in die bei 105 °C getrockneten und evakuierten Probenkörper injiziert und das injizierte Volumen pro Druckintervall gemessen. Dabei werden mit steigendem Druck sukzessiv kleinere Poren gefüllt, sodass diese Methode ausser der über alle Druckschritte integrierten Porosität auch Information über die Verteilung der Porengrössen im Probenkörper liefert. Für tonige Sedimentgesteine ist die Methode allerdings mit signifikanten Nachteilen behaftet (z.B. werden Poren kleiner als einige nm nicht injiziert und es können infolge der hohen Drücke strukturelle Änderungen auftreten); die Resultate werden hier nicht weiter diskutiert.

Diffusionsporosität

Aus transienten Diffusionsexperimenten lässt sich unter anderem die für einen bestimmten *Tracer* zugängliche Porosität ableiten. Je nach Aufbau des Experiments ist die Unsicherheit aufgrund von systematischen Fehlern (z.B. Totvolumen in der Diffusionsapparatur) allerdings relativ gross. Zudem kann der Wassergehalt der Probe bei Kontakt mit den Reservoirlösungen verändert werden (Schrumpfen oder Quellen). Diffusionsexperimente können mit Wasserisotopen, Anionen, Kationen oder gelösten Gasen durchgeführt werden.

Die diffusionszugängliche Porosität kann für Wasserisotope auch durch Massenbilanzrechnungen nach Ausgleich mit einem Reservoir bekannter Anfangskonzentration bestimmt werden, wobei diffusiver Austausch in einem geschlossenen System via Gasphase erfolgt (Rübel 1999, Rübel & Sonntag 2000). Kritische Punkte hier sind mögliche Änderungen des Wassergehaltes während der Einstellung des Gleichgewichtes mit dem Reservoir, sowie analytische Fehler bei der Bestimmung der Wasserisotope.

Geochemische Porosität

Pearson et al. (2003) definieren die *geochemische Porosität für einen gelösten Stoff* (z.B. Cl) als das Verhältnis des Porenraums, welcher Porenwasser mit dem gelösten Stoff enthält, zum totalen Volumen der Probe. Somit ist die geochemische Porosität identisch mit der Diffusionsporosität, wenn auch die Messmethodik verschieden ist. Berechnet wird sie für Cl oder Br aufgrund von Messungen der Stoffkonzentrationen in ausgepressten Wässern und wässrigen Auszügen sowie Wassergehaltsbestimmungen (s. Kap. 5.12). Die geochemische Porosität kann, analog zur Diffusionsporosität, für verschiedene gelöste Stoffe unterschiedlich gross sein.

Fliessporosität

Die *Fliessporosität*, d.h. der Anteil des bei Anlegen eines hydraulischen Gradienten mobilen Wassers, wird in der Regel durch Anpassung von Transportmodellen an experimentelle Durchbruchskurven bestimmt, und zwar aus dem Verhältnis von Darcy-Geschwindigkeit und Verlagerungsgeschwindigkeit eines nicht sorbierenden *Tracers*. Dabei ist zu beachten, dass dieses Verhältnis nur dann der Fliessporosität entspricht, wenn der Stoffaustausch mit hydraulisch immobilen Bereichen über die Zeit- und Raumskala des Experiments irrelevant ist. Andernfalls hängt die ermittelte Porosität von der Diffusionsporosität und somit vom *Tracer* ab. Diese Methode ist hier nur der Vollständigkeit halber aufgeführt. Die Durchführung derartiger Experimente an kompakten Tongesteinen ist sehr schwierig und zeitaufwändig, und z.Z. liegen keine verlässlichen Daten vor.

5.4.4 Methodik der Bestimmung von Porengrössenverteilung, spezifischer Oberfläche und dem Anteil an gebundenem Wasser

Die Messung von Adsorptions- und Desorptionsisothermen von Wasserdampf oder Stickstoff erlaubt die Bestimmung zahlreicher Grössen. Man erhält Angaben zur Porengrössenverteilung, zur spezifischen Oberfläche des Gesteins sowie zur Porosität bei einem relativen Dampfdruck von 1. Typischerweise werden die Proben zuerst zerkleinert und getrocknet. Anschliessend wird die Gewichtszunahme bei einer schrittweisen Erhöhung des relativen Dampfdruckes des Adsorbates gemessen, danach die Abnahme bei einer Erniedrigung. Kritische Punkte sind eine

mögliche Strukturänderung bei der Trocknung[18] sowie die Erzeugung von zusätzlichem Porenraum und Oberflächen zwischen Partikeln durch das Zerkleinern der Proben. Letzteres sowie – bei Wasser als Adsorbat – Quelleffekte können zu einer Überschätzung der Porosität führen, weshalb die Porositäten aus Isothermen im Weiteren nicht berücksichtigt werden.

Der Zusammenhang zwischen Adsorptionsisotherme und Porengrössenverteilung wird in grob porösen Medien über das Kapillaritätsgesetz hergestellt. Für stark tonhaltige Gesteine mit sehr kleinen Porenradien müssen zusätzlich Adsorptionseffekte berücksichtigt werden. Dies kann gemäss der Methode von Barrett, Joyner und Hallenda (BJH; Barrett et al. 1951) geschehen. Die spezifische Oberfläche wird meist nach dem Verfahren von Brunauer, Emmet und Teller (BET; Brunauer et al. 1938) bestimmt. Wird N_2 als Adsorbat verwendet, werden lediglich externe Oberflächen ermittelt, da N_2 aufgrund seiner apolaren Struktur nicht in die Smektit-Zwischenschichten eindringen kann (z.B. American Society of Agronomy 1990). Wasser erreicht prinzipiell auch innere Oberflächen, lagert sich aber aufgrund seiner Polarität und Wechselwirkungen mit den Oberflächen nicht so gleichmässig wie N_2 an, was die Interpretation erschwert. Totale, d.h. äussere und innere Oberflächen, wurden mit Äthylen-Glykol-Monoäthyl-Äther (EGME) bestimmt (Bouchet et al. 2000).

Der Anteil an gebundenem Wasser wurde auf verschiedene Arten geschätzt (Gimmi 2003). Zunächst wurde er aus den spezifischen Oberflächen abgeleitet unter der Annahme, dass sich auf äusseren Oberflächen zwei, auf inneren wegen des geringen Porenradius je eine Schicht stark gebundenes Wasser befindet. Daneben wurde die Menge an Hydratwasser um austauschbare Kationen aus der Kationenaustauschkapazität und der Kationenbelegung geschätzt. Schliesslich wurde auch der Frenkel-Halsey-Hill-Formalismus (FHH; z.B. Prost et al. 1998) angewendet, welcher bei mehrschichtiger Adsorption die Unterscheidung von Porenbereichen mit unterschiedlicher Geometrie und unterschiedlichen Oberflächeneigenschaften erlauben soll.

5.4.5 Porosität: Resultate und Diskussion

Wirtgestein in der Bohrung Benken

Der grösste Teil der Porenräume des Wirtgesteins ist weder im Dünnschliff noch im Raster-Elektronenmikroskop (REM) erkennbar. Dies legt die Vermutung nahe, dass die Porengrössen zum grössten Teil deutlich unter 1 µm liegen. Figur 5.4-2a zeigt ein REM-Bild des trotz Fehlen von diagenetischen Zementen sehr dichten Gefüges in einer tonreichen Partie des Opalinustons. Figur 5.4-2b zeigt das REM-Bild einer Siltlage im Opalinuston, welche vollständig mit Calcit zementiert ist. Das Ausmass der diagenetischen Zementation im Opalinuston wurde in Kapitel 3.3.3 diskutiert.

[18] Suzuki & Maruyama (2000) berichten über die Verformung von Opalinustonproben aus dem Mont Terrri während der Evaporation von Wasser unter ambienten Bedingungen. Nach 120 Tagen beobachteten sie eine nur geringe Schrumpfung senkrecht zur Schichtung von -4.25×10^{-3}, parallel zur Schichtung von -6.64×10^{-4}. Die Volumenänderung betrug demgemäss etwa 0.0056 m^3/m^3. Die in der gleichen Zeit evaporierte Wassermenge wurde nicht bestimmt; die Wasserverlustporositäten anderer Proben aus demselben Kern lagen zwischen 0.103 und 0.163.

Tab. 5.4-2: Überblick über gemessene Porositäts- und Dichtewerte des Wirtgesteins der Bohrung Benken.

Parameter	**Mittelwert ± 1σ**	**Bereich**	**Anzahl Analysen**
Gesteinsdichte des getrockneten Gesteins [g/cm^3]	2.43 ± 0.06	2.37 – 2.53	8
Gesteinsdichte des bergfeuchten Gesteins [g/cm^3]	2.52 ± 0.03	2.43 – 2.65	281
Korndichte [g/cm^3]	2.72 ± 0.01	2.69 – 2.74	8
Pyknometerporosität (berechnet mit Gesteinsdichte des getrockneten Gesteins) [–]	0.108 ± 0.020	0.074 – 0.131	8
Pyknometerporosität (berechnet mit Gesteinsdichte des bergfeuchten Gesteins) [–]	0.114 ± 0.020	0.041 – 0.169	281 (Gesteinsdichte, bergfeucht) / 8 (Korndichte)
Wasserverlustporosität [–]	0.108 ± 0.019	0.053 – 0.137	32
Diffusionsporosität Wasserisotope aus Massenbilanz[1] [–]	0.130 ± 0.015[1] 0.124[2]	0.108 – 0.141[1]	4[1] 9[2]
Diffusionsporosität ^{3}HHO aus transientem Diffusionsexperiment[3] [–]	0.14 ± 0.02[3]		3 (aus gleicher Tiefe)[3]
Diffusionsporosität Cl aus transientem Diffusionsexperiment[3] [–]	0.04 ± 0.003[3]		3 (aus gleicher Tiefe)[3]

[1] Drei der vier Analysen stammen aus den Murchisonae-Schichten, der Wert ist deshalb nicht repräsentativ für das gesamte Wirtgestein

[2] Repräsentativer Wert für das Wirtgestein, hochgerechnet aus Wasserverlustporosität und typischer Korrelation zu Diffusionsporosität aus Massenbilanz (s. Text).

[3] Werte sind nicht repräsentativ für das gesamte Wirtgestein, da das Probenmaterial aus einem Bereich mit sehr hohem Tongehalt stammt. Unsicherheiten sind aus der Auswertung eines einzelnen Experiments abgeleitet. Sie repräsentieren somit weder die (eher geringe) Streubreite der Bestwerte noch die räumliche Variabilität.

Mit verschiedenen Methoden ermittelte Dichten und Porositäten des Opalinustons sowie der Murchisonae-Schichten der Bohrung Benken sind in Tabelle 5.4-2 zusammengefasst. Sie erlauben folgende Schlüsse:

- Pyknometer- und Wasserverlustporosität liefern sehr ähnliche Resultate, welche im Mittel um 0.11 liegen.
- Der Wassergehalt von Proben der Bohrung Benken wurde von Rübel & Sonntag (2000) durch diffusiven Austausch mit Wasser bekannter isotopischer Zusammensetzung bestimmt. Die Massenbilanzrechnung liefert – für Tonsteine und Tonmergel der ganzen Bohrung – im Mittel 13 % höhere Werte als die Wasserverlustporosität (Gimmi 2003). Für den Opalinuston selbst liegt nur eine, für die Murchisonae-Schichten drei derartige Analysen vor, die zusammen einen Mittelwert von 0.130 ergeben. Dieser ist nicht repräsentativ für das ganze Wirtgestein. Um einen besser abgestützten Wert zu erhalten, wurde der Mittelwert der Wasserverlustporosität für Opalinuston und Murchisonae-Schichten nach Rübel und Sonntag (2000) gemäss der oben erwähnten Korrelation mit 1.13 multipliziert, was zu einem Wert von 0.124 führte. Dieser Wert wird als beste Näherung an die mittlere Diffusionsporosität für Wasser betrachtet.
- Die Diffusionsporosität für Wasser von 0.124 ist etwas grösser als die Pyknometer-Porosität (im Mittel 0.108 bzw. 0.114, Tab. 5.4-2). Sehr wahrscheinlich ist die Pyknometer-Porosität aus methodischen Gründen (unvollständige Trocknung, Koagulation) etwas zu tief. Es wird

daher gefolgert, dass die Diffusionsporosität für Wasser von 0.124 auch das beste Mass für die physikalische Porosität liefert.

- Diffusionsexperimente an einer tonreichen Probe (Tongehalt 67 Gew.-%) lieferten für ^{3}HHO zugängliche Porositäten von 0.14 mit einem aus der Modellanpassung abgeleiteten Fehler von ±0.02 (Kap. 5.10 sowie Van Loon et al. 2002b, 2003). Ein zusätzlicher systematischer Fehler (z.B. Randeffekte) kann nicht ausgeschlossen werden. Der Wert von 0.14 ist im Vergleich zu den Massenbilanz-Diffusionsporositäten eher hoch. Er ist vermutlich durch den sehr hohen Tongehalt in der entsprechenden Tiefe bedingt und entspricht deshalb nicht dem mittleren Wert für das gesamte Wirtgestein. Die für Cl zugängliche Porosität aus Diffusionsexperimenten am identischen Probenmaterial ist mit 0.04±0.003 bedeutend geringer. Der starke Anionenausschluss ist sehr wahrscheinlich auch auf den hohen Tongehalt zurückzuführen, die Werte sind somit ebenfalls nicht repräsentativ für das gesamte Wirtgestein.
- In der Bohrung Benken (wie auch am Mont Terri) wurde beobachtet, dass kalk-/ sandreichere Proben geringere Porositäten aufweisen als tonreichere, was teilweise mit der beobachteten Zementation der ersteren erklärt wird (vgl. Fig. 5.4-2b). Die dadurch entstehende Variabilität ist beträchtlich (Tab. 5.4-2).
- In Benken nimmt die Porosität mit der Tiefe tendenziell zu. Dies ist die Folge des gegen unten tonreicher werdenden Opalinustons (Kap. 5.3).
- Die Streubreite der mittleren Pyknometer- und Diffusionsporositäten ist mit 0.108–0.14 (Tab. 5.4-2) eher klein. Die diskutierten Artefakte und Interpretationsspielräume führen also nicht zu sehr grossen Unsicherheiten.

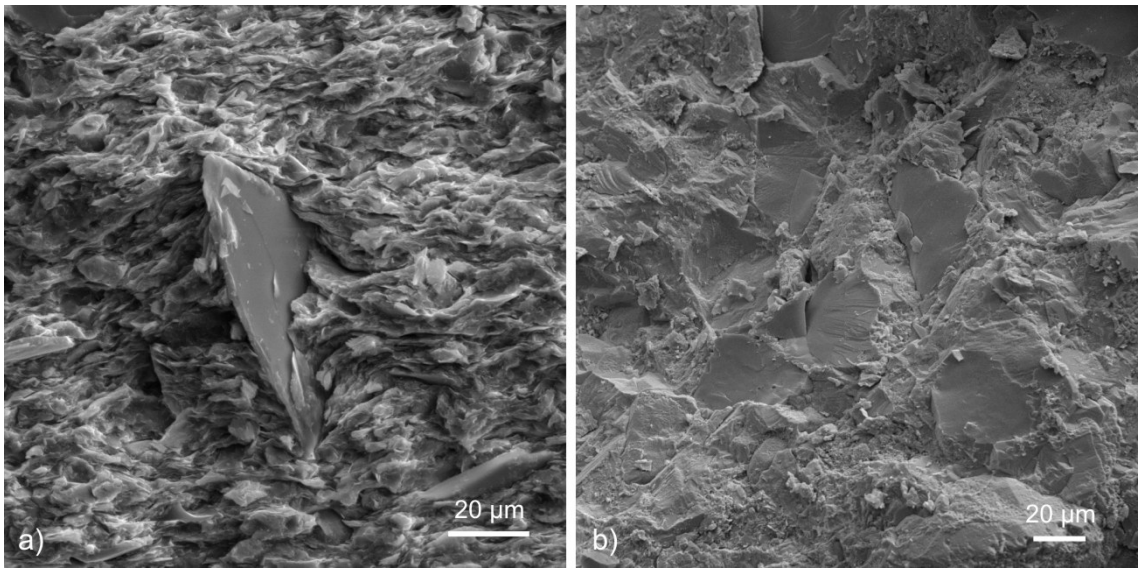


Fig. 5.4-2: Gefüge des Opalinustons im Raster-Elektronenmikroskop.

a. Dichtes, sehr tonreiches Gefüge mit einem Feldspat-Klasten. Probe aus der Bohrung Benken, 645.05 m.

b. Siltlage mit klastischen Quarzkörnern, eingebettet in einem Calcit-Zement, welcher den Porenraum vollständig zementiert. Probe aus der Bohrung Benken, 581.92 m.

Opalinuston im regionalen Vergleich

In einigen weiteren Bohrungen der Nordschweiz wurden Dichte und Porosität (v.a. Pyknometrie und Wasserverlust) von Opalinuston bestimmt (Tab. 5.4-3). Der Vergleich gibt Hinweise über mögliche grossräumige (km-Skala) Unterschiede der Porosität und damit der Versenkungsgeschichte. Es zeigt sich Folgendes:

- Die Gesteinsdichte des getrockneten Gesteins ist an den östlichsten Lokalitäten (Bohrungen Herdern-1, Berlingen-1, Kreuzlingen-1) deutlich höher, die Porosität demgemäss tiefer (s. Fig. 5.4-3). Dies widerspiegelt vermutlich eine tiefere Versenkung[19] (vgl. Kap. 3.3).
- Die Wasserverlustporosität des Opalinustons am Mont Terri ist deutlich höher als die in Benken (Fig. 5.4-4). Dies ist vor allem auf die unterschiedliche Versenkungsgeschichte zurückzuführen, wie in Kapitel 3.3.12 diskutiert.

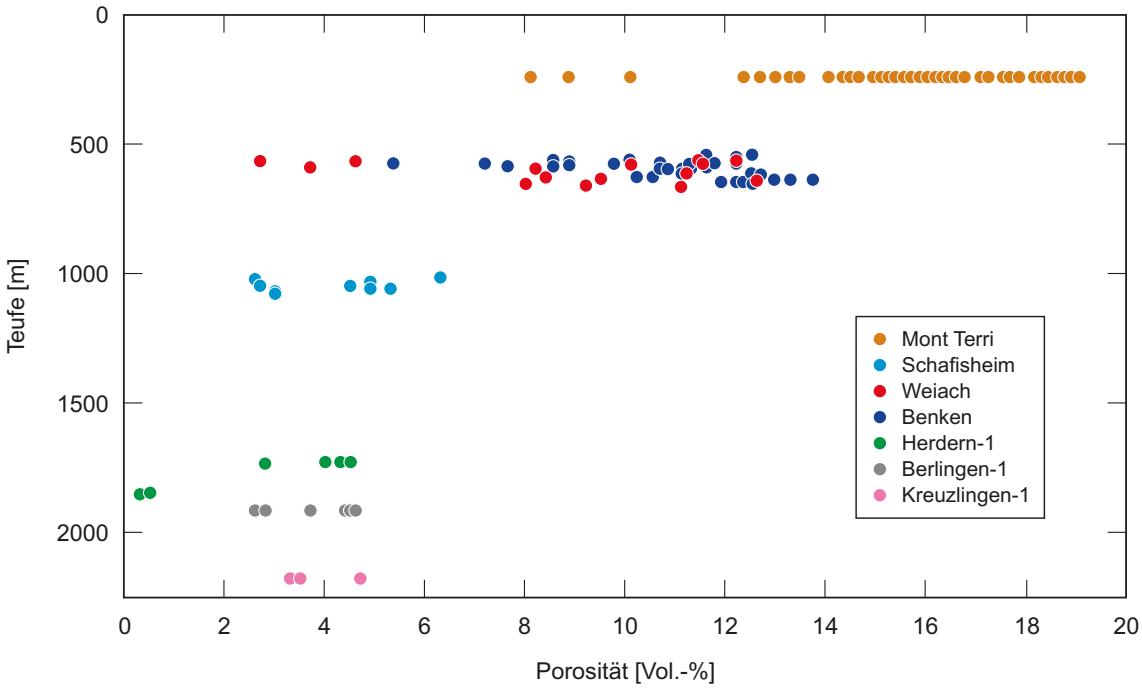


Fig. 5.4-3: Porosität des Opalinustons an verschiedenen Lokalitäten.

Benken, Mont Terri: Wasserverlustporosität; Schafisheim, Weiach: Pyknometer-Porosität; Herdern-1, Berlingen-1, Kreuzlingen-1: Porosität aus Sättigung mit Isopropanol.

[19] Die Gesteinsdichten dieser Bohrungen, welche auf alten Literaturdaten beruhen (zusammengefasst in Leu 1993), sind teilweise höher als die Korndichten, welche im Opalinuston anderer Bohrungen bestimmt wurden. Entweder sind also die Korndichten im Opalinuston der östlichsten Bohrungen generell höher, oder, wahrscheinlicher, die Daten sind aus methodischen Gründen mit relativ grossen Unsicherheiten behaftet.

Tab. 5.4-3: Zusammenfassung von Literaturdaten bezüglich Dichte und Porosität von Opalinuston der Nordschweiz.

Die Wasserverlustporosität wurde durch Ausheizen auf 105 °C bestimmt.

Datenquellen – Bohrung Benken: Nagra (2001), Rübel & Sonntag (2000), Rummel & Weber (1999); Felslabor Mont Terri: Pearson et al. (2003); Bohrungen Schafisheim, Riniken, Weiach: Matter et al. (1987, 1988a,b); Bohrungen Herdern-1, Berlingen-1, Kreuzlingen-1: Leu (1993). Die Daten der Bohrung Riniken sind korrigiert (s. Kap. 3.3.11).

Lokalität / Formation	Heutige Überdeckung [m]		Dichte [g/cm^3]		Porosität [-]		
			Getrocknetes Gestein	Korndichte	Pyknometerporosität	Wasserverlustporosität	Aus Sättigung mit apolaren Flüssigkeiten*
Berlingen-1 / Opalinuston	1963	Mittelwert ± 1 σ Bereich Anzahl Analysen	2.76 ± 0.13 2.63 – 2.99 7				0.036 ± 0.009 0.026 – 0.046 7
Kreuzlingen-1 / Opalinuston	2222	Mittelwert ± 1 σ Bereich Anzahl Analysen	2.75 ± 0.09 2.70 – 2.85 3				0.038 ± 0.008 0.033 – 0.047 3
Herdern-1 / Opalinuston	1787	Mittelwert ± 1 σ Bereich Anzahl Analysen	2.69 ± 0.01 2.68 – 2.71 7				0.030 ± 0.018 0.003 – 0.045 7
Schafisheim / Opalinuston	1040	Mittelwert ± 1 σ Bereich Anzahl Analysen	2.55 ± 0.03 2.52 – 2.63 9	2.66 ± 0.03 2.63 – 2.72 9	0.041 ± 0.013 0.026 – 0.063 9		
Weiach / Opalinuston	610	Mittelwert ± 1 σ Bereich Anzahl Analysen	2.45 ± 0.09 2.34 – 2.63 16	2.68 ± 0.03 2.63 – 2.74 12	0.086 ± 0.033 0.027 – 0.126 16		
Benken / Murchisonae-Schichten	549	Mittelwert ± 1 σ Bereich Anzahl Analysen	2.42 ± 0.02 2.41 – 2.44 2	2.72 ± 0.01 2.71 – 2.72 2	0.109 ± 0.007 0.104 – 0.113 2	0.122 ± 0.004 0.116 – 0.125 4	
Benken / Opalinuston	605	Mittelwert ± 1 σ Bereich Anzahl Analysen	2.43 ± 0.06 2.37 – 2.53 8	2.72 ± 0.01 2.69 – 2.74 8	0.108 ± 0.020 0.074 – 0.131 8	0.108 ± 0.019 0.053 – 0.137 32	0.108 ± 0.012 0.071 – 0.133 67
Riniken / Opalinuston	391	Mittelwert ± 1 σ Bereich Anzahl Analysen	2.39 1				
Mont Terri / Opalinuston	240	Mittelwert ± 1 σ Bereich Anzahl Analysen	2.31 ± 0.01 2.28 – 2.32 8	2.74 ± 0.02 2.70 – 2.77 12	0.159 ± 0.010 0.140 – 0.170 8	0.157 ± 0.022 0.080 – 0.191 63	

* Isopropanol, Aralux

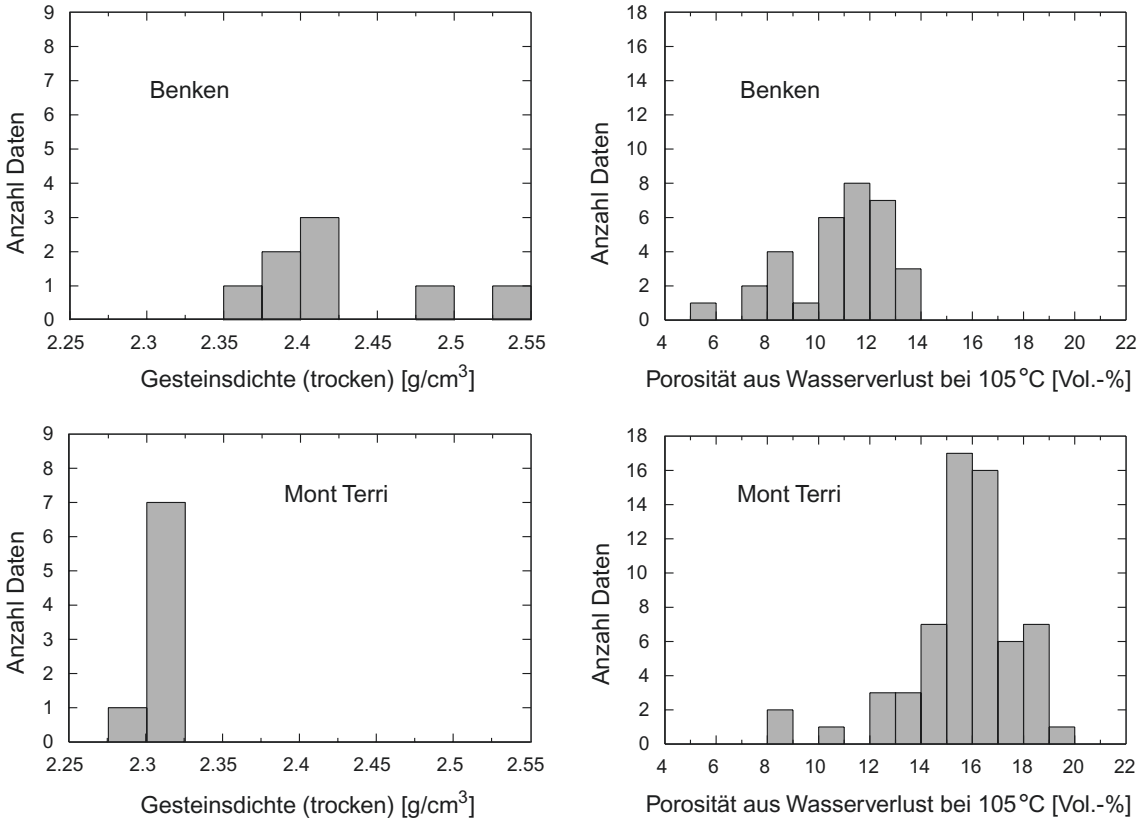


Fig. 5.4-4: Vergleich von Gesteinsdichte des getrockneten Gesteins und der Porosität von Opalinuston des Felslabors Mont Terri mit Opalinuston der Bohrung Benken.

Datengrundlage: siehe Tabelle 5.4-3.

Porosität von *Fault gouges* im Opalinuston

In stark überkonsolidierten Sedimentgesteinen sowie im Kristallin ist die Porosität der spröd deformierten Zentralbereiche von Störungen stets höher als diejenige der undeformierten Gesteinsmatrix (s. z.B. Nagra 1997). Dies ist in wenig überkonsolidierten Sedimenten nicht notwendigerweise der Fall, und die Scherbewegung kann zu einer Konsolidierung und somit einer Porositätsabnahme führen (s. z.B. Heynekamp et al. 1999, Mozley & Goodwin 1995, Goodwin & Haneberg 1996).

Messungen der Gesteinsdichte an getrocknetem Material aus *Fault gouges* des *Main Fault* im Felslabor Mont Terri sowie einer Störung in der Tongrube Siblingen ergeben Werte, die im Mittel 0.14 bzw. 0.19 g/cm^3 kleiner sind als diejenigen der undeformierten Matrixproben (Mazurek 2001a). Unter Verwendung einer Korndichte von 2.744 g/cm^3 (Tab. 5.4-3) ergibt sich für den *Main Fault* eine mittlere Pyknometer-Porosität von *Fault gouges* von 0.195, verglichen mit 0.145 in der undeformierten Gesteinsmatrix (s. Fig. 5.4-5). Somit trat bei der Deformation keine Konsolidierung, sondern im Gegenteil eine (wenn auch geringe) Dilatanz auf.

Vergleich mit anderen Tonformationen

Die Wasserverlust-Porosität des Wirtgesteins in der Bohrung Benken ist vergleichbar mit derjenigen der *Couche silteuse* von Marcoule/Gard (Frankreich) und des Callovo-Oxfordians am französischen Site de Meuse/Haute-Marne (typische Werte von 0.10 bis 0.14). Das Toarcian

des Felslabors Tournemire (Frankreich) ist hingegen deutlich geringer porös (unter 0.05), ebenso die viel stärker kompaktierte und kalkigere Palfris-Formation am Wellenberg (0.01–0.02). Der belgische *Boom Clay* und der *Spanish Reference Clay* sind wesentlich weniger stark kompaktiert und weisen Porositäten im Bereich 0.15–0.40 auf.

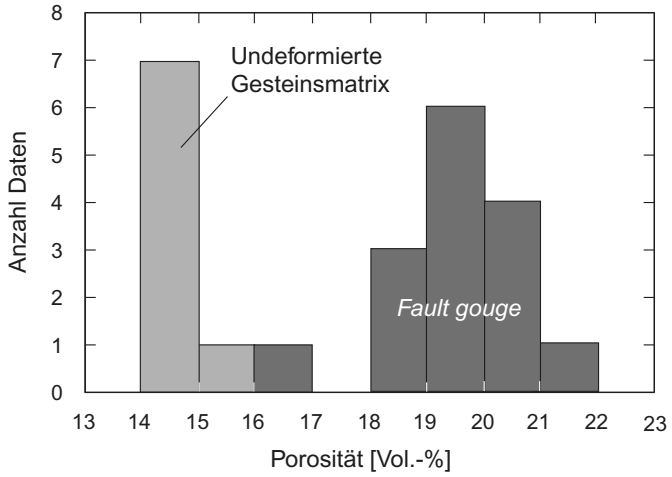


Fig. 5.4-5: Porosität von *Fault gouges* im *Main fault* des Felslabors Mont Terri im Vergleich zur undeformierten Gesteinsmatrix.

Aus Mazurek (2001a).

5.4.6 Porenstruktur und Zustand des Porenwassers im Wirtgestein der Bohrung Benken: Resultate und Diskussion

Eine direkte Ermittlung der Porenstruktur und des Bindungszustandes von Porenwasser im Wirtgestein ist unter anderem aufgrund der geringen Porengrössen nicht möglich. Verschiedene Messverfahren liefern aber indirekte Hinweise. Adsorptionsisothermen von Wasserdampf wurden an einer, solche von Stickstoff an zwei Proben von Benken ausgeführt. Daraus lassen sich Porengrössenverteilung und spezifische Oberflächen ableiten (Bardot et al. 2001, Gimmi 2003).

Spezifische Oberfläche

Mit EGME wurden totale Oberflächen für die tonige Fazies des Opalinustons in Benken zwischen 80 und 107 m^2/g mit einem Mittel von 94 m^2/g bestimmt (Tab. 5.4-4). Aus dem Wassergehalt bei einem Dampfdruck von 0.68 abgeleitete Werte variieren stark, je nach methodenspezifischen Annahmen (Bereich 56–129 m^2/g, Mittelwert 85 m^2/g). Als typischer Wert für die totale Oberfläche kann etwa 90 m^2/g angesehen werden.

Für die äusseren Oberflächen ergab sich aus der Stickstoffadsorption ein Mittel von 28 m^2/g bei Werten zwischen 19 und 49 m^2/g. Die Differenz von etwa 62 m^2/g zur totalen Oberfläche kann inneren Oberflächen (d.h. Zwischenschichten) zugeordnet werden, womit diese etwa 70% der gesamten Oberfläche ausmachen. Die Existenz von Mineralien mit Zwischenschichten ist auch durch röntgenographische Untersuchungen bestätigt, welche einen mittleren Illit/Smektit-Gehalt von 14 Gew.-% ergaben (Tab. 5.3-1).

Tab. 5.4-4: Überblick über Werte der spezifischen Oberflächen von Opalinuston in der Bohrung Benken.

Spezifische Oberflächen	**Mittelwert**	**Bereich**	**Anzahl Proben**
Totale Oberfläche EGME [m^2/g]	94	80 – 107	3 [1]
Totale Oberfläche H_2O-Isotherme [m^2/g]	85	56 – 129	1 [2]
Äussere Oberfläche N_2 BET [m^2/g]	28	19 – 49	7 [1,2,3]

[1] Proben 582.09 m, 614.33 m, 645.05 m.

[2] Probe 590.30 m.

[3] Proben 585.55 m, 593.26 m, 596.66 m.

Porengrössenverteilung

Bei der Ableitung von Porengrössen aus Ad- und Desorptionsisothermen wurde von einer zylindrischen Porengeometrie ausgegangen, und die Resultate werden demgemäss als äquivalente Porenradien ausgedrückt. Dies ist eine konzeptuelle Vereinfachung der komplexen Porengeometrie im Gestein, erlaubt aber zumindest eine grobe Klassifizierung der Porengrössenverteilung.

Tab. 5.4-5: Prozentuale Anteile der verschiedenen Porenklassen.

Die Ableitung erfolgte aus Ad- und Desorptionsisothermen der Probe aus der Bohrung Benken 590.30 m (H_2O) bzw. 614.33 m (N_2).

	Mikroporen	**Mesoporen**	**Makroporen**
Äquivalenter Radius [nm]	< 1	1 – 25	> 25
Originaldaten der Adsorptions- und Desorptionsisothermen			
N_2-Isotherme	2	56 – 69	29 – 42
H_2O-Isotherme	< 1	67 – 78	21 – 33
Umgerechnete Daten unter Annahme eines Anteils von 20 % Mikroporen (Zwischenschichten)			
N_2-Isotherme	20	46 – 56	24 – 35
H_2O-Isotherme	20	54 – 63	17 – 26

Tabelle 5.4-5 listet für die Proben der Bohrung Benken aus Stickstoff- und Wasserisothermen abgeleiteten Anteile der verschiedenen Porenklassen auf. Diese Anteile sind unabhängig vom Adsorbat relativ ähnlich, mit nur einem geringen Anteil an Poren mit einem Äquivalentradius kleiner als 1 nm. Dies ist im Fall von H_2O erstaunlich, da die mit EGME und Röntgenmethoden ermittelten Zwischenschichten typische Abstände < 1 nm aufweisen und, im Gegensatz zu N_2, für H_2O zugänglich sind. Es ist möglich, dass auch H_2O – wegen des vorgängigen Trocknens der Proben – über die Zeit des Experiments die Zwischenschichtbereiche aus kinetischen Gründen nicht erreichte. Gemäss Schätzungen kann Zwischenschichtwasser rund 20-40 % des gesamten Porenwassers ausmachen (s. Tab. 5.4-6). Rechnet man die aus den Isothermen abgeleiteten Porenanteile unter Berücksichtigung von 20 % Zwischenschichtporen um, ergeben sich

die im unteren Teil von Tabelle 5.4-5 aufgeführten Werte. In jedem Fall liegt der grösste Anteil der Poren im Bereich von 1 bis 25 nm. Die nur untergeordnete Bedeutung von Makroporen wird auch durch Hg-Druckporosimetrie bestätigt, welche einen Anteil von ca. 10 % an der physikalischen Porosität ergibt (berechnet nach Daten von Gaboriau & Seron 2000). Aus den Isothermen abgeleitete Porengrössenverteilungen im Bereich 1 bis 25 nm sind in Figur 5.4-6 und Figur 5.4-7 gezeigt[20].

Zusammenfassend lässt sich Folgendes sagen:

- Die meisten Poren (nach Tab. 5.4-5 etwa 70-80 % des Porenwassers) liegen im Bereich < 25 nm.
- Die Porengrössenverteilung ist aufgrund methodischer Unsicherheiten nur in groben Zügen bekannt.

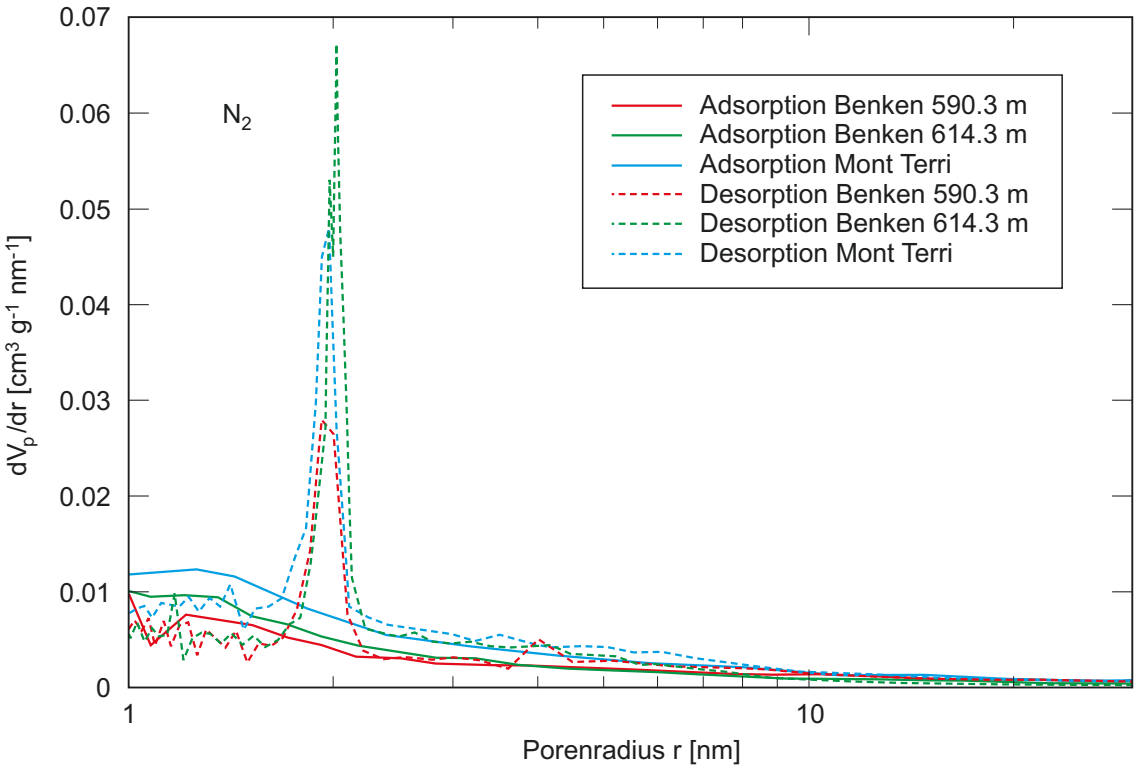


Fig. 5.4-6: Porengrössenverteilungen im Bereich der Mesoporen von Opalinuston aus der Bohrung Benken und aus dem Felslabor Mont Terri, abgeleitet aus Ad- und Desorptionsisothermen von Stickstoff.

Nach Bardot et al. (2001). Bohrung Benken: Proben 590.30 m und 614.33 m.

[20] Je nach Adsorbat unterscheiden sich die Verteilungen recht stark, hingegen sind die Unterschiede für verschiedene Proben bei gleichem Adsorbat relativ gering. Die Kurven zeigen wohl die groben Züge, beinhalten aber auch nicht vollständig geklärte Phänomene. Eine eingehendere Diskussion ist in Gimmi (2003) zu finden.

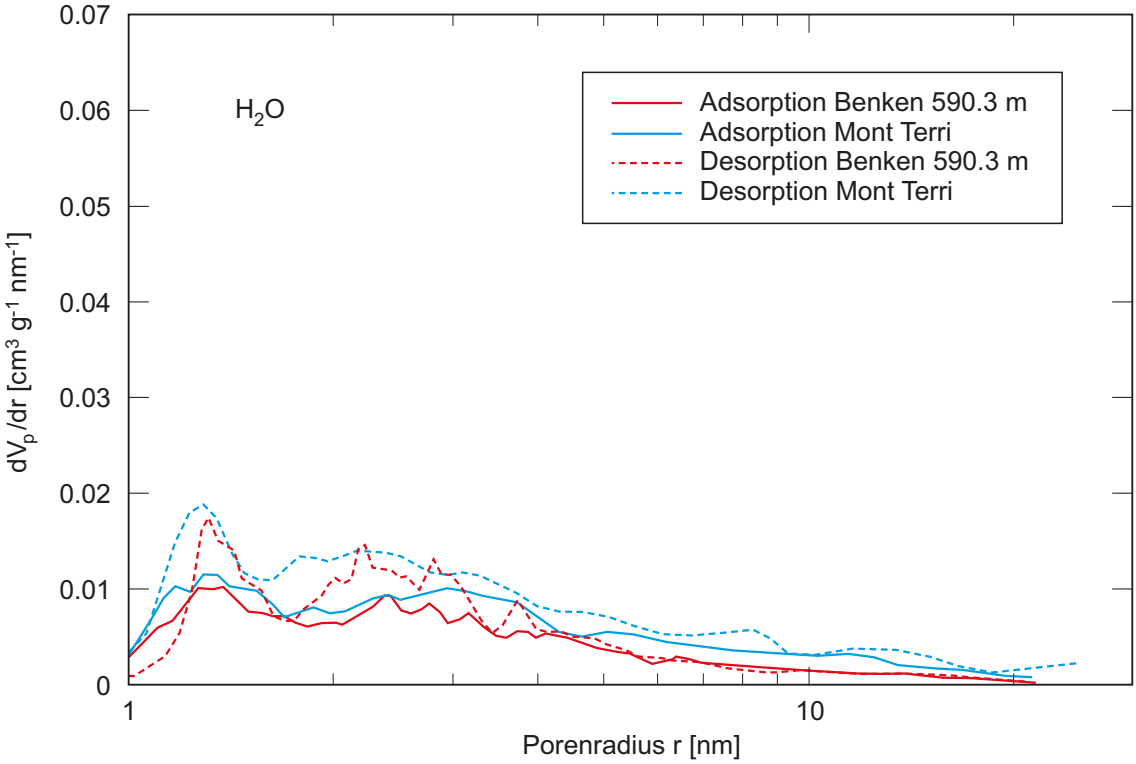


Fig. 5.4-7: Porengrössenverteilungen im Bereich der Mesoporen von Opalinuston aus der Bohrung Benken und aus dem Felslabor Mont Terri, abgeleitet aus Ad- und Desorptionsisothermen von Wasser.

Nach Bardot et al. (2001). Bohrung Benken: Probe 590.30 m.

Bindungszustand des Porenwassers

Tabelle 5.4-6 zeigt die Anteile an gebundenem Wasser, die auf verschiedene Arten geschätzt wurden. Nimmt man an, dass sich zwischen zwei Smektitlagen total nur zwei, an äusseren Oberflächen je zwei Schichten stark gebundenen Wassers befinden, ergibt sich aufgrund der typischen inneren und äusseren Oberflächen ein Gehalt an gebundenem Wasser von etwa 0.084 m^3/m^3, wobei sich dieses etwa zur Hälfte (0.044 m^3/m^3) auf Zwischenschichtwasser, zur anderen Hälfte (0.040 m^3/m^3) auf extern gebundenes Wasser verteilt. Das insgesamt als gebunden taxierte Wasser entspricht einem Anteil von 68 % an der physikalischen[21] oder 78 % an der Wasserverlustporosität.

Zum Vergleich lässt sich aus der Kationenaustauschkapazität (Kap. 5.12) der Anteil an Wasser abschätzen, welcher in Hydrathüllen der Kationen gebunden ist. Nimmt man an, dass Na, K, Ca, Mg und Sr je sechs Wassermoleküle umgeben, liegt dieser bei etwa 0.021 m^3/m^3 oder 17 % der physikalischen bzw. 20 % der Wasserverlustporosität. Bei Annahme von acht Wassermolekülen für die zweiwertigen Kationen wäre der Anteil an gebundenem Wasser mit 0.023 m^3/m^3 etwas höher. In welchem Ausmass neben dem Hydratwasser auch an Tonmineraloberflächen adsorbiertes Wasser auftritt, ist nicht bekannt. Die austauschbaren Kationen können sowohl aus Zwischenschichten wie von externen Oberflächen stammen. Geht man davon aus, dass haupt-

[21] Wie in Kap. 5.4.5 dargelegt, wird der aus Diffusionsexperimenten abgeleitete Wert von 0.124 als bestes Mass für die physikalische Porosität betrachtet.

sächlich ersteres der Fall ist und das Hydratwasser identisch ist mit dem Zwischenschichtwasser, ergäbe sich eine Summe von Hydrat- und externem Schichtwasser von 0.061 m^3/m^3 (50 % oder 57 %). Nimmt man umgekehrt an, dass das Hydratwasser das extern gebundene Wasser darstellt, summiert sich Hydrat- und internes Schichtwasser zu 0.065 m^3/m^3 (53 % oder 61 %). Diese Zahlen geben den möglichen Bereich an, wobei die beiden Konfigurationen die Extremwerte darstellen.

Nach Haas (1991) sollten bei einem relativen Dampfdruck von 0.68 gerade zwei Wasserschichten an äusseren und zwei zwischen den inneren Oberflächen liegen. Diese Konfiguration entspricht dem als gebunden taxierten Wasser. Die Desorptionsisotherme zeigt beim Dampfdruck von 0.68 einen Wassergehalt von 0.075 m^3/m^3, was einem Anteil von 60 % der physikalischen bzw. 69 % der Wasserverlustporosität entspricht. Bei der Adsorption sind die Werte etwas geringer (s. Tab. 5.4-6).

Die Schätzung gemäss Frenkel-Halsey-Hill-Formalismus schliesslich ergibt für die Desorption einen Anteil an gebundenem Wasser von etwa 0.083 m^3/m^3 oder 67 % bzw. 77 %, mit ebenfalls geringeren Werten bei der Adsorption.

Zusammengefasst heisst das: Je nach Methode liegt der Anteil des gebundenen Porenwassers etwa zwischen 45 und 70% der physikalischen bzw. 50 und 80% der Wasserverlustporosität. Umgekehrt könnten etwa 30-55% bzw. 20-50% als freies Porenwasser bezeichnet werden. Die Unsicherheiten sind zum grossen Teil methodisch bedingt.

Tab. 5.4-6: Schätzungen des Anteils an gebundenem Wasser für das Wirtgestein in der Bohrung Benken.

Die Anteile beziehen sich auf die Massenbilanz-Diffusionsporosität von 0.124 (als bestes Mass der physikalischen Porosität) sowie auf die Wasserverlustporosität von 0.108.

Methode	**Erfasste Oberflächen**	**Proben** *	**Gebundenes Wasser [m^3/m^3]**	**Anteil an 0.124 [%]**	**Anteil an 0.108 [%]**
Wasserschichten	extern intern gesamt	a b	0.040 0.044 0.084	32 36 68	37 41 78
Kationenhydratwasser	intern und/oder extern	c	0.021	17	20
Kationenhyd. + externes Schichtw. Kationenhyd. + internes Schichtw.	gesamt gesamt	a, c b, c	0.061 0.065	50 53	57 60
H_2O-Isoth. *rH* 0.68, Desorption H_2O-Isoth. *rH* 0.68, Adsorption	gesamt gesamt	d d	0.075 0.055	60 48	69 51
FHH-Formalismus, Desorption FHH-Formalismus, Adsorption	gesamt gesamt	d d	0.083 0.057	67 46	77 53

* Probenset a: 582.09 m, 590.30 m, 614.33 m, 645.05 m; b: 582.09 m, 614.33 m, 645.05 m; c: 545.16 m, 613.48 m, 645.05 m; d: 590.30 m. Die Tongehalte dieser Proben variieren zwischen 52 und 62 %, die Wasserverlustporositäten zwischen 0.088 und 0.125.

Zugänglichkeit des Porenwassers für gelöste Stoffe

Die Eigenschaften des gelösten Stoffs (z.B. Ladung, Ionen- oder Molekülgrösse) bestimmen den für diesen Stoff zugänglichen Teil der Porosität. Dieser entspricht der Diffusions- bzw. der geochemischen Porosität. Diese beiden Begriffe sind von ihrer Definition her identisch und unterscheiden sich lediglich durch die Messmethodik (s. Kap. 5.4.2).

Aufgrund von ausgepresstem Wasser und wässrigen Auszügen für eine Opalinuston-Probe der Bohrung Benken mit mittlerem Tongehalt ergibt sich ein Cl-zugänglicher Anteil von 48% der Wasserverlustporosität (Details in Waber et al. 2003). Diffusionsexperimente (Van Loon et al. 2002b, 2003; Kap. 5.4.5 und 5.10) mit ^{3}HHO ergaben für eine sehr tonreiche Probe aus Benken Porositäten von etwa 0.14, für Chlorid jedoch lediglich von etwa 0.040 (s. Tab. 5.4-2). Dies heisst, dass in diesem Fall für das Anion Chlorid nur etwa 28 % bzw. (unter Berücksichtigung der angegebenen Fehler) zwischen 22 und 36 % des Porenwassers zugänglich waren. Es muss hier betont werden, dass der atypisch hohe Tongehalt der Probe den Anionenausschlusseffekt verstärkt, und zudem mögliche systematische Fehler der aus Diffusionsexperimenten abgeschätzten Porositäten nicht bekannt sind.

Tab. 5.4-7: Vergleich der Daten zur Porenstruktur von Proben aus der Bohrung Benken und dem Felslabor Mont Terri.

Parameter	**Benken**	**Mont Terri**	**Bemerkungen**
Wasserverlustporosität [–]	0.108	0.157	Wasserverluste bei 105 °C
Äussere Oberfläche BET N_2 [m^2/g]	19 – 49	24 – 37	
Totale Oberfläche EGME [m^2/g]	80 – 107		
Totale Oberfläche Wasser [m^2/g]	56 – 129	112 – 147	Bohrung Benken: aus H_2O-Isothermen; Felslabor Mont Terri: Adsorption nach Keeling
Gebundenes Wasser aufgrund von Kationenhydrathüllen [m^3/m^3]	0.021	0.021	
Anteil gebundenes Wasser aufgrund von Kationenhydrathüllen [%]	20	13	Bezogen auf Wasserverlust
Gebundenes Wasser aufgrund der Annahme zweier Schichten* [m^3/m^3]	0.084*	0.115*	
Anteil gebundenes Wasser unter Annahme zweier Schichten [%]	78	74	Bezogen auf Wasserverlust
Für Cl zugänglicher Porenanteil, berechnet aus Cl-Gehalten in ausgepressten Wässern und wässrigen Auszügen [%]	48	50 – 60	Bezogen auf Wasserverlust
Für Cl zugänglicher Porenanteil, berechnet aus Diffusionsexperimenten [%]	28	55	Bezogen auf die Porosität eines Wassertracers der selben Probe; Bohrung Benken: nur eine Probe mit hohem Tongehalt

* Annahme: Gleiche äussere Oberflächen von etwa 28 m^2/g, totale Oberflächen von 94 und 135 m^2/g.

Vergleich mit dem Felslabor Mont Terri

Die Wasserverlustporosität des Opalinustons vom Mont Terri ist etwa um die Hälfte grösser als diejenige von Benken (Tab. 5.4-7). Proben vom Mont Terri scheinen auch eine grössere spezifische Oberfläche aufzuweisen, wobei der Unterschied vor allem auf grössere innere Oberflächen zurückgeht. Die Unterschiede könnten, wie oben erwähnt, in höheren Tongehalten der Mont-Terri-Proben begründet sein (vgl. Tab. 5.3-1). Die Daten der spezifischen Oberflächen sind allerdings nur beschränkt vergleichbar, da sie teilweise mit verschiedenen Methoden und von verschiedenen Labors erhoben wurden. Der Anteil des Wassers in Hydrathüllen von Kationen ist für den Mont Terri geringer, der aus Porosität und Oberflächen abgeleitete Anteil des gebundenen Wassers etwa gleich gross. Die aus Wasser- oder Stickstoffisothermen bestimmten Porengrössenverteilungen sind an beiden Lokalitäten sehr ähnlich, wie das Figur 5.4-6 und Figur 5.4-7 zeigen.

5.4.7 Porosität, Porenstruktur und Zustand des Porenwassers im Wirtgestein: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Die Untersuchungen am Wirtgestein in der Bohrung Benken haben Folgendes gezeigt:

- Die physikalische Porosität beträgt etwa 0.12. Die Pyknometerporosität sowie die Wasserverlustporosität bei 105 °C betragen etwa 0.11, die entsprechenden Werte am Mont Terri sind mit 0.16 etwas höher.
- Der Anteil an gebundenem Wasser (d.h. Zwischenschichtwasser und äusseres Schichtwasser) macht in der Bohrung Benken je nach Schätzmethode 45-70 % des Porenwassers aus, das als frei klassierte Porenwasser dementsprechend etwa 30-55 % oder etwa 0.036 bis 0.066 m^3/m^3.
- Die meisten Poren liegen im Nanometerbereich (1 bis ca. 25 nm). Porenwasser ist im Gestein also äusserst filigran verteilt. Die sehr kleinen Porengrössen lassen auf sehr geringe hydraulische Durchlässigkeiten schliessen. Der Anteil an Poren grösser als 25 nm ist geringer als etwa 20-30 %.
- Die totale spezifische Oberfläche des Wirtgesteins in der Bohrung Benken beträgt etwa 90 m^2/g, wovon etwa 28 m^2/g (~30%) äusseren und entsprechend etwa 62 m^2/g (~70 %) inneren Oberflächen zugeordnet werden können. Diese Werte zeigen, dass das Wirtgestein sehr viele, aber sehr fein verteilte Poren aufweist. Da die mit Porenwasser in Kontakt stehende Mineraloberfläche sehr gross ist, wird ein gutes Rückhaltevermögen gelöster Stoffe durch Sorption erwartet.

In grobporigen Gesteinen steht in der Regel nahezu die gesamte verbundene Wasserphase für Transportprozesse gelöster Stoffe zur Verfügung und kann advektiv verlagert werden. Dies ist in Tongesteinen angesichts der sehr geringen Porengrössen anders, und die Fliessporosität ist in der Regel deutlich geringer als die physikalische Porosität. Zudem sind Effekte wie Anionenausschluss wichtig. Die transportrelevanten Porositäten ergeben sich aus einer Kombination von (speziesabhängiger) Zugänglichkeit und vom Bindungszustand bzw. der Mobilität des Porenwassers. Es existieren z.Z. keine verlässlichen Daten über Fliessporositäten für geladene oder ungeladene *Tracer* im Wirtgestein von Benken. Die vorliegenden Daten zur Zugänglichkeit und zum Bindungszustand des Porenwassers legen aber folgende Schlüsse nahe:

- Fliessporositäten (d.h. Anteile des unter der Wirkung eines hydraulischen Gradienten mobilen Wassers) entsprechen prinzipiell dem freien Porenwasser, könnten aber je nach Druckgradienten variieren und insbesondere bei geringen Gradienten auch wesentlich kleiner sein.

- Wassertracer wie ^{3}HHO, ^{2}HHO oder $H_2{}^{18}O$ können diffusiv vom mobilen oder freien auch ins gebundene Wasser gelangen. Falls dieser diffusive Austausch schnell genug ist im Vergleich zur Verlagerungszeit, befinden sich Konzentrationen im freien und gebundenen Wasser im Gleichgewicht. Dann ist der von den *Tracern* eingenommene Porenraum grösser als der mobile Anteil und kann im Maximum der physikalischen Porosität entsprechen.
- Anionen werden von Tonmineraloberflächen abgestossen. Der für Anionen zugängliche Porenraum ist deshalb generell kleiner als die physikalische Porosität, je nach Tongehalt der Probe und Ionenstärke der Lösung. Auspress-Experimente an Opalinuston vom Mont Terri deuten auf einen zugänglichen Bereich für Cl von etwa 50–60 % der physikalischen Porosität.
- Für Kationen ist im Prinzip das gesamte Porenwasser zugänglich, inklusive das Zwischenschichtwasser. Der Austausch von Kationen im mobilen oder freien Wasser und solchen im gebundenen Wasser nahe den Oberflächen ist jedoch nicht einfach diffusionskontrolliert wie bei Wassertracern, sondern durch die Austauschgleichgewichte geprägt.
- Für ungeladene Spezies ist – je nach Grösse – das gesamte oder lediglich das freie Porenwasser und das äussere Schichtwasser zugänglich.

5.5 Deformationsstrukturen im Wirtgestein

5.5.1 Strukturelles Inventar

Angesichts der Seltenheit von Deformationsstrukturen im Opalinuston wird für die Erarbeitung einer Datenbasis ein grosses Gebiet betrachtet, welches vom nördlichen Faltenjura im Westen bis zum süddeutschen Teil des Molassebeckens im Osten reicht. In diesem Gebiet lassen sich Sprödstrukturen (Störungen oder Bruchzonen, Verschiebungsflächen, Klüfte) beobachten. Informationen liegen von folgenden Lokalitäten vor:

- Bohrung Benken
- Ältere Nagra-Bohrungen (Schafisheim, Riniken, Weiach)
- Tongruben (z.B. Siblingen, Erzingen, Schinznach)
- Felslabor Mont Terri
- Bachaufschlüsse bei Jungingen (Schwäbische Alb).

Die nachstehende Charakterisierung der Sprödstrukturen im Opalinuston, resp. im Wirtgestein, beruht auf einer Kompilation von Mazurek (2001a). Im Bereich des Faltenjuras stehen ausser dem Felslabor Mont Terri auch Beobachtungen aus anderen Tunneln zur Verfügung. Die daraus abgeleiteten hydrogeologischen Erkenntnisse sind in Kapitel 5.8.6 zusammengefasst.

Bohrung Benken

Insgesamt gibt es im Abschnitt Murchisonae-Schichten und Opalinuston der Bohrung Benken äusserst wenige Sprödstrukturen. Neben vereinzelten Verschiebungsflächen und mm-dünnen, stets vollständig verfüllten und nicht reaktivierten Adern wurde eine ca. 10 cm mächtige Störung durchteuft, bestehend aus Gesteinsbruchstücken, Verschiebungsflächen und einigen Klüften (Fig. 5.5-1). Sämtliche acht im Opalinuston beobachteten Klüfte kommen als Elemente von Scherstrukturen (Verschiebungsflächen, Störungen) vor, in keinem einzigen Fall aber als selbständige Strukturen.

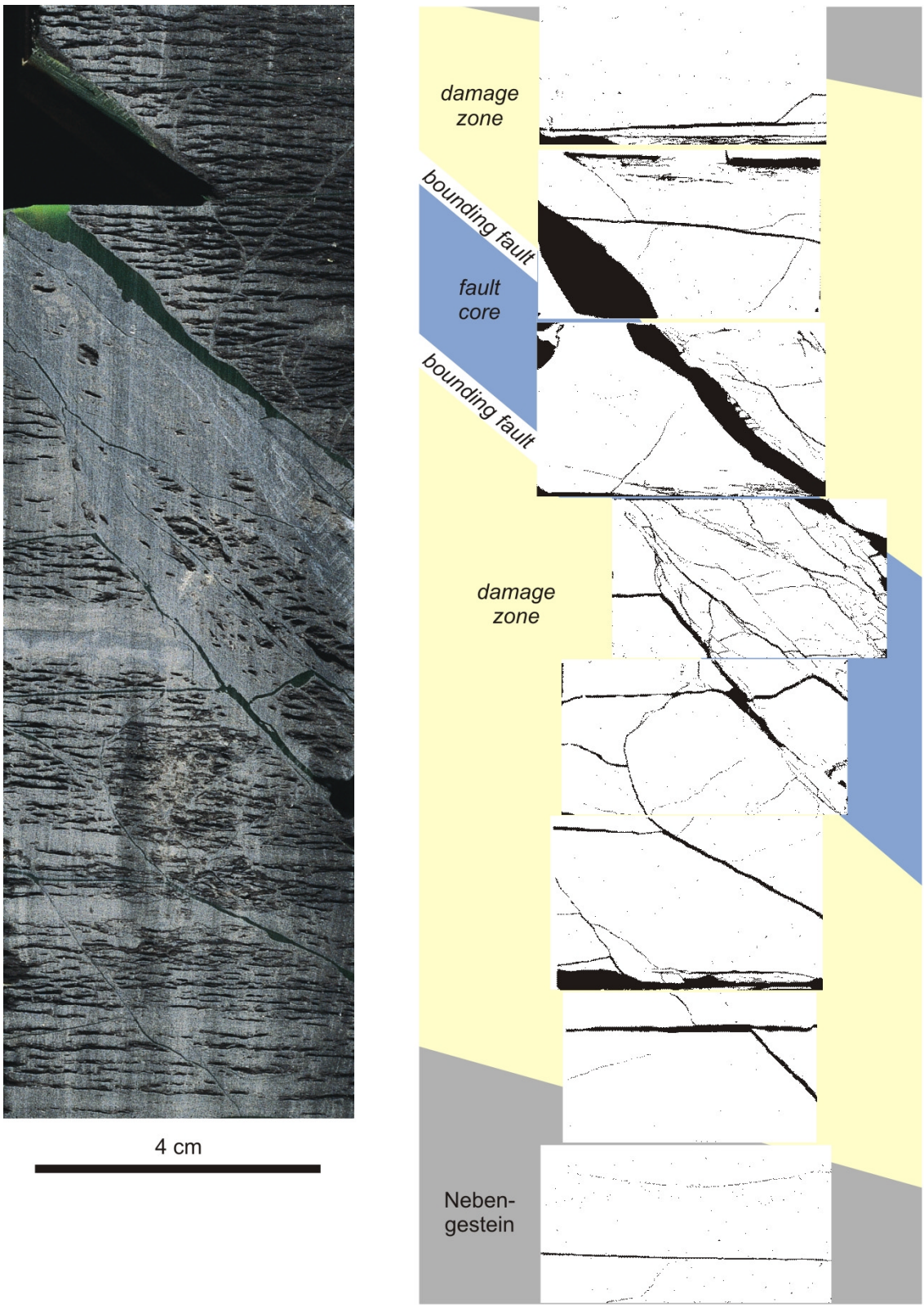


Fig. 5.5-1: Kleine Störung im Opalinuston der Bohrung Benken (601.82–601.95 m).

Geometrie (Foto links) sowie Verteilung der Porenräume (rechts). Die beiden Bildteile entsprechen aus methodischen Gründen nicht exakt derselben Fläche (Abstand ca. 1 cm).

Bohrungen Weiach, Riniken und Schafisheim

In der Bohrung Weiach sind Sprödstrukturen im Opalinuston etwas häufiger als in Benken. In den Bohrungen Riniken und Schafisheim hingegen ist vor allem der unterste Teil des Opalinustons stark gestört und enthält m-mächtige spröde Bruchzonen mit dm-mächtigen Horizonten von *Fault gouges/breccias.* Adern (vor allem mit Calcitfüllung) sind selbst in den am stärksten deformierten Abschnitten selten.

Oberflächenaufschlüsse

Oberflächenaufschlüsse eignen sich insbesondere für die Charakterisierung steilstehender Strukturen sowie zur Untersuchung ihrer Längenausdehnung. Begehungen in den Tongruben Siblingen, Erzingen und Schinznach haben nur wenige nennenswerte Strukturen zu Tage gefördert. Die grösste Störung ist in der Tongrube Siblingen über Dekameter hinweg verfolgbar (Fig. 5.5-2). Daraus wird gefolgert, dass Störungen im Opalinuston des Nordschweizer Tafeljuras eher selten vorkommen und dass die geringe Häufigkeit von Störungen in der Bohrung Benken nicht auf mangelnde Repräsentativität zurückzuführen ist. Hingegen ist es durchaus möglich, dass die beobachteten Störungen den Opalinuston in dessen ganzer Mächtigkeit durchsetzen.

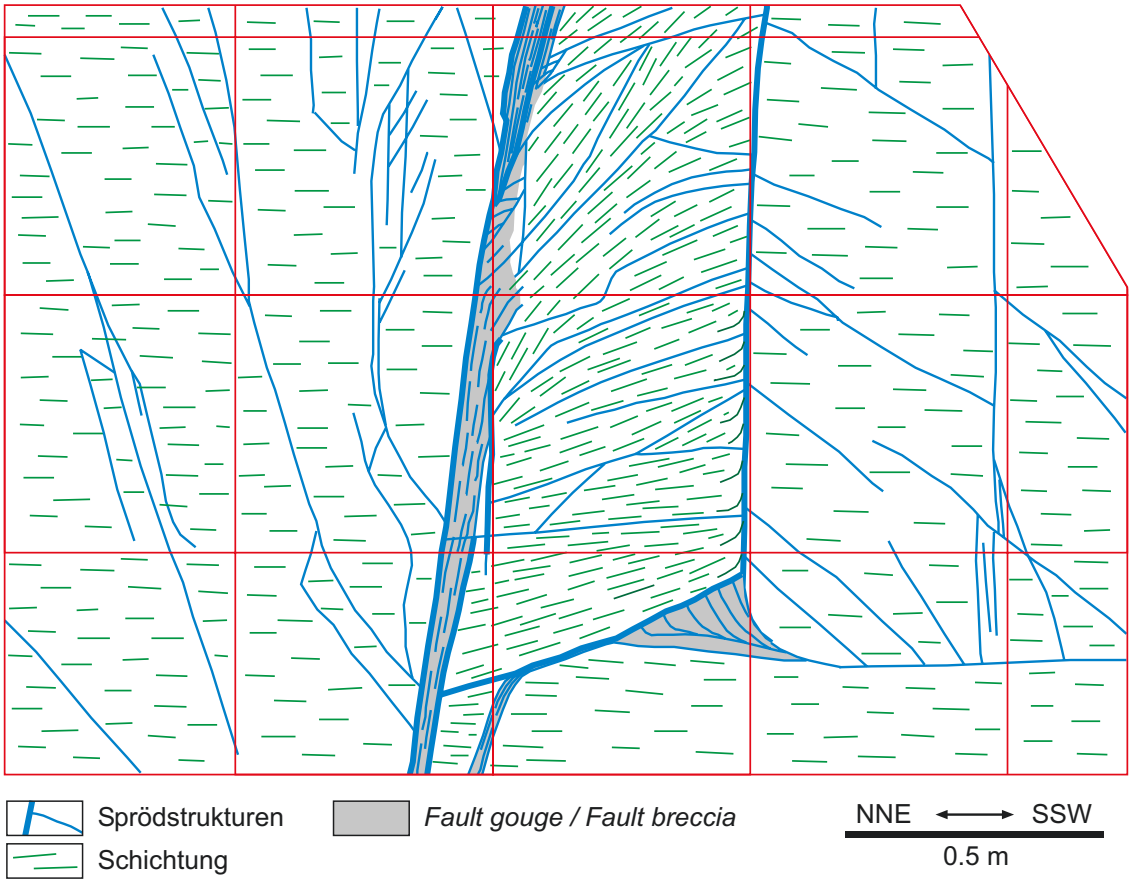


Fig. 5.5-2: Strukturelle Karte einer Störung in der Tongrube Siblingen.
Blick gegen ESE auf eine senkrechte Wand.

In einem Opalinuston-Bachaufschluss bei Jungingen (Schwäbische Alb, D) wurde in einer kalkreicheren Bank eine Störung beobachtet. Sie besteht aus 1–2 durchlaufenden Hauptstrukturen, wobei eine mögliche *Damage zone* (Definition s.u.) wegen der Aufschlussverhältnisse schlecht beobachtbar ist. Sie enthält eine ca. 1 cm mächtige Calcit-Ader.

Felslabor Mont Terri

Angesichts der Position im Faltenjura sind allenfalls andere, eher stärker ausgeprägte Sprödstrukturen zu erwarten als im Tafeljura. Zu erwähnen ist der *Main fault*, eine ca. 1 m mächtige und > 70 m lange Überschiebung (Fig. 5.5-3). Ansonsten liegt die Häufigkeit von Verschiebungsflächen, gemessen senkrecht zur Schichtung, im ganzen Felslabor im Bereich von 1 m^{-1}. Klüfte sind hingegen deutlich weniger häufig (ca. 0.1 m^{-1}).

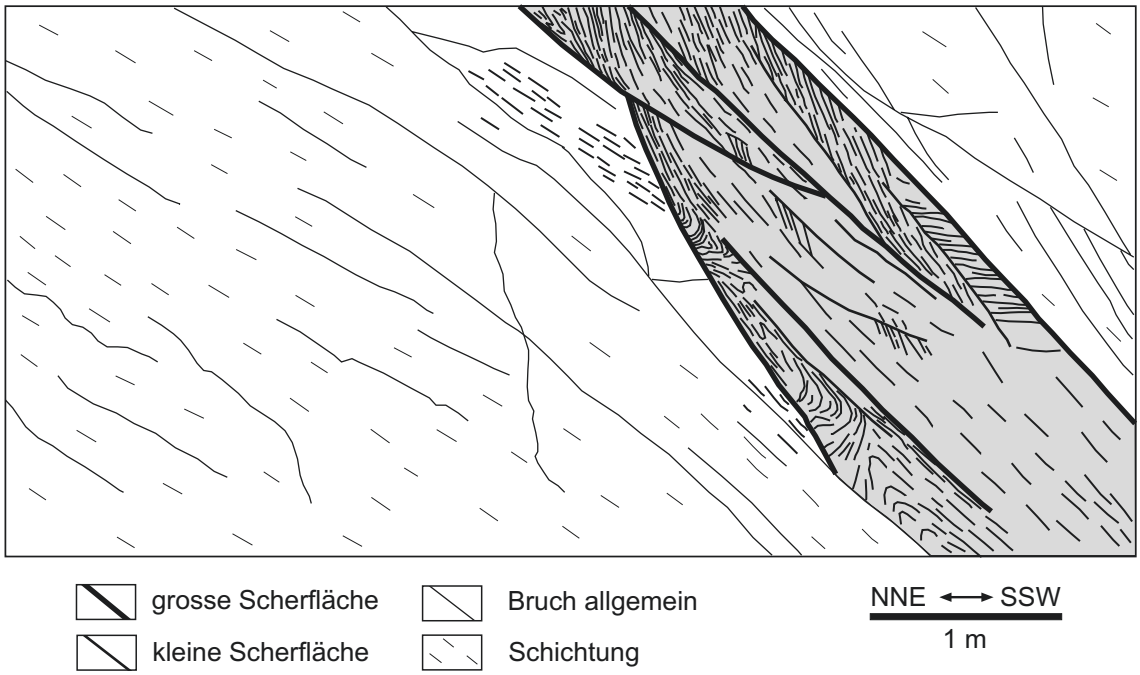


Fig. 5.5-3: Karte des *Main fault* im Felslabor Mont Terri (vertikaler Schnitt).
Geologische Aufnahme: P. Bossart & M. Mazurek.

5.5.2 Anatomie von Störungen

Trotz des weiten Spektrums in Bezug auf die Grössenmassstäbe ähneln sich alle im Opalinuston beobachteten Störungen in ihrer Anatomie, einschliesslich des *Main fault* am Mont Terri. Ein zentraler Bereich, in welchem der grösste Teil der Scherdeformation stattgefunden hat *(Fault core)*, beinhaltet randlich auf beiden Seiten ausgedehnte, parallele Scherbahnen (*Bounding faults*), welche einen Bereich aus aufgelockertem, zerrüttetem Tonmaterial (z.T. *Fault gouge*) enthalten (s. z.B. Fig. 5.5-1, Fig. 5.5-2). Ausserhalb des *Fault core* ist in vielen Fällen (z.B. Bohrung Benken, Tongrube Siblingen) beidseits eine Zone mit beschränkter Klüftung zu beobachten, welche als Auflockerungszone *(Damage zone)* interpretiert wird. Ihre Mächtigkeit entspricht ungefähr derjenigen des *Fault core.* Im Felslabor Mont Terri wurde eine Auflockerungszone um den *Main fault* hingegen nicht festgestellt (Fig. 5.5-3). Mineraladern in Störungen kommen nur selten vor und sind volumetrisch unbedeutend (Kap. 5.3.5). Daraus wird

gefolgert, dass mit der Deformation nur sehr wenig Dilatanz verbunden war und die Störungen somit bei erhöhten effektiven Normalspannungen, also bei bedeutender Überlast, entstanden sind.

5.5.3 Mineralogie von Sprödstrukturen

Aufgrund der Daten und Beobachtungen in Kapitel 5.3 kann geschlossen werden, dass die Mineralogie von Störungen, einschliesslich von *Fault gouges*, nahezu identisch ist mit derjenigen des ungestörten Nebengesteins.

Der volumetrische Anteil von Kluft- und Adermineralien in Störungen, welche die tonige Fazies des Opalinustons durchschlagen, ist sehr klein (<< 1 Vol.-%). In kalkig-sandigen Lagen können selten bis cm-dicke Calcit-Adern vorkommen. Aufgrund der Beobachtungen ist nicht zu erwarten, dass solche Adern entlang der gesamten Ausdehnung einer Störung vorkommen. Zudem steht eine allfällige Kluftporosität in jedem Fall wenigstens einseitig mit der Gesteinsmatrix in direktem Kontakt, da eine allfällige Reaktivierung dem Kontakt Ader/Gestein folgen würde. Nicht zu Störungen gehörige Adern sind max. mm-dick und sehr selten. Keine einzige von diesen ist heute reaktiviert, wohl weil sie mechanisch keine Rolle spielen bzw. eine höhere Festigkeit aufweisen als der Opalinuston.

5.5.4 Konzeptualisierung von Sprödstrukturen im Wirtgestein

Für die Quantifizierung des Radionuklidtransports im Wirtgestein werden Modelle verwendet, welche unter anderem die Geometrie sowie die mineralogischen und petrophysikalischen Eigenschaften der möglichen Wasserfliesspfade berücksichtigen. In diesem Abschnitt werden die oben charakterisierten Sprödstrukturen konzeptualisiert und mit vereinfachten Parametersätzen versehen, welche als Basis für Modellrechnungen verwendbar sind. Es gibt zwar keine Hinweise, dass natürliche Sprödstrukturen im Tiefenbereich eines Lagers hydraulisch wirksam sind (Kap. 5.8.6), dennoch werden in der Sicherheitsanalyse solche Rechnungen im Sinn von *what if*-Überlegungen durchgeführt (Kap. 9.4.2, Nagra 2002b).

Geometrie spröder Scherstrukturen

Wie oben ausgeführt, wurden im Opalinuston Störungen und Verschiebungsflächen, aber nur sehr wenige Klüfte beobachtet. Daher beschränkt sich im Folgenden die Diskussion auf die Scherstrukturen. Angesichts der eher geringen Datengrundlage wird zunächst von einem verallgemeinerten Ansatz zur Konzeptualisierung ausgegangen. In der Literatur (z.B. Caine et al. 1996, Caine & Forster 1999) werden aufgrund zahlreicher Feldbeobachtungen vier Endglieder von Brucharchitekturen in Störungen unterschieden (Fig. 5.5-4):

1. Der einfachste Bruchtyp ist der *einzelne Scherbruch (single fracture fault)*, d.h. eine isolierte Verschiebungsfläche ohne Begleitgefüge.
2. Eine *lokalisierte Bruchzone (localized deformation zone)* besteht aus einem im Vergleich zur Ausdehnung der Störung schmalen Bereich mit starker kataklastischer Deformation. Die Begrenzung zum Nebengestein ist scharf und wird beidseits von durchgehenden Bruchflächen definiert.
3. Eine *verteilte Bruchzone (distributed deformation zone)* besteht aus einem Netzwerk von verschieden orientierten, im Vergleich zur Gesamtausdehnung der Störung kurzen Einzelstrukturen (Verschiebungsflächen, Klüfte). Die finite Deformation findet in diesem Fall nicht entlang einer einzigen Struktur statt, sondern ist über ein bestimmtes Volumen verteilt.

4. Eine *komplex zusammengesetzte Bruchzone (composite deformation zone)* kann konzeptuell als Überlagerung einer lokalisierten und einer verteilten Bruchzone verstanden werden. Im mechanistischen Sinn handelt es sich um komplexe Bruchstrukturen, bestehend aus einem *Fault core*, in welchem der grösste Teil der Scherdeformation stattfindet, und einer umgebenden *Damage zone*, der Auflockerungszone.

Es ist zu bemerken, dass entlang einer Störung die Bruchgeometrie nicht notwendigerweise konstant ist. So ist es möglich, dass einzelne Scherbrüche in Form von lokalisierten *Fault steps* Komplikationen aufweisen und dort eher als verteilte oder komplex zusammengesetzte Bruchzonen zu bezeichnen sind (Mazurek et al. 1998, Fig. 4).

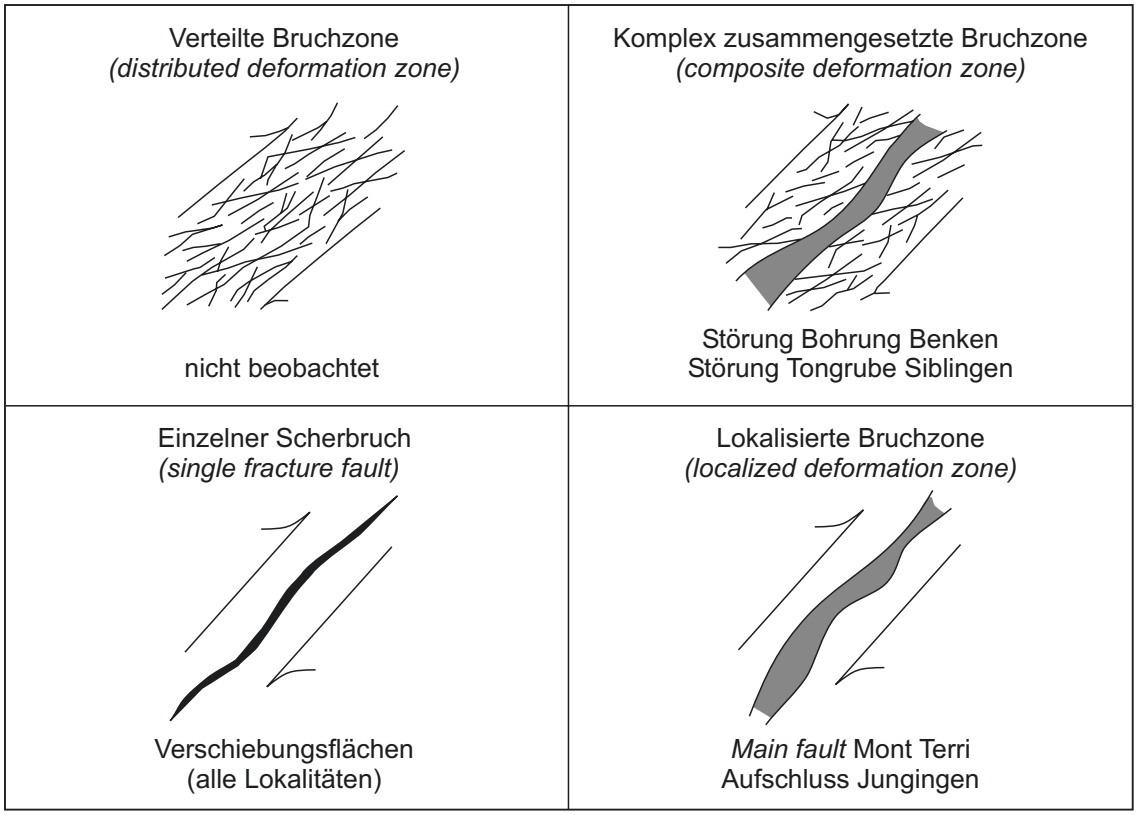


Fig. 5.5-4: Typen von Brucharchitekturen (nach Caine et al. 1996).

Brucharchitektur im Opalinuston

Alle im Opalinuston beobachteten Sprödstrukturen (z.B. Fig. 5.5-1, Fig. 5.5-2, Fig. 5.5-3) lassen sich gut ins obige Schema einpassen.

a) Verschiebungsflächen sind Einzelstrukturen und entsprechen weitgehend einzelnen Scherbrüchen.

b) Der *Main Fault* am Mont Terri sowie die Störung im Aufschluss bei Jungingen bestehen aus einem stark deformierten Zentralbereich, welcher von durchlaufenden Scherflächen seitlich begrenzt wird. Eine *Damage zone* wurde in diesen Aufschlüssen nicht beobachtet (weil sie entweder nicht vorhanden oder schlecht beobachtbar ist), und somit entsprechen diese Strukturen lokalisierten Bruchzonen.

c) Die kleine Störung in der Bohrung Benken wie auch die wesentlich grössere Störung in der Tongrube Siblingen sind dem Modell einer komplex zusammengesetzten Bruchzone mit *Fault core* und *Damage zone* sehr nahe.

d) Verteilte Bruchzonen wurden im Opalinuston nicht beobachtet.

Das obige Schema ist für Bruchgeometrien in verschiedenen Grössenmassstäben anwendbar. So ist z.B. innerhalb der komplex zusammengesetzten Bruchzonen die Störung in Siblingen mehr als eine Grössenordnung grösser als diejenige in der Bohrung Benken, und trotzdem sind die Geometrien prinzipiell ähnlich. Dasselbe gilt auch für lokalisierte Bruchzonen (*Main fault* im Mont Terri/Störung bei Jungingen).

Konzeptualisierung der Bruchgeometrie

Die konzeptuellen Darstellungen der vier Störungstypen in Figur 5.5-5 beziehen sich auf die Geometrie und tragen keine direkten Implikationen bezüglich der Verteilung allfälliger höherdurchlässiger Strukturen, d.h. der Fliessporosität, da hierzu die direkte Beobachtungsbasis fehlt. Die geometrische Parametrisierung in Figur 5.5-5 bezieht sich auf die konkret untersuchten Fallbeispiele (s.o.) und wurde direkt aus den Kartierungen abgeleitet, da eine grössere Datenbasis für die Herleitung von Mittelwerten und Streubereichen nicht vorhanden ist. Die Angaben über die Längenausdehnung der jeweiligen Strukturen beruhen nicht auf Beobachtung, sondern sind grobe Schätzungen aufgrund der Mächtigkeit.

a) Einzelne Scherbrüche bestehen aus einer einzigen Bruchfläche, welche geringe Mengen *Fault gouge* (< 1 mm mächtig) enthält oder frei von Füllungen ist. Die laterale Ausdehnung ist schwierig zu charakterisieren und wird grob im Bereich von Metern bis Dekametern angesiedelt.

b) Die Hauptstrukturen von lokalisierten Bruchzonen sind die *Bounding faults*, welche den Zentralbereich einfassen. Diese enthalten typischerweise *Fault gouges/breccias.*

c) Komplex zusammengesetzte Bruchzonen besitzen im Vergleich zu lokalisierten Bruchzonen zusätzlich eine Auflockerungszone, welche den Zentralbereich umgibt.

Die mineralogische Zusammensetzung ist gleich für alle Einheiten der Störungen und kann direkt Tabelle 5.3-1 entnommen werden. Die Matrixporosität aller Einheiten mit Ausnahme von *Fault gouges/breccias* kann direkt aus Tabelle 5.4-2 übernommen werden (möglicherweise ist die Porosität im *Fault core* etwas erhöht, aber es bestehen keine direkten Messungen). In den *Fault gouges/breccias* ist die Porosität deutlich höher, und es können die Werte gemäss Figur 5.4-5 für den Mont Terri (d.h. ca. 0.20) verwendet werden. Figur 5.5-6 fasst die Herleitung der konzeptuellen Modelle aufgrund der Feldbefunde am Beispiel der Störungszone in der Tongrube Siblingen zusammen.

In der Sicherheitsanalyse werden im Rahmen von *what if*-Überlegungen Rechenfälle durchgeführt, welche von der Entstehung neuer bzw. der Reaktivierung bestehender Sprödstrukturen ausgehen und Wasserfluss in diesen annehmen, obwohl dieser heute nicht stattfindet. Im Rahmen dieser Rechnungen ist es plausibel, mit Advektion entlang der durchlaufenden Scherflächen (*Bounding faults*) am Rande des *Fault core* zu rechnen, oder allenfalls in Kluftnetzwerken innerhalb der *Damage zone.* In Bezug auf die Sorptionseigenschaften für Radionuklide bestehen prinzipiell keine grösseren Unterschiede zwischen diesen potenziellen Fliesspfaden und der Gesteinsmatrix. Angesichts der Armut an Mineralisierungen und der Abwesenheit hydrothermaler Umwandlung ist im Vergleich zu kristallinen Gesteinen eine geringe Heterogenität des Flusses innerhalb einer Struktur (d.h. geringes "*Channelling*") zu erwarten. In allen

Fällen steht eine mögliche Fliessporosität in direktem Kontakt mit der Gesteinsmatrix. Die Annahme uneingeschränkter Matrixdiffusion ist daher gerechtfertigt.

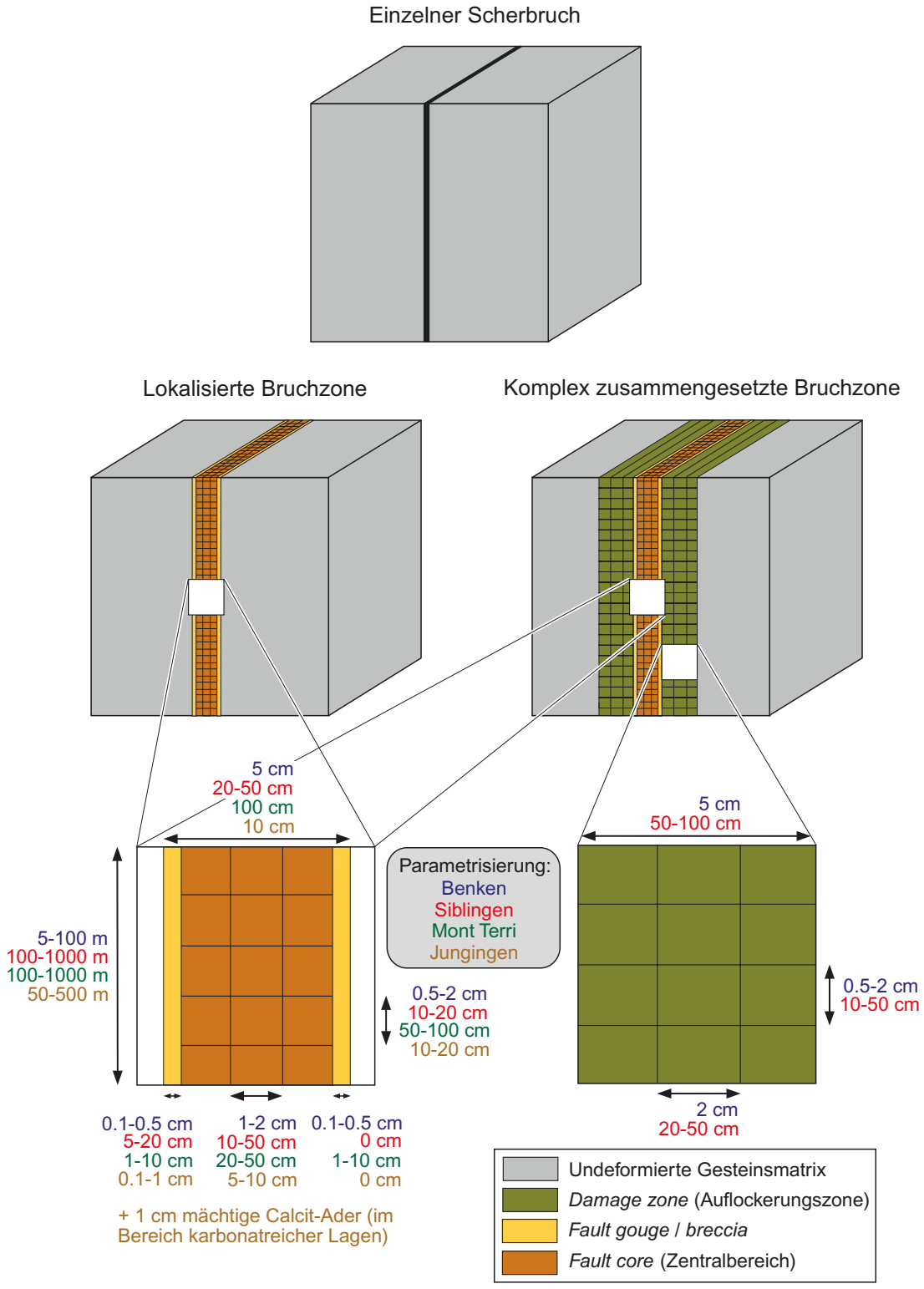


Fig. 5.5-5: Vereinfachte konzeptuelle Darstellung von beobachteten Brucharchitekturen im Opalinuston.

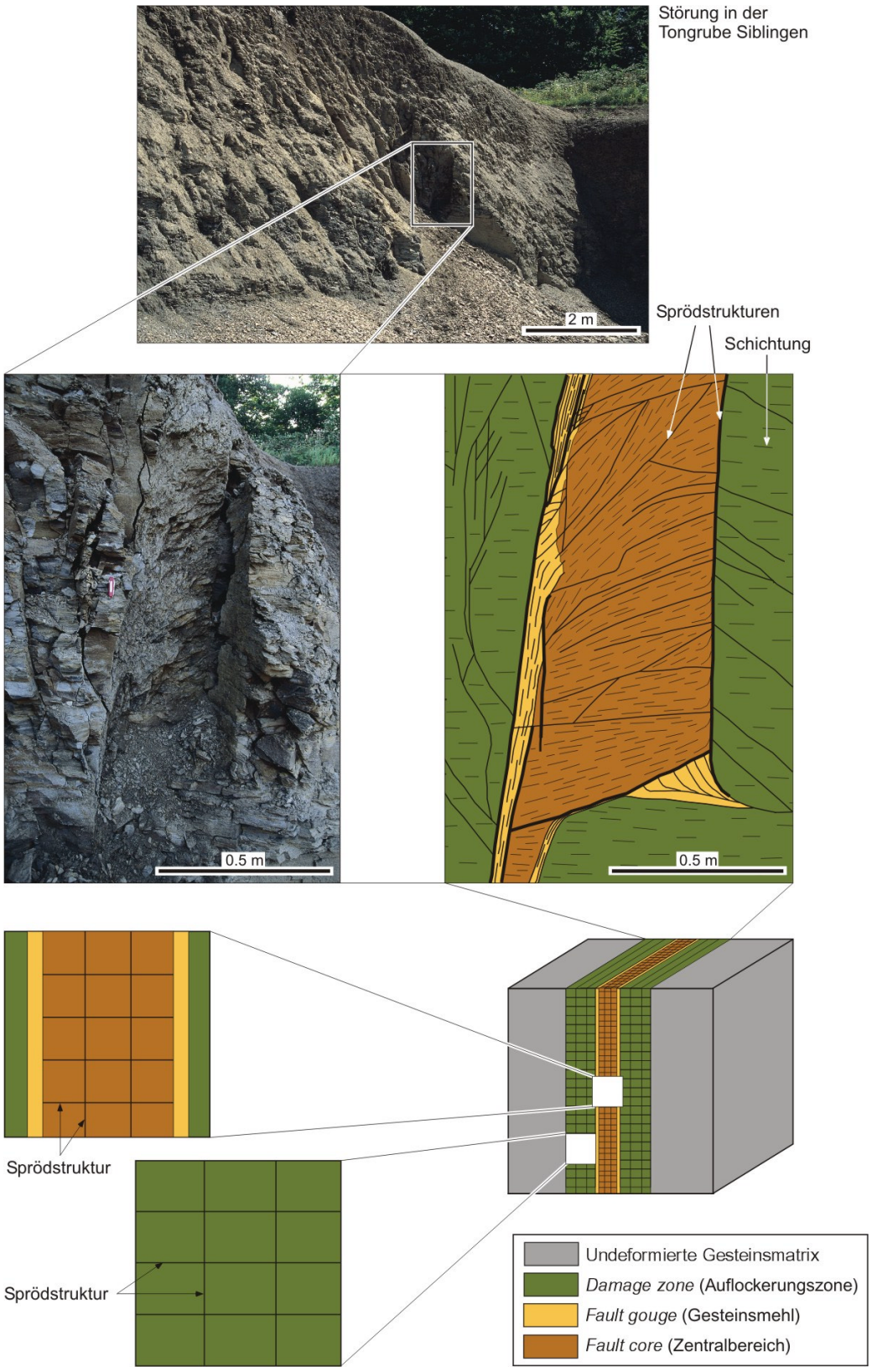


Fig. 5.5-6: Zusammenfassende Darstellung der Herleitung der geometrischen konzeptuellen Modelle von Störungen im Opalinuston an einem Beispiel aus der Tongrube Siblingen.

5.5.5 Kleinräumige und mikroskopische Strukturen

Die bisher beschriebenen Strukturen beziehen sich auf den Längenmassstab von Metern bis Kilometern, während hier kleinere Grössenmassstäbe behandelt werden.

Cosgrove (2001) beschreibt Sprödstrukturen im südwestenglischen *Mercia Mudstone,* welche in Form von Sandinjektionen oder in Form gipsgefüllter Ader-Netzwerke erhalten geblieben sind. Er folgert, dass diese nur lokal auftretenden Strukturen im ganzen Gesteinsvolumen vorhanden waren, zum grossen Teil aber durch den Kompaktionsprozess verheilt wurden und nur in der Umgebung von Evaporithorizonten und Sandkörpern erhalten geblieben sind.

Im Opalinuston des Tafeljuras und des Molassebeckens wurden kleinräumige Strukturen wie Mikrorisse oder Riss- bzw. Ader-Netzwerke nicht beobachtet. Die Existenz von Strukturen im Verlauf der frühen Kompaktionsgeschichte ist wohl möglich, allerdings wurden diese dann, analog obigem Fallbeispiel, durch die fortschreitende Kompaktion bis zur Unkenntlichkeit verheilt und sind heute nicht mehr nachweisbar.

5.5.6 Oberflächennahe Strukturen

In Tongruben (z.B. Siblingen) sind subvertikale Systeme von dilatanten Kluftstrukturen festzustellen, entlang derer Oberflächenwässer ins Gestein infiltrieren konnten und zu Oxidationssäumen im Gestein geführt haben (Mazurek et al. 1996). In grösserer Tiefe wurden solche Klüfte weder in Bohrungen noch Tunneln beobachtet und werden als Dekompaktionsphänomene betrachtet, welche nur bei sehr geringer Überdeckung (wenige Dekameter) vorkommen. Sie führten vermutlich auch zur deutlich erhöhten hydraulischen Durchlässigkeit, welche Hekel (1994) in den obersten Dekametern des Opalinustons beobachtet hat (vgl. auch Kap. 5.8.6 und Kap. 8.3.2).

5.5.7 Deformationsstrukturen im Wirtgestein: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

- Störungen und Verschiebungsflächen im Opalinuston der Bohrungen Benken und Weiach sowie in Tongruben in der Umgebung kommen nur selten vor und zeigen mittleres bis steiles Einfallen. Klüfte kommen in der Bohrung Benken nur in räumlicher Assoziation mit Scherstrukturen vor.
- Gegen Westen nimmt die spröde Deformation insbesondere an der Basis des Opalinustons bedeutend zu, was möglicherweise mit dem alpinen Fernschub und der Jura-Überschiebung zusammenhängt. Von dieser Interpretation ausgehend ist im Zürcher Weinland nicht mit einem so stark ausgeprägten Deformationsmuster zu rechnen, wie es im Opalinuston der Bohrungen Schafisheim und Riniken beobachtet wurde.
- Trotz des weiten Spektrums bezüglich Grössenmassstab haben alle beobachteten Störungen einen ähnlichen Aufbau. Im Zentrum befindet sich der *Fault core* (Zone mit zahlreichen Scherzonen), oft begrenzt durch parallele Scherzonen, welche v.a. aus *Fault gouge*-Material bestehen. Ein Teil der Störungen besitzt zusätzlich eine Auflockerungszone (*Damage zone*) mit Klüften.
- Die geometrischen Muster aller beobachteten Sprödstrukturen lassen sich in drei Grundtypen einteilen (einzelner Scherbruch, lokalisierte sowie komplex zusammengesetzte Bruchzone), welche eine enge Entsprechung zu Klassifikationsschemata in der Literatur aufweisen.

- Die Mineralogie von Störungen ist identisch mit derjenigen der undeformierten Gesteinsmatrix, mit Ausnahme von unbedeutenden Mengen von Adermineralien (v.a. Calcit, << 1 Vol.-%).
- Angesichts der Abwesenheit von Kleinstrukturen im mm- bis dm-Bereich sind die mechanischen Schwachstellen des Opalinustons bei einer hypothetischen Bruchbildung (z.B. mikroskopische Rissausbreitung infolge von lagerinduzierter Gasbildung) vor allem die Schichtung sowie die grösseren Störungszonen.
- In Oberflächennähe (Überlagerung max. einige Dekameter) entstehen im Opalinuston Entlastungsklüfte, welche im Vergleich zu Bereichen grösserer Überlagerung zu bedeutenden Unterschieden der strukturellen, hydraulischen und geochemischen Eigenschaften führen.

5.6 Petrophysikalische Eigenschaften des Wirtgesteins

Die petrophysikalischen Eigenschaften der Gesteine ermöglichen ihre objektive Klassifizierung und dienen zudem als Eingabeparameter für Modellierungen. Wichtige Parameter für felsmechanische, geophysikalische und hydrogeologische Untersuchungen sind:

- Gesteinsdichte
- Seismische Geschwindigkeiten
- Dynamische elastische Eigenschaften
- Wärmeleitfähigkeit
- Wärmekapazität
- Wärmeausdehnung
- Quelldruck
- Quellhebung.

5.6.1 Charakterisierung der Gesteine

Die Messung der petrophysikalischen Eigenschaften erfolgt prinzipiell auf zwei unterschiedliche Arten. Einerseits werden diese Parameter mit Hilfe von Bohrlochsonden in situ in Bohrungen gewonnen, andererseits werden sie an Kernproben im Labor gemessen. Die In-situ-Messungen haben den Vorteil, dass die Parameter unter nahezu ungestörten Bedingungen (Druck, Temperatur) kontinuierlich über die gesamte Bohrstrecke gemessen werden; allerdings müssen meist indirekte Methoden und oft empirische Relationen genutzt werden, um die Parameter zu bestimmen. Laboruntersuchungen, die jeweils nur Stichproben darstellen können, sind methodisch meist besser, aber damit auch viel aufwändiger. Es besteht ausserdem die Gefahr, dass die Ergebnisse durch irreversible Deformtionen bei der Probenentnahme verfälscht sind. Eine Tabelle aller mit Bohrlochsonden im Opalinuston der Bohrung Benken gemessenen Parameter sowie die dazugehörigen Messungen (Logs) findet man in Nagra (2001).

Wichtige petrophysikalische und felsmechanische (*small strain properties*) Eigenschaften zur Charakterisierung der Gesteine sind Dichte und seismische Geschwindigkeiten und die daraus abgeleiteten dynamischen elastischen Eigenschaften. Sie sind ausschlaggebend für seismische Modellierungen (z.B. *lateral prediction*) und liefern auch wichtige felsmechanische Informationen. So spiegelt die Gesamtdichte des wassergesättigten Gesteins (*bulk wet density*) bei relativ konstanter Korndichte, wie sie im Opalinuston beobachtet wird, die Porosität und damit den Wassergehalt wider. Die seismischen Geschwindigkeiten geben, zusammen mit anderen

Parametern (z.B. natürliche Gamma-Strahlung, elektrische Leitfähigkeit), einerseits Hinweise auf die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine, andererseits erlauben sie es, mechanisch ungestörte von gestörten Bereichen zu unterscheiden.

Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität werden als Parameter benötigt, um Aussagen über die zeitliche Entwicklung der Temperatur im Lagerbereich nach der Einbringung von wärmeerzeugenden Abfällen machen zu können. Da eine Temperaturänderung in hydraulisch gering durchlässigen Gesteinen sowohl zu einer Porendruckerhöhung, einer Spannungsänderungen als auch zu einer Festigkeitserniedrigung und einer Änderung der Kriechraten sowie zu mineralogischen Veränderungen führen kann, sind diese Parameter sehr wichtig bei der Beurteilung der Langzeitentwicklung eines geologischen Lagers.

Die Daten zum Quellvermögen sind notwendig zur Untersuchung der bautechnischen Machbarkeit, da druckhaftes (quellendes) Gestein problematisch für die Stabilität eines Hohlraums sein kann. Meist ist das Quellen der Tonsteine aber nicht der primäre Grund für Probleme beim Tunnelbau, vielmehr führt die Einlagerung von Wasser in das aufgelockerte Gebirge um dem Hohlraum zu einer Reduktion seiner Festigkeit (Kap. 5.7) und damit zu zusätzlichen Deformationen. Wichtig ist der Quellprozess auch bei der Schliessung und Abdichtung von natürlichen und induzierten Rissen (Selbstabdichtung, Kap. 5.8). Durch das Quellen des Gesteins werden einerseits Risse geschlossen, andererseits können die entlasteten Grenzflächen des Risses desintegrieren und zu einer Erniedrigung der Rissporosität und -Permeabilität beitragen (Kap. 5.7).

5.6.2 Methodik und Resultate

Dichte

Die durchschnittliche Dichte des bergfeuchten Kernmaterials beträgt 2520 ± 30 kg/m^3. Die Resultate der Messungen der Gesteins- und Korndichte sind in Kapitel 5.4.5 zusammengefasst.

Ultraschallgeschwindigkeiten und dynamische Elastizitätsparameter

Ultraschallmessungen an Bohrkernen zur Bestimmung der Geschwindigkeiten von P- und S-Wellen wurden parallel, senkrecht und im Winkel von 45° zu den Schichtflächen durchgeführt. Die Anregungsfrequenz betrug 1 MHz. Bei diesen Versuchen wurden die Proben nicht mit dem in situ vorherrschenden Druck belastet, sodass Geschwindigkeitserniedrigungen durch Auflockerung der Proben (insbesondere bei Messungen senkrecht zur Schichtung) nicht ausgeschlossen werden können. Aus den P- und S-Wellengeschwindigkeiten und den Dichtewerten wurden die dynamischen Elastizitätsparameter E-Modul E_{dyn} und Poisson-Zahl ν_{dyn} berechnet (Tab. 5.6-1). Zusätzlich werden die entsprechenden petrophysikalischen Parameter aus den Bohrlochmessungen angegeben. Da bei diesen Messungen nur Geschwindigkeiten entlang der Bohrung (d.h. in diesem Fall senkrecht zur Schichtung) gemessen werden können, kann aus den Logging-Daten nicht auf eine Anisotropie geschlossen werden.

Der Vergleich der Labor und In-situ-Messungen zeigt keinen signifikanten Unterschied in den jeweiligen Parametern und gibt damit keinen Hinweis auf mögliche Schädigungen der Proben. Ob tatsächlich keine Schädigung vorliegt, ist schwer zu sagen, da einerseits andere Frequenzen bei den Bohrlochmessungen genutzt (5-15 kHz gegenüber 1 MHz) und Messdistanzen im Meterbereich realisiert werden und andererseits die Geschwindigkeiten im Bohrloch durch die Auflockerungszone um die Bohrung beeinflusst sein könnten.

Tab. 5.6-1: Charakteristische petrophysikalische Parameter des Opalinustons aus der Bohrung Benken.

Petrophysikalische Parameter	Bohrkerndaten		Log-Daten
	Anzahl Daten	Mittelwert	
V_p [m/s]			
- parallel	71	4030 ± 70	–
- senkrecht	68	3030 ± 260	3190 ± 370
- 45° zur Schichtung	14	3660 ± 300	–
V_s [m/s]			
- parallel	71	2280 ± 100	–
- senkrecht	68	1710 ± 150	1670 ± 240
- 45° zur Schichtung	14	2030 ± 160	–
E_{dyn} [GPa]			
- parallel	71	33 ± 3	–
- senkrecht	68	19 ± 3	18.9 ± 6
- 45° zur Schichtung	14	26 ± 5	–
ν_{dyn} [-]			
- parallel	71	0.27 ± 0.01	–
- senkrecht	68	0.27 ± 0.01	0.31 ± 0.03
- 45° zur Schichtung	14	0.27 ± 0.01	–

Thermische Eigenschaften

Wärmekapazität

Die Messung der spezifischen Wärmekapazität an Gesteinsproben beruht auf dem Prinzip der Mischung von zwei Stoffen mit unterschiedlichen Temperaturen. Unter der Annahme, dass die Summe der internen Energien der beiden Stoffe vor und nach deren Vermischung konstant bleibt und die Wärmekapazität von einem der beiden Stoffe bekannt ist, kann die Wärmekapazität des anderen Stoffes berechnet werden. Im vorliegenden Fall sind dies das zu messende, nahezu auf 0 °C abgekühlte, zerkleinerte Gesteinsmaterial und Wasser bei Raumtemperatur (Albert et al. 2000).

Die Werte der einzelnen Proben weisen nur geringfügige Unterschiede auf. Im Mittel beträgt die spezifische Wärmekapazität des wassergesättigten Opalinustons:

$$920 \pm 80 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

Wärmeleitfähigkeit

Die Wärmeleitfähigkeit wurde richtungsabhängig (parallel und senkrecht zur Schichtung) bei natürlichem Wassergehalt (λ_{feucht}) bestimmt. Zusätzlich wurden Versuche an getrockneten Proben durchgeführt ($\lambda_{trocken}$). Die Ergebnisse zeigen neben Richtungsanisotropie die erwartete Abhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit von Wassergehalt und Mineralbestand (Tab. 5.6-2).

Die Richtungsanisotropie der Wärmeleitfähigkeit kann durch den Schichtaufbau des Opalinustons erklärt werden. Parallel zu den Schichtflächen bestimmen quarzreiche Lagen mit hoher Wärmeleitfähigkeit (λ_{Quarz} = 7.7 W m^{-1} K^{-1}, Cermak & Rybach 1982) den Wärmefluss, während senkrecht zu den Schichtflächen die Wärmeleitfähigkeit von tonreichen Lagen mit geringerer

Wärmeleitfähigkeit ($\lambda_{Tonstein}$ = 1.7-3.4 W m^{-1} K^{-1}, Cermak & Rybach 1982) kontrolliert wird. Die um 30-40 % erniedrigten Wärmeleitfähigkeiten für Proben von der Basis des Opalinustons korrelieren mit der Abnahme des Quarzgehalts.

Tab. 5.6-2: Wärmeleitfähigkeiten des Opalinustons (Nagra 2001).

Wärmeleitfähigkeit	Anzahl Daten	Quarzgehalt	Parallel zur Schichtung	Senkrecht zur Schichtung
λ_{feucht} [W/m K]	3	20 – 25 %	3.22 ± 0.11	1.70 ± 0.16
λ_{feucht} [W/m K]	3	10 – 15 %	2.04 ± 0.23	1.26 ± 0.11
$\lambda_{trocken}$ [W/m K]	2	20 – 25 %	2.77 ± 0.12	1.57 ± 0.04

Thermischer Ausdehnungskoeffizient

Der lineare thermische Ausdehnungkoeffizient wurde an wassergesättigtem Probenmaterial aus dem Felslabor Mont Terri bestimmt. Hierzu wird eine ummantelte und gegen Wasserzutritt geschützte Probe in einem Wasserbad schrittweise erhitzt und wieder abgekühlt. Aus der axialen Deformation der Probe lässt sich dann der lineare thermische Ausdehnungskoeffizient berechnen. Für das Aufheizen (*first heating path*) ergab sich ein Wert von 3.47×10^{-5} °C^{-1} und für die folgende Abkühlung (*cooling path*) 2.65×10^{-5} °C^{-1} (Gens 2000). Wasser besitzt im Vergleich dazu bei Raumtemperatur einen Ausdehnungskoeffizient von ca. 2×10^{-4} °C^{-1}.

Quellen

Quellhebung

Die Quellhebungsversuche ohne signifikante Behinderung (Auflast 15–20 kPa) des Quellvorgangs wurden bei behinderter Querdehnung (Ödometerversuch) sowohl senkrecht als auch parallel zur Schichtung durchgeführt. Die Ergebnisse der Quellversuche bei denen deionisiertes Wasser eingesetzt wurde, zeigen für den Opalinuston eine erhebliche Streuung und Anisotropie. So werden Quellhebungen von 1.4–7.5 % senkrecht und 1–4.5 % parallel zur Schichtung beobachtet (Nagra 2001).

Quelldruck

Neben den Hebungsversuchen wurden auch Quelldruckversuche mit deionisiertem Wasser bei behinderter Deformation richtungsabhängig durchgeführt. Der Quelldruck zeigt ebenfalls eine deutliche Anisotropie mit Quelldrücken von 0.1–0.2 MPa parallel und 0.8–1.4 MPa senkrecht zur Schichtung.

Die an Proben der Bohrung Benken bestimmten Quelldrücke zeigen vergleichbare Resultate wie sie aus der Literatur und aus Versuchen vom Mont Terri bekannt sind. Bock (2000) gibt als mittleren Wert im Mont Terri Quelldrücke von 1.2 MPa senkrecht und 0.6 MPa parallel zur Schichtung an. Madsen & Nüesch (1990) beobachten Quelldrücke von 1–1.7 MPa für den Opalinuston, während Madsen & Müller-Vonmoos (1985) experimentell Quelldrücke von 0.7–2.2 MPa ermittelten. Quelldrücke von über 3 MPa wurden von Madsen (1976) gemessen. Madsen & Nüesch (1990) zeigen, dass diese hohen Drücke allerdings auf Austrocknung der Proben vor der Messung zurückzuführen sind. Die Unterschiede in den Quelldrücken werden auf Unterschiede in der Wassersättigung der Proben, der Wasserchemie sowie dem Tongehalt (Smektitgehalt), Überlagerung und Orientierung bezüglich der Schichtung zurückgeführt.

Es ist zu beachten, dass die im Labor gemessenen Daten zum Quellvermögen nur Index-Parameter darstellen. Dabei scheinen im Labor ermittelte Quelldrücke beim Opalinuston höher zu sein als die in situ bestimmten Werte. Steiner (1993) berichtet für den Opalinuston In-situ-Quelldrücke von 0.3–1 MPa, während entsprechende Laborwerte bis zu 2 MPa betragen.

5.6.3 Petrophysikalische Eigenschaften des Wirtgesteins: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Die wichtigsten petrophysikalischen Parameter wurden im Labor an Bohrkernen der Bohrung Benken bestimmt. Hierbei ergaben sich folgende Resultate:

- Die petrophysikalische Eigenschaften sind grösstenteils anisotrop.
- Die Wärmeleitfähigkeit ist in entlang der Schichtung nahezu doppelt so hoch wie senkrecht dazu.
- Die Wärmeleitfähigkeit scheint mit dem Quarzgehalt zu korrelieren, die Abhängigkeit vom Wassergehalt des Gestein ist hingegen nicht dominierend (10–20 % Differenz).
- Der Opalinuston besitzt anisotrope Quelleigenschaften mit höherem Quellpotenzial senkrecht zur Schichtung.
- Es werden Quelldrücke bis 1.4 MPa beobachtet.

5.7 Deformationsverhalten des Wirtgesteins

Das Deformations- und Bruchverhalten des Opalinustons beeinflusst einerseits

- die bautechnische Machbarkeit und
- das Langzeitverhalten

des geologischen Tiefenlagers (Stabilität der Hohlräume, Auflockerungszone und Selbstabdichtung), andererseits aber auch die Kompaktion und Dekompaktion des Opalinustons (Versenkungs-/Hebungsgeschichte, Gletscherbelastung und Erosion).

Für bautechnische Zwecke ist es notwendig, die charakteristischen Parameter zu untersuchen, die eine numerische Abschätzung der Standfestigkeiten von Untertagebauten erlauben und Aussagen über maximale Deformationen im Bereich von Stollen, zeitabhängige Prozesse während der Bau- und Betriebsphase, notwendige Stütz- sowie Sicherungsmassnahmen ermöglichen. Weiter sind auch Aussagen zur Entwicklung einer Auflockerungszone um die Tunnel und Stollen herum notwendig.

Bei der Untersuchung des Langzeitverhaltens muss einerseits das Verhalten des ungestörten Opalinustons beschrieben werden, um Aussagen über die Kompaktion des Sedimentgesteins bei einer Belastung während einer Versenkung und der Dekompaktion bei einer Hebung und Entlastung (z.B. durch Erosion) machen zu können. Andererseits sind Aussagen über das Langzeitverhalten des Umfelds um einen Stollen notwendig, um abschätzen zu können, ob sich aufgelockerte Gesteinsbereiche (Auflockerungszone) mit der Zeit durch Quellen oder "Kriechen" wieder verändern und wie sich die mechanischen und hydraulischen Parameter in einem neuen Gleichgewichtszustand entwickeln. Diese Fragestellung der Selbstabdichtung (Kap. 5.8) eines gestörten Gebirgsbereichs beeinflusst direkt das Langzeitverhalten des Lagers.

Die zur Beschreibung dieser Phänomene notwendigen felsmechanischen Kennwerte des Gesteins wurden hauptsächlich aus Laboruntersuchungen an Bohrkernmaterial der Bohrung Benken (Nagra 2001) abgeleitet, teilweise konnte auch auf Labor- und In-situ-Versuche aus dem Felslabor Mont Terri zurückgegriffen werden. Die wichtigsten Parameter für die felsmechanischen Abschätzungen sind in Tabelle 5.7-1 zusammengefasst.

Tab. 5.7-1: Relevanz der felsmechanischen Materialparameter für den Opalinuston.

Parameter	**Relevanz für Tunnel / Stollen**
E-Modul	**Kurzzeitverhalten:** Konvergenz
Scher- und Zugfestigkeit	**Kurzzeitverhalten:** Standfestigkeit, Grösse der Auflockerungszone, Konvergenz
Quellparameter	**Kurzzeitverhalten:** Stabilität des Ausbaus, zeitliche Entwicklung der Auflockerungszone, Konvergenz **Langzeitverhalten:** Kompaktion des Bentonits, Selbstabdichtung der Auflockerungszone
Zeitabhängige Deformation	**Kurzzeitverhalten:** Konvergenz, Einbauzeitpunkt und Art der Stützmassnahmen **Langzeitverhalten:** Kompaktion des Bentonits, Selbstabdichtung der Auflockerungszone
Kompressibilität (drainiert) des Gebirges	**Kurzzeitverhalten:** Konvergenz, Porenwasserdruckentwicklung, Kompaktion des Umfelds um den Hohlraum **Langzeitverhalten:** Kompaktion und Dekompaktion, Porenwasserdruckentwicklung durch Temperaturpuls, Entwicklung der hydraulischen Parameter

Für die bautechnische Fragestellung und die Untersuchung des Langzeitverhaltens wurden aus verschiedenen Gründen unterschiedliche Modelle entwickelt, um den jeweiligen Anforderungen Rechnung zu tragen. Dabei wurde darauf geachtet, dass Modelle, die das Langzeitverhalten des Opalinustons beschreiben und jene, die für bautechnische Zwecke verwendet werden, sich nicht widersprechen.

In diesem Kapitel wird zunächst anhand von konzeptuellen Modellen für Tonsteine erläutert, wie deren Deformationsverhalten verstanden wird. Unterstützt werden diese konzeptuellen Überlegungen (Kap. 5.7.1) durch die Umsetzung der Konzeptidee mit mikro-mechanischen Modellrechnungen (Kap. 5.7.2). Im Kapitel 5.7.3 wird die experimentelle Datenbasis für den Opalinuston vorgestellt, auf der die Ableitung der jeweiligen Materialgesetze (Kap. 5.7.4 und 5.7.5) beruht.

5.7.1 Einführung konzeptueller Ansätze

Der Opalinuston ist ein überkonsoliderter Tonstein, dessen mechanisches Verhalten durch seine interne Struktur (Tonpartikel (Tonminerale und Tonmineralpakete), Quarzkörner, diagenetischer Zement, Porenraum) und das Porenwasser (Bindungszustand des Wassers, Wassergehalt) charakterisiert wird. Zur Beschreibung seines mechanischen Verhaltens und zum konzeptuellen Verständnis der jeweiligen Prozesse ist es möglich, empirische Modelle aus der Bodenmechanik bzw. Felsmechanik zu verwenden, die das Gestein als poröses Medium und als Kontinuum

betrachten, oder aber mikro-mechanische Modelle zu nutzen, die das makroskopische Verhalten ursächlich auf Prozesse im Mikro- oder Nanobereich zurückführen. Während die letzteren Modelle grundsätzlich ein besseres physikalisches Verständnis der jeweiligen Prozesse erlauben (*insight*-Modellierung), sind die empirischen Kontinuumsmodelle besser geeignet, das Systemverhalten zu modellieren und vorherzusagen, da der numerische Aufwand bei grösseren Modellabmessungen in mikro-mechanischen Modellen sehr schnell die Kapazitäten auch der grössten Computer überschreitet.

Grundlagen

Tone, Tonsteine oder auch Tonschiefer sind Materialien, die sich aus felsmechanischer Sicht schwer eingliedern und beschreiben lassen (*stiff clay* oder *soft rock*). Bedingt durch die relativ hohe Porosität des Gesteins und die quellfähigen Minerale einerseits und die vergleichsweise stark deformierbare Gesteinsmatrix andererseits, kann das Verhalten des Gesteins auf Belastung bzw. Laständerungen nicht einfach mit rein mechanischen Grundsätzen beschrieben werden. Vielmehr müssen bei der Beschreibung des Materialverhaltens auch gekoppelte Prozesse (z.B. hydro-mechanische Kopplung) berücksichtigt werden.

Bei der Betrachtung des Deformationsverhaltens ist zu beachten, dass die dieses Verhalten bestimmende Spannungs-Deformationsbeziehung nicht unabhängig von anderen Parametern gesehen werden kann. So ist die Spannung σ nicht nur von der jeweiligen Deformation (ε), sondern auch von der Belastungsgeschwindigkeit ($\dot{\sigma}$) oder der Deformationsrate ($\dot{\varepsilon}$) abhängig:

$$\sigma = f(\varepsilon, \dot{\varepsilon}, \dot{\sigma}) \qquad (5.7\text{-}1)$$

Die Deformation eines Materials setzt sich im Allgemeinen aus folgenden Komponenten zusammen (Carter et al. 1981):

$$\varepsilon = \varepsilon_e + \varepsilon_p + \varepsilon_t(t) + \varepsilon_s(t) + \varepsilon_a(t) \qquad (5.7\text{-}2)$$

mit:

ε_e = instantane elastische Deformation [-]
ε_p = instantane plastische Deformation [-]
$\varepsilon_t(t)$ = primäre (transiente) Kriechdeformation [-]
$\varepsilon_s(t)$ = sekundäre (stationäre) Kriechdeformation [-]
$\varepsilon_a(t)$ = tertiäre (beschleunigte) Kriechdeformation [-]

Die Belastung eines porösen, wassergesättigten Mediums bewirkt eine Deformation, also eine Längen-, Scher- und/oder Volumendeformation (ε_V) des Körpers (Fig. 5.7-1). Eine Volumendeformation (ε_V) des Gesteins ist begleitet von einer Veränderung des Porenvolumens und führt damit einerseits zu einer vorübergehenden Änderung des Porendrucks, falls die Deformation so schnell erfolgt, dass aufgrund der geringen Durchlässigkeit des Materials das Wasser nicht schnell genug drainieren kann. Andererseits bewirkt die Drainage eine teilweise irreversible Kompaktion des Gesteins.

Der sich aufbauende Porenwasserdruck (p_w) ist der aussen anliegenden Spannung entgegen gerichtet und führt zu einer Reduktion der effektiven Belastung auf das Skelett des Prüfkörpers. D.h. es ist effektiv einer kleineren Belastung ausgesetzt, als aussen an den Grenzen angelegt wurde. Für die weitere Betrachtung von Deformations- und Bruchverhalten ist also nicht mehr ausschliesslich die angelegte Spannung (σ_i) wichtig, sondern die sogenannte effektive Spannung (σ_i'):

$$\sigma_i' = \sigma_i - p_w \qquad (5.7\text{-}3)$$

Die mittlere effektive Normalspannung (p') ist ebenfalls beeinflusst vom Porenwasserdruck und definiert als:

$$p' = 1/3\ (\sigma_1' + \sigma_2' + \sigma_3') \qquad (5.7\text{-}4)$$

Im Gegensatz dazu ist die deviatorische Spannung (q) unbeeinflusst vom Porenwasserdruck, da

$$q = q' = \sigma_1 - \sigma_3 = \sigma_1' - \sigma_3'$$

ist.

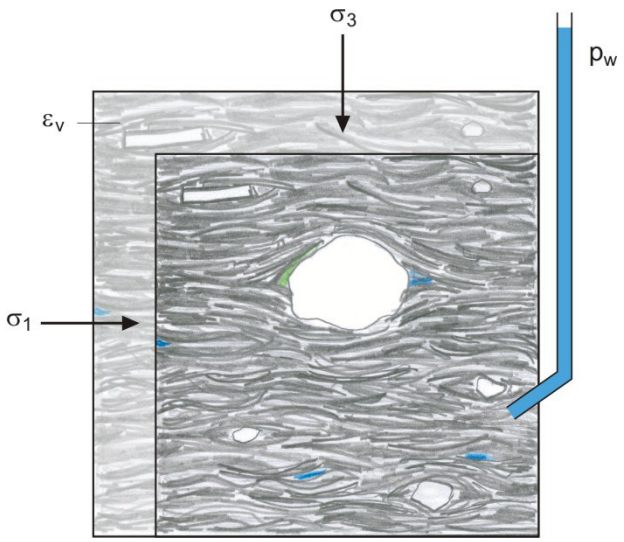


Fig. 5.7-1: Volumetrische Deformation eines porösen Mediums bei einer angelegten anisotropen Spannung.

Änderung des Porenwasserdrucks (p_w) und der volumetrische Deformation (ε_V) bei einer angelegten anisotropen Spannung σ_1 und σ_3.

Drainiert das Gestein während seiner Belastung, so erfolgt eine teilweise irreversible Kompaktion und bewirkt, je nach Belastungsgeschichte, dass Sedimente normal, unter- oder überkonsolidiert sein können. Überkonsolidiert bedeutet dabei, dass die Dichte eines Materials höher und seine Porosität (n) geringer ist, als sie aufgrund der momentanen Belastung sein sollte. Figur 5.7-2 verdeutlicht die Entwicklung der Porosität bei einer Absenkung von Sedimenten und einer nachfolgenden Entlastung. Beginnend bei einer initialen Porosität n_0 bewirkt die Erhöhung der effektiven Normalspannung eine Reduktion der Porosität (bzw. der Porenzahl (e)) auf Werte von n_A, n_B bzw. n_C, je nachdem wie hoch der jeweilige effektive Spannungszustand war. Erniedrigt sich die Spannung beispielsweise durch Hebung und Erosion, so ändert sich die Porosität nur noch auf Grund der elastischen Deformation des Materials, solange keine Festigkeitsüberschreitung (z.B. Zugfestigkeit) erfolgt oder das Material zu quellen beginnt (Anlagerung von Wasser in den Zwischenschichten oder an der Oberfläche der Tonminerale). Dies bedeutet, dass die Porosität des Gesteins nach einer Entlastung im Wesentlichen durch die maximale Vorbelastung und nicht durch den momentanen Belastungszustand definiert wird. Zur Erklärung der Materialeigenschaften ist also nicht nur der momentane Spannungzustand notwendig, sondern auch der Spannungspfad, auf dem man zu diesem Zustand gelangt ist und damit die erreichte maximale effektive Normalspannung, die in der Vorgeschichte erreicht wurde.

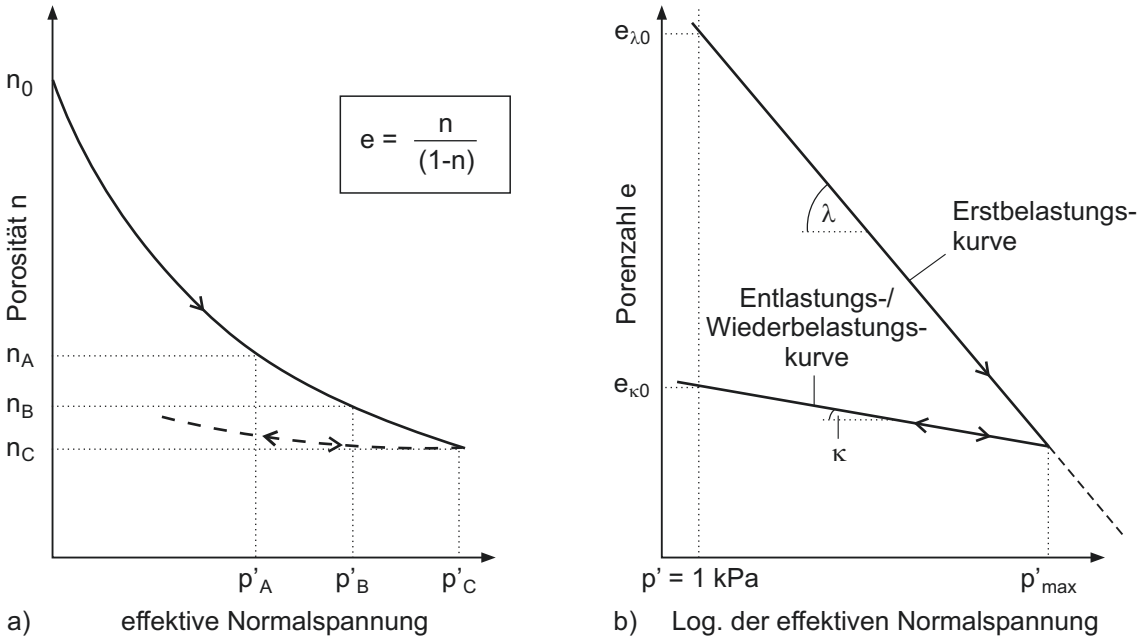


Fig. 5.7-2: Konzeptuelle Darstellung der Kompaktion und Dekompaktion poröser Medien.

a) Die Erhöhung der effektiven Normalspannung p' bedingt eine teilweise irreversible Kompaktion des Gesteins und damit eine Reduktion der Porosität n vom initialen Wert n_0 auf die Werte n_A, n_B oder n_C (je nach angelegter Effektivspannung) bei der Erstbelastung. Bei der Entlastung vergrössert sich die Porosität zwar wieder, allerdings entspricht dies nur der elastischen und der durch Quellen verursachten Rückdeformation und es bleibt eine irreversible Kompaktion. Die Wiederbelastungskurve entspricht der Entlastungskurve.

b) Analoge Darstellung zu a) für die Porenzahl (e), allerdings in logarithmischer Darstellung. Die Werte der Belastungskurven bei einer effektiven Normalspannung von 1 kPa werden mit $e_{\kappa 0}$ und $e_{\lambda 0}$ bezeichnet.

Aus der Bodenmechanik ist bekannt, dass unter isostatischen Spannungsverhältnissen für den normal-konsolidierten bzw. den überkonsolidierten Belastungszustand ein logarithmischer Zusammenhang besteht (Fig. 5.7-2) zwischen der Porenzahl e [e = n/(1-n)] und der mittleren effektiven Normalspannung (Wood 1990):

$$\begin{aligned} &\textit{normal-konsolidiert}: && e = e_{\lambda 0} - \lambda \cdot \ln(p'/p_0') \\ &\textit{überkonsolidiert}: && e = e_{\kappa 0} - \kappa \cdot \ln(p'/p_0') \end{aligned} \qquad (5.7\text{-}5)$$

mit:

κ = negative Steigung der Entlastungs-/Wiederbelastungskurve (*rebound-reconsolidation line* RRL) [-]

λ = negative Steigung der Erstbelastungskurve (*virgin consolidation line* VCL) [-]

$e_{\kappa 0}$ = Intercept-Wert der Porenzahl der Entlastungs-/Wiederbelastungskurve bei einer effektiven Normalspannung von 1 kPa [-]

$e_{\lambda 0}$ = Intercept-Wert der Porenzahl der Erstbelastungskurve bei einer effektiven Normalspannung von 1 kPa [-]

Der Schnittpunkt von Erst- und Wiederbelastungskurve legt den Wert der maximal erreichten effektiven Normalspannung p_{max}' fest.

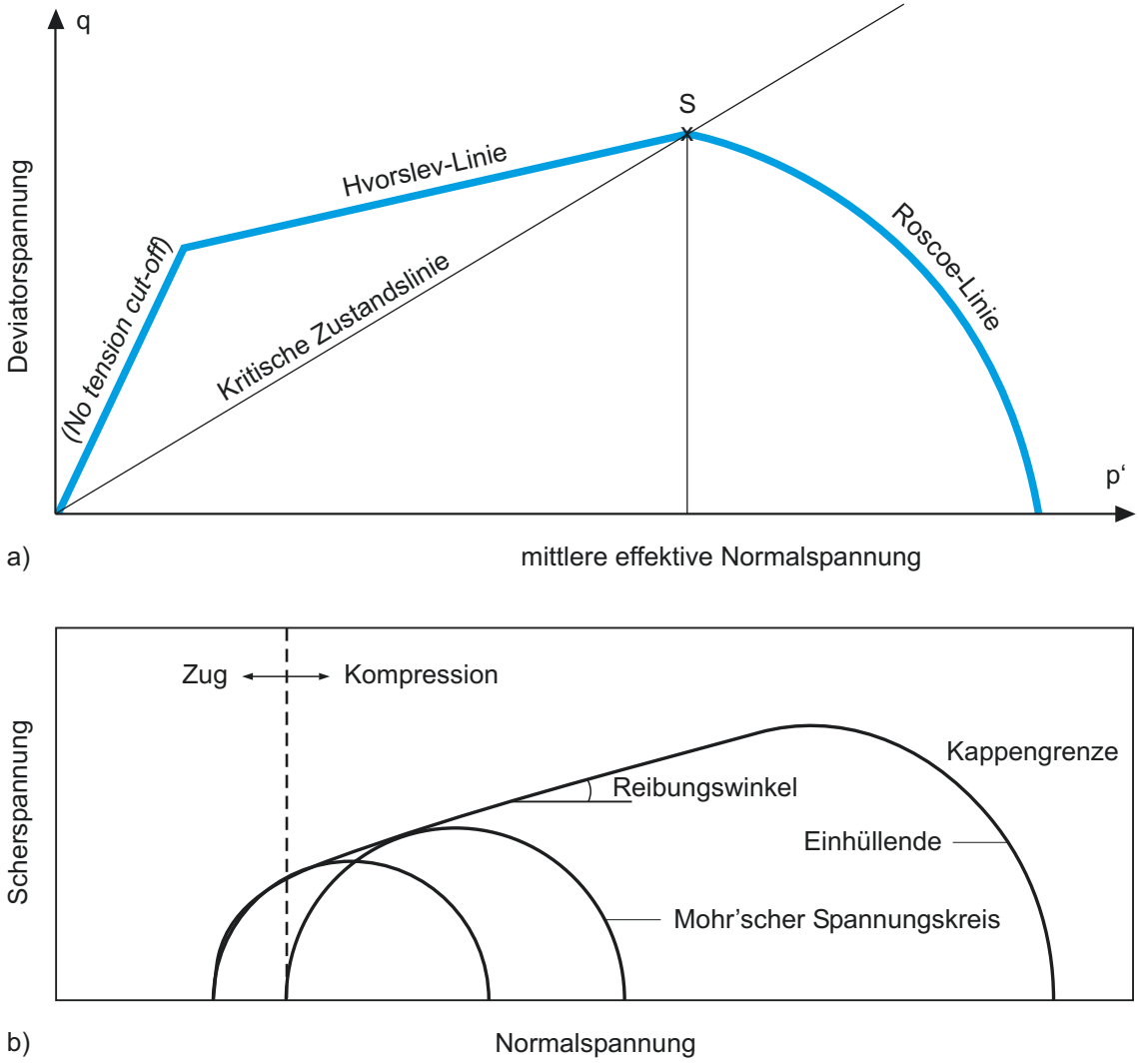


Fig. 5.7-3: Schematische Darstellung der Grenzzustandsbedingungen des modifizierten *Cam-Clay*-Modells.

a) Schematische Darstellung der Grenzzustandsbedingungen des modifizierten *Cam-Clay*-Modells in einem Plot der deviatorischen Spannung q als Funktion der mittleren effektiven Normalspannung p’.

b) Schematische Darstellung der Grenzzustandsbedingungen des modifizierten Mohr-Coulomb-Modells in einem Scherspannungs-/Normalspannungsplot. Detaillierte Beschreibung siehe Text.

Konzeptualisierung der Grenzzustände (kritische Zustände, Festigkeiten)

Zur Beschreibung des Übergangs von elastischer zu plastischer Deformation ist es notwendig, kritische Zustände bzw. Grenzzustände zu definieren. Diese Grenzzustände können einerseits bedeuten, dass Festigkeiten überschritten werden und es beispielsweise zum Scherversagen kommt oder andererseits, dass auf Grund der Belastung Poren irreversibel zusammengedrückt werden (Kompaktion). Wichtig ist dabei die Tatsache, dass, bedingt durch diese strukturellen Änderungen und die Verkleinerung des Porenraums, sich auch die mechanischen Eigenschaften des Gesteins verändern, d.h. beispielsweise, dass sich die Festigkeit des Materials erhöht bzw. dass es bei einer Entlastung und Wiederbelastung erst beim Überschreiten der Erstbelastung

wieder zu einer irreversiblen Veränderung des Porenraumes kommen kann. Betrachtet man diese Grenzzustände in einem q/p' - bzw. Scherspannungs-/Normalspannungs- (τ/σ) Diagramm, so wird deutlich, wie nahe die jeweiligen Beschreibungen bei verschiedenen Modellen sind. In Figur 5.7-3a werden die Grenzzustände für das sogenannte *Cam-Clay*-Modell (Kap. 5.7-5) beschrieben, während in Figur 5.7-3b das äquivalente Verhalten im Scherspannungs-/Normalspannungs-Diagramm für das modifizierte Mohr-Coulomb-Modell (Kap. 5.7-4) erläutert wird.

Die Zugspannungsbegrenzung sagt aus, dass das Material keine oder nur eine begrenzte Zugspannung verkraften kann, bevor es unter Zug eine Diskontinuität bildet und diese öffnet. Die sogenannte Hvorslev-Linie im *Cam-Clay*-Modell stellt das Äquivalent zur Mohr-Coulomb-Geraden dar, deren Lage durch Kohäsion (Schnittpunkt mit der Scherspannungsachse) und Reibungswinkel (Steigung) bestimmt wird. Einen weiteren Grenzzustand bildet die Roscoe-Linie, deren Lage durch die bisher maximal erreichte Konsolidierung bestimmt wird; sie wird im modifizierten Mohr-Coulomb-Modell durch sogenannte Kappengrenzen (Itasca 2000) dargestellt. Der Schnittpunkt (S) der Roscoe- und der Hvorslev-Linie liegt auf der sogenannten kritischen Zustandslinie (*critical state line*). Jeder Punkt auf dieser kritischen Zustandslinie beschreibt das q/p' Verhältnis, bei dem sich das Material perfekt plastisch verhält. Dies bedeutet, dass die plastische Scherdeformation kontinuierlich weiterlaufen kann, ohne dass es zu einer Volumenänderung oder einer Änderung der effektiven Spannung kommt.

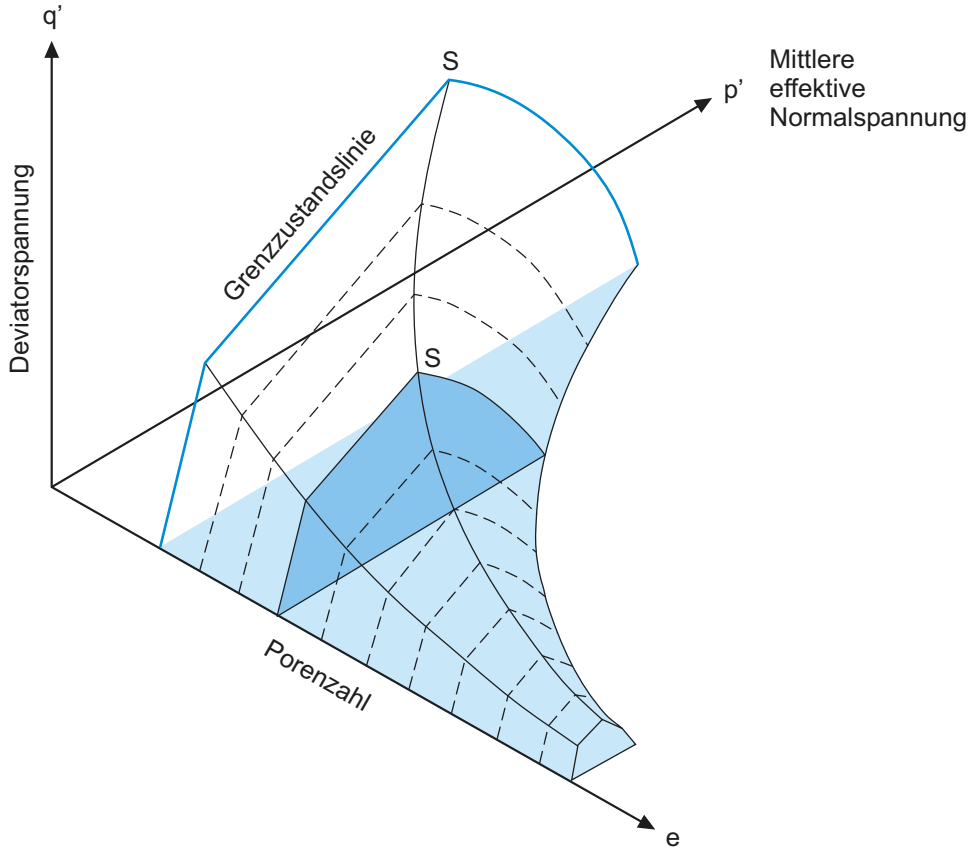


Fig. 5.7-4: Dreidimensional-Darstellung der Grenzzustandsbedingungen aus Figur 5.7-3a als Funktion der Porenzahl e.

Je grösser die Porenzahl wird, umso eher werden die deviatorischen Spannungen q, die die Grenzzustandsbedingungen darstellen, bei gleicher mittleren effektiven Normalspannung p' erreicht.

Im Bereich, der durch die in Figur 5.7-3 dargestellten Grenzzustandslinien eingeschlossen wird, verhält sich das Material elastisch, sobald einer der Grenzzustände erreicht wird, verhält es sich plastisch. Verläuft also ein Spannungspfad innerhalb des abgegrenzten Bereichs, so ist auf dem jeweiligen Pfad mit keiner irreversiblen Deformation zu rechnen. Wird durch eine plastische Deformation der Porenraum verändert, so bedeutet dies eine Verschiebung des Schnittpunkts S auf der kritischen Zustandslinie und gleichzeitig eine Veränderung der Grenzzustände, wie es schematisch in Figur 5.7-4 dargestellt ist.

Bruchverhalten

Wird aufgrund einer hohen Belastung ein Grenzzustand (Festigkeitsgrenze) erreicht, so reagiert das Material mit der Bildung von Diskontinuitäten – es bricht. Generell werden drei verschiedene Bruchtypen (Fig. 5.7-5) unterschieden (Ingram & Urai 1999; Lawn & Wilshaw 1975):

- Zugriss
- Scherbruch
- transversale Scherung (Rotation).

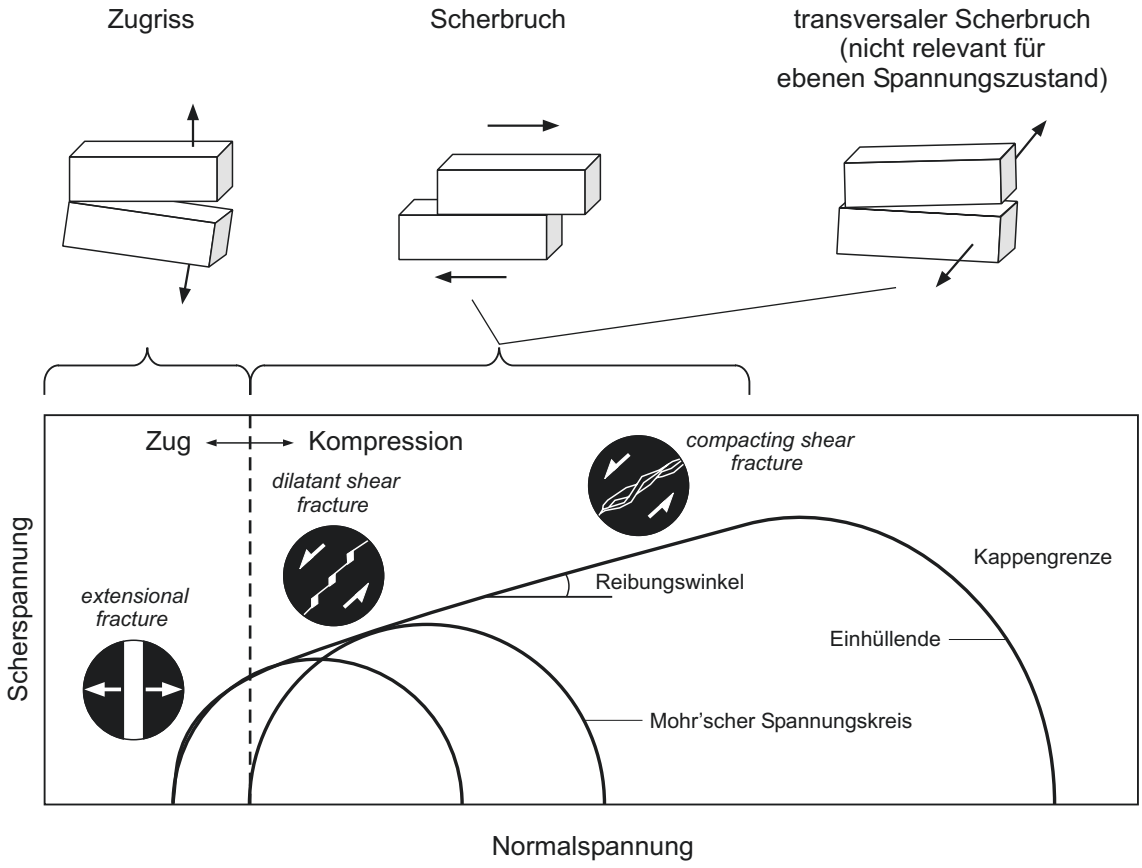


Fig. 5.7-5: Schematische Darstellung der generellen Bruchtypen und ihre Eingliederung gemäss Ingram & Urai (1999).

Eine schematische Darstellung der verschiedenen Bruchtypen erfolgt in Figur 5.7-5, die verdeutlicht, dass eine signifikante Rissöffnung nur bei Zugrissen entsteht. Bei den beiden anderen Typen ist eine Öffnung der Bruchfläche abhängig von deren Rauigkeit und der Normalspannung auf der Bruchfläche. Während bei sehr spröden Materialien Zugrisse das Bruchverhalten dominieren, ist bei weniger spröden oder gar duktilen Materialien das Scherverhalten von grösserer Bedeutung (Lawn & Wilshaw 1975), insbesondere wenn sich das Material unter hohem Umgebungsdruck befindet. Verdeutlicht wird dieses Verhalten bei der Betrachtung der Bruchbedingungen im Mohr-Coulomb-Modell (Fig. 5.7-6). Ein Materialversagen tritt auf, sobald der durch die minimale und maximale Spannung festgelegte Mohr'sche Spannungskreis die Grenzzustandslinie (blau) berührt. Bei spröden, sehr kompetenten Formationen, also Materialien mit einer hohen Kohäsion und zudem einem hohen Reibungswinkel (Material 1), wird ein Materialversagen entweder bei sehr grossen deviatorischen Spannungen (grüner Mohr'scher Spannungskreis in Fig. 5.7-6) erreicht oder aber bei niedrigen deviatorischen Spannungen, falls die minimale Spannung die Zugfestigkeit unterschreitet (rote Kurve b). Im ersten Fall erfolgt das Versagen als Scherbruch, im zweiten Fall als Zugriss. Ist ein weniger kompetentes Material (Material 2) den gleichen Spannungsbedingungen ausgesetzt, so erfolgt bei den gleichen deviatorischen Spannungsverhältnissen sowohl bei Spannungsbedingung a wie b' Scherversagen. Ingram & Urai (1999) gehen in ihrer Definition des Bruchverhaltens noch weiter (Fig. 5.7-5). Sie unterscheiden im Bereich des Scherversagens zwischen dilatanten Scherbrüchen mit hohem Lokalisierungsgrad bei niedrigen Normalspannungen und kompressiven Scherbrüchen mit geringem Lokalisierungsgrad bei hohen Normalspannungen. Während bei Zugversagen eine grosse Rissapertur und damit eine deutliche Erhöhung der hydraulischen Durchlässigkeit zu erwarten ist, bewirkt ein dilatanter Scherbruch nur eine geringe Rissöffnung und eine moderate Erhöhung der Durchlässigkeit. Ein kompressiver Scherbruch besitzt keine definierte Bruchfläche und es wird keine signifikante Öffnung der Diskontinuität und keine Durchlässigkeitserhöhung beobachtet.

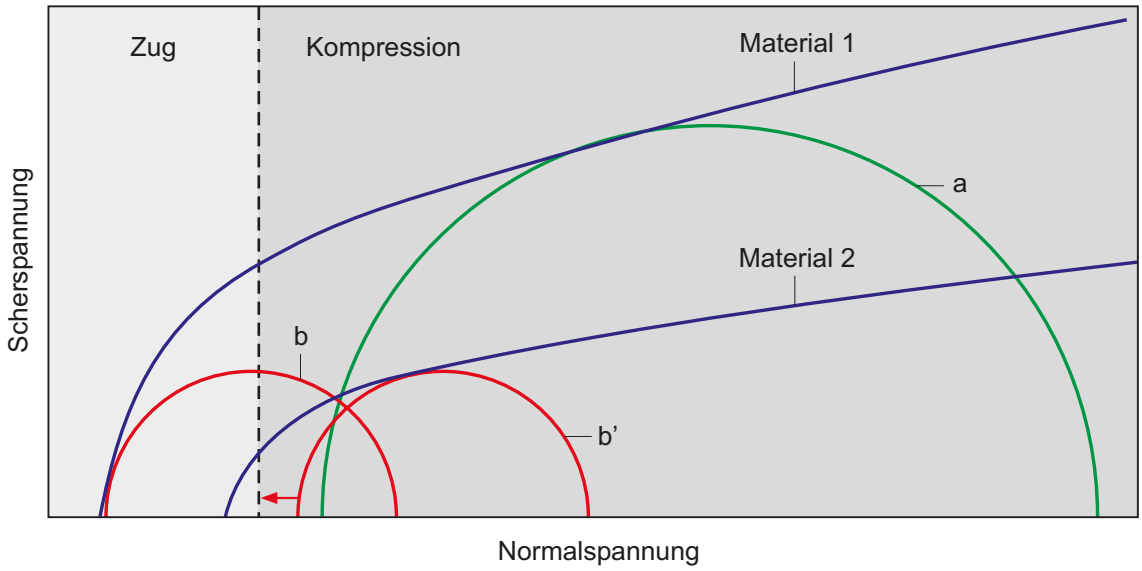


Fig. 5.7-6: Versagensbedingungen nach dem Mohr-Coulomb-Modell für zwei unterschiedliche Materialien.

Material 1 besitzt dabei eine höhere Festigkeit als Material 2. Während Material 1 bei dem Spannungsdeviator im Fall b unter Zug versagt, wird Material 2 (b') bei gleichem Spannungsdeviator mit Scherversagen reagieren.

Desintegration

Werden Tone bzw. Tonsteine in Wasser eingetaucht, und erlaubt man ihnen frei zu quellen, so können sie, abhängig vom Grad ihrer Zementation, vollständig oder teilweise zerfallen (Fig. 5.2-2). Diese Desintegration des Materials bei der Wasseraufnahme wird auch beim Opalinuston beobachtet (z.B. Bellwald 1990). Erklärt wird dieser Prozess dadurch, dass durch die Wasseranlagerung die Kontakte zwischen den Tonpartikeln gebrochen werden (Kap. 5.7.2) bzw. abstossende elektrostatische Kräfte die Tonpartikel auseinandertreiben und die Kohäsion gegen Null geht. Existiert im Gestein ein Riss mit teilweise unbelasteten Rissoberflächen, so kann die Desintegration der Rissoberflächen dazu führen, dass der Riss teilweise kollabiert und sich die Rissporosität verringert, während sich die Porosität des umgebenden Gesteins erhöht. Dies könnte einen Prozess zur zeitabhängigen Homogenisierung der Porosität darstellen.

Zeitabhängigkeit / Rheologische Modelle

Belastet man Tone mechanisch, so reagieren sie einerseits sofort, zum anderen aber auch zeitabhängig, d.h. bei konstanter Belastung wird die resultierende Deformation mit der Zeit immer grösser. Diese zeitabhängige Deformation hat bei Tonen prinzipiell zwei Ursachen – das Verdrängen des Porenwassers, dessen Zeitabhängigkeit durch die hydraulische Durchlässigkeit bestimmt wird, und die interne Deformation des Tons durch Translation und Rotation von Tonpartikeln sowie das Brechen von Kontakten zwischen den Partikeln (kataklastisches Fliessen).

Rheologische Modelle werden eingesetzt, um das zeitabhängige Verhalten durch eine Kombination verschiedener mechanischer Grundelemente zu beschreiben. Die Kombination dieser Elemente (Serienschaltung, Parallelschaltung sowie beliebige Kombinationen davon) ergeben ein charakteristisches Deformations – Zeitverhalten, das das jeweilige Material beschreiben kann. Fig. 5.7-7 zeigt das generell bekannte Kriechverhalten von Gesteinen, das in drei Phasen gegliedert werden kann:

- primäres (transientes) Kriechen ($\varepsilon_t(t)$) oder auch Übergangskriechen, bei dem sich die Kriechrate ($\dot{\varepsilon}$) dauernd verkleinert
- sekundäres oder auch stationäres Kriechen ($\varepsilon_s(t)$), bei dem die Kriechrate konstant ist
- tertiäres Kriechen ($\varepsilon_a(t)$), bei dem die Kriechrate zunimmt und es schliesslich zum Kriechbruch kommt.

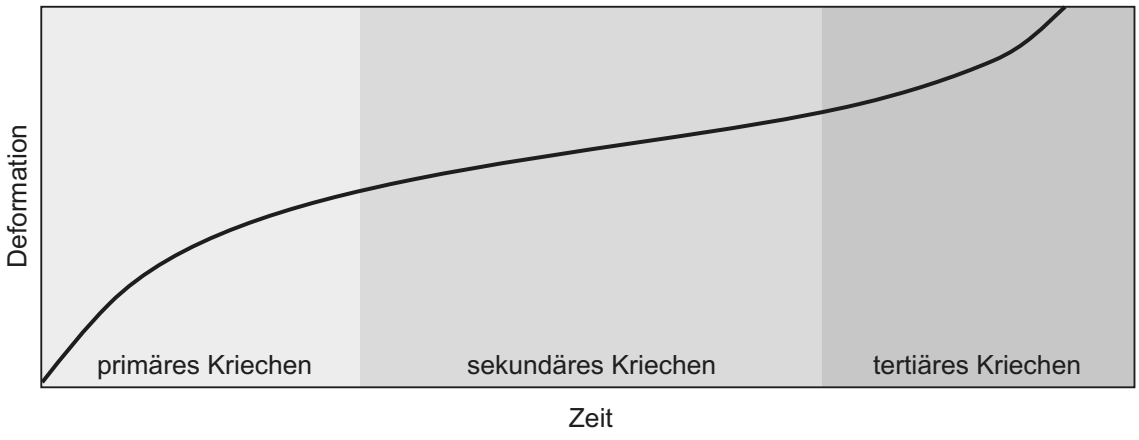


Fig. 5.7-7: Unterschiedliche Kriechphasen unter konstanter Last.

Das Verhältnis zwischen angelegter Last und Spitzenfestigkeit des Materials bestimmt, ob es zum tertiären Kriechen und damit zum Kriechversagen kommt oder nicht.

Einfluss von Temperaturänderungen

Änderungen der Umgebungstemperatur, sowohl Temperaturerhöhungen wie auch Temperaturerniedrigungen, führen zu mechanischen Reaktionen des Gesteins. Die Auswirkungen der Temperaturänderungen sind dabei abhängig von den Eigenschaften des Gesteins wie Wärmeleitfähigkeit und thermischem Ausdehnungskoeffizient (s. Kap. 5.6), aber auch von der hydraulischen Durchlässigkeit sowie den Randbedingungen (drainierte oder undrainierte Deformation). Je nach Parameterkonstellation und Randbedingungen sind bei Temperaturerhöhung folgende Deformationen möglich:

- volumetrische Expansion durch unterschiedliche thermische Expansionskoeffizienten von Porenwasser und Gestein, verbunden mit einer Porenwasserdruckerhöhung bei undrainierten Verhältnissen
- volumetrische Kontraktion bei Austrocknung und damit verbundene Saugspannung.

Expandiert das Gestein, so ist eine Reduktion der Gesteinsfestigkeit zu erwarten; einerseits kann wegen einer Porendruckerhöhung die Effektivspannung verringert werden und andererseits wird sich die interne Struktur des Gesteins verändern. Reduziert sich durch Expansion nun die relative Anzahl der Kontakte der Tonpartikel, so ist dies direkt mit einer Festigkeitsabnahme verbunden (Kap. 5.7.2). Umgekehrt ist es bei drainierten Verhältnissen und einer Entwässerung des Gesteins – die Kompaktion des Tons führt zu einer Erhöhung der relativen Anzahl von Kontakten und damit zu einer Festigkeitserhöhung. Ähnliches gilt auch für die zeitabhängigen Deformationen. Analog zu den obigen Argumenten führt eine temperaturbedingte Austrocknung und Schrumpfung des Tons zu einer Erniedrigung der Kriechrate, während eine Expansion zu einer Erhöhung der Kriechrate führen kann (Hoteit et al. 1999).

5.7.2 Beschreibung der Konzepte mit mikro-mechanischen Modellen

Für das Verständnis des Deformationsverhaltens eines Materials ist es wichtig, dass nicht nur eine passende mathematische Beschreibung dieses Verhaltens gefunden wird, sondern dass auch die physikalischen Vorgänge prinzipiell richtig verstanden werden. Insbesondere bei der Beschreibung der Langzeitentwicklung ist es sinnvoll, auf ein physikalisches Modell zurückzugreifen. Eine reine Kurvenanpassung ist nicht zielführend, da Daten über zeitabhängige Deformationen in sehr beschränkten Rahmen (Labordaten über einige Monate bzw. wenige Jahre, Konvergenzmessungen und Sohlhebungen in Tunneln über einige Jahrzehnte) vorliegen, und Extrapolationen über Hunderte bzw. Tausende von Jahren schwer zu rechtfertigen sind. Eine Möglichkeit, die grundlegenden physikalischen Prozesse zu beschreiben, bieten mikro-mechanische Modelle.

Die Grundlagen für das folgende konzeptuelle mikro-mechanische Modell gehen auf Ideen von Mitchell (1956) sowie Mitchell et al. (1969) zurück. Sie wurden im Rahmen eines Experiments (Rock Mechanics Analysis) im Felslabor Mont Terri entwickelt und dokumentiert (Bock 2001).

Während vieler Jahre dominierte in der Geomechanik die Vorstellung, dass das Deformationsverhalten von Gesteinen durch ihre physikalischen Eigenschaften und die aussen angelegten Kräfte oder Spannungen dominiert wird. Erst Terzaghi (1925) machte mit seiner Theorie der effektiven Spannung auf hydro-mechanisch gekoppelte Prozesse innerhalb von Böden und Gesteinen aufmerksam. Speziell bei wassergesättigten Medien mit hoher Porosität führt die volumetrische Deformation des Gesteins und damit des Porenraums zu einer Erhöhung des Porenwasserdrucks bzw. zu einer Drainage und Kompaktion des Gesteins (Fig. 5.7-1). Andere grundlegende Erkenntnisse über interne, das Deformationsverhalten bestimmende Prozesse wurden von Glasstone et al. (1941) mit der Vorstellung der *rate process* Theorie gegeben, die

postuliert, dass Partikel (sogenannte *flow units*) das Deformationsverhalten der Gesteine dominieren. Weiterentwicklungen dieser Theorie mit speziellem Augenmerk auf Tone wurden von Mitchell (1976), Kuhn (1987) und Mitchell (1992) vorgestellt.

Konzept

Tonminerale sind Schichtsilikate, die aus Tetraeder- und Oktaeder-Schichten (Grim 1968) bestehen. Die Anzahl und Abfolge der verschiedenen Schichten sowie in den Zwischenschichten eingelagerte Kationen bestimmen dabei das jeweilige Tonmineral, seine spezifische Oberfläche und seine Kationenaustauschkapazität. Während die Grösse der Tonminerale im Nanometer-Bereich liegt, haben die einzelnen Tonmineralpakete Grössen im Mikrometer-Bereich.

Neben der internen Struktur der Tonpartikel ist für das mechanische Verhalten auch das im Gestein vorhandene Wasser von entscheidender Bedeutung. Es liegt in folgenden Formen vor (Kap. 5.4):

- intern gebundenes Zwischenschichtwasser im Tonmineral (Smektit)
- an den äusseren Tonmineraloberflächen gebundenes Wasser (äusseres Schichtwasser)
- freies Porenwasser (einschliesslich des schwach gebundenen Wassers)

Die Tonpartikel mariner Sedimente, wie der Opalinuston, bilden bei der Sedimentation normalerweise Kartenhausstrukturen, die durch Kompaktion und tektonische Prozesse in eine Rhomboid-Textur überführt werden (Fig. 5.7-8; Feeser 1986). Das mechanische Verhalten solcher Tone bzw. Tonsteine wird dabei geprägt durch die jeweiligen Kontakte der einzelnen Tonpartikel. Dabei muss zwischen Ecke-Ecke-Kontakt, Ecke-Platten-Kontakt und Platten-Plattenkontakt unterschieden werden (Osipov 1975). Alle diese Kontakttypen tragen zum Deformationsverhalten und der Festigkeit des Gesteins in unterschiedlicher Weise bei (Fig. 5.7-9). Bedingt durch die Umlagerung der Partikel wird der Anteil der Platten-Plattenkontakte bei der Kompaktion immer dominierender. Es wird davon ausgegangen, dass aufgrund des hohen Tonanteils (ca. 50 %) das Deformationsverhalten durch die Interaktion der Tonpartikel und das Wasser dominiert wird und Quarzkörner etc. "umflossen" werden und damit das Deformationsverhalten nur wenig prägen.

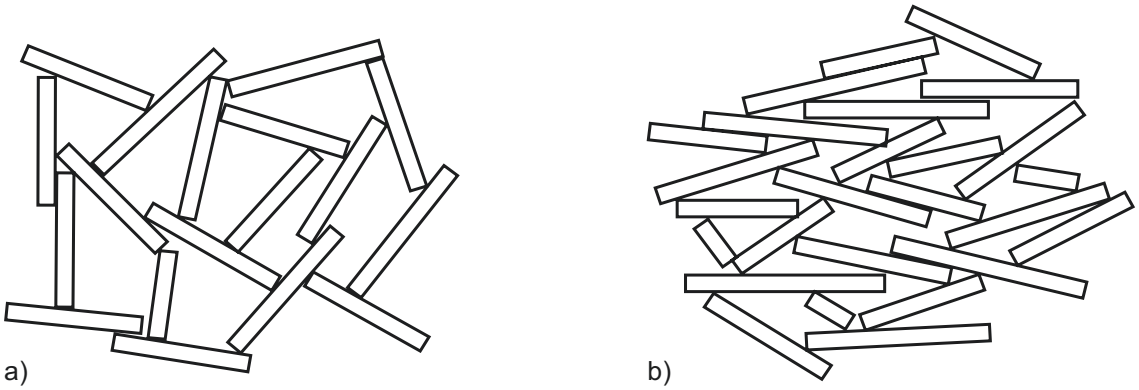


Fig. 5.7-8: Prinzipskizze zur Erläuterung des Kompaktionsverhaltens mariner Sedimente.

Nach Feeser (1986). Aus einer Kartenhausstruktur (a) ergibt sich durch Kompaktion und tektonische Prozesse eine Rhomboid-Struktur (b).

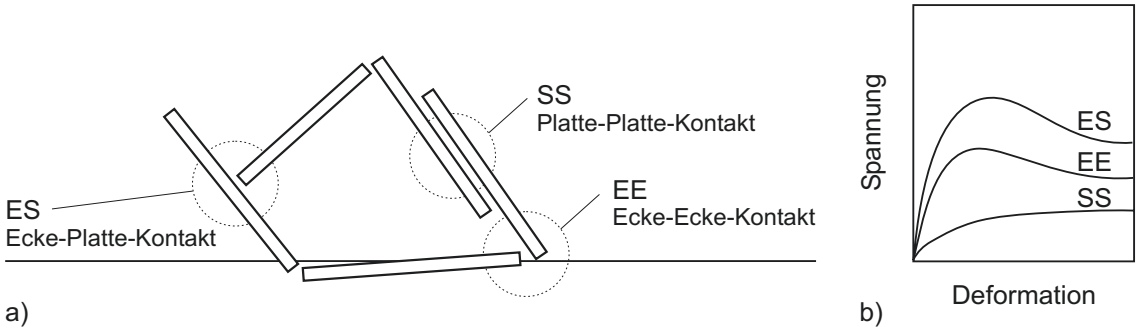


Fig. 5.7-9: Kontakttypen zwischen den Tonpartikeln (a) und das charakteristische Spannungs-/ Deformationsverhalten der einzelnen Kontakttypen (b).

Nach Feeser (1986).

Generell kann man folgende Deformationsprozesse unterscheiden:

- Die *elastische Deformation* kann als instantane Deformation des Skeletts aus Tonpartikeln (Biegung, Stauchung) interpretiert werden, wobei die interne Struktur dieses Skeletts eine Anisotropie der Deformation bewirkt. Diese elastische Deformation ist reversibel. Es ist zu beachten, dass nicht alle Partikel in gleicher Weise das makroskopische Deformationsverhalten beeinflussen, vielmehr wird es durch die Eigenschaften verschiedener Partikelketten geprägt. Die verbleibenden Partikel und auch z.B. das Porenwasser beeinflussen das Deformationsverhalten hauptsächlich dadurch, dass sie die interne Deformation (z.B. Verbiegung) der lasttragenden Partikel verringern (Santamarina et al. 2001).
- Die *Konsolidierung/Kompaktion* wird durch die Deformation des Porenraums und die Dissipation des (gespannten) Porenwassers (Terzaghi-Theorie) durch eine äussere Belastung bedingt. Dieser Prozess ist zeitabhängig und wird durch die Durchlässigkeit des Materials und das Verhältnis der Kompressibilität des Gesteins zu der des Wassers gesteuert. Der Prozess bedingt interne Umlagerungsprozesse der Tonpartikel (z.B. Rotation, Translation) und ist nicht oder nur teilweise reversibel (Quellen).
- Ein *Quellen* des Tons wird sowohl durch den Einbau zusätzlicher Wasserschichten (Hydratisierungsprozess an Kationen) im Zwischenschichtraum (bei Smektit) und an den äusseren Schichten erklärt als auch durch osmotische Prozesse durch die höhere Ionenkonzentration zwischen den Schichten gegenüber dem Porenwasser (Müller-Vonmoos et al. 1988). Beim Opalinuston bewirkt vor allem der osmotische Prozess makroskopisch sichtbares Quellen.
- *Kataklastische Deformation* (Nüesch 1991) oder *Kataklastisches Fliessen* ("Kriechen" im weiteren Sinne) wird als zeitabhängige Mobilisation des freien bzw. schwach gebundenen Wassers sowie als Brechen der Kontakte zwischen den Tonpartikeln interpretiert. Da sich im Gegensatz zu Festgesteinen bei Tonen neue Kontakte bilden können, ist das generelle Materialverhalten schwer vorhersehbar. Es kann bei konstanter Last von Kriechversagen (tertiäres Kriechen) bis hin zur Stabilisierung der Deformation reichen (Mitchell 1992). Auch dieser Prozess ist nicht oder nur teilweise reversibel.

Die Festigkeit des Tons bzw. Tonsteins wird in ähnlicher Weise wie die Deformation vom internen Gefüge (Struktur) des Materials kontrolliert. Der makroskopische Bruchvorgang wird als eine direkte Folge des Brechens der Kontakte interpretiert. Überwiegt bei der Belastung der Bruch die Neuschaffung von Kontakten, so kommt es zum makroskopischen Versagen des Materials. Matsui et al. (1980) zeigen, dass die Scherfestigkeit von Tonen in direktem Zusammenhang mit der Anzahl der Kontakte pro Einheitsfläche steht. Betrachtet man weiter, dass die

Anzahl der Kontakte in Relation zum Wassergehalt des Tons steht (Mitchell 1992), so lässt sich ein direkter Zusammenhang zwischen Wassergehalt und Festigkeit postulieren. Dies bedeutet, dass sich die Festigkeit des Tons bzw. Tonsteins bei der Wasseraufnahme (z.B. Quellen) oder der thermischen Expansion reduziert und sich beim Wasserentzug (z.B. Kompaktion) erhöht. Zusätzlich lässt sich mit dem konzeptuellen Modell wegen der unregelmässigen Verteilung der Kontakte auch eine Festigkeitsanisotropie bei Tonsteinen ableiten.

Mikro-mechanische Modellierung

Das vorgestellte konzeptuelle Modell des Opalinustons beruht auf Beobachtungen und Hypothesen. Da sich rein analytisch das Deformations- bzw. Bruchverhalten eines strukturell so komplexen Materials nicht vorhersagen lässt, wurde mit Hilfe des Programmcodes PFC^{2D} (Itasca 1999) das Problem in Anlehnung an die Arbeiten von Kuhn & Mitchell (1993) numerisch untersucht. Wegen der Komplexität der Berechnungen wurde in 2 Phasen vorgegangen:

- Modellierung des Kompaktionsverhaltens eines Tons bei der Bildung eines Tonsteins
- Deformationsverhalten des Tonpartikel-Skeletts bei Be- bzw. Entlastung.

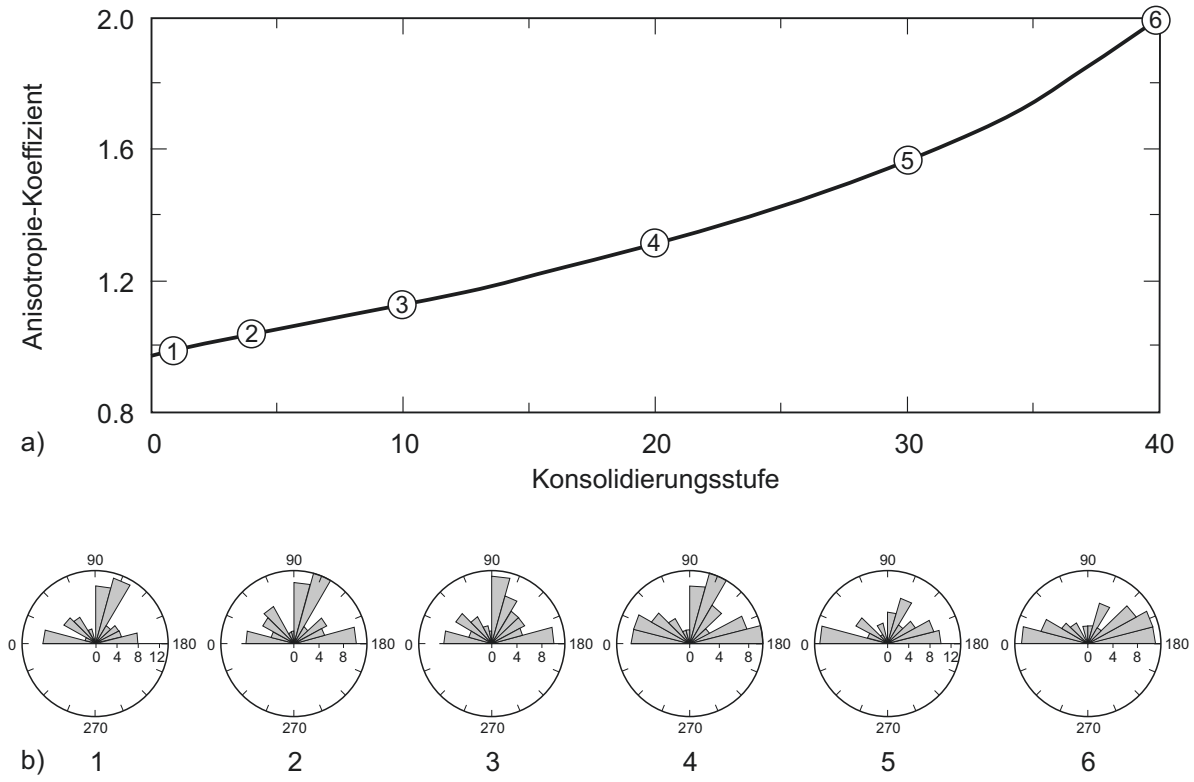


Fig. 5.7-10: Orientierung der Tonpartikel im numerischen PFC-Modell als Funktion der Kompaktion.

Die Verteilung auf der linken Seite zeigt die durch den Zufallsgenerator berechnete Ausgangsverteilung, während auf der rechten Seite die Verteilung des kompaktierten Materials gezeigt wird (te Kamp et al. 2003).

a) Änderung des Anisotropiekoeffizienten (Oda & Iwashita 1999) mit der Konsolidierung.

b) Tonpartikelverteilung bei unterschiedlichen Belastungszuständen (1-6).

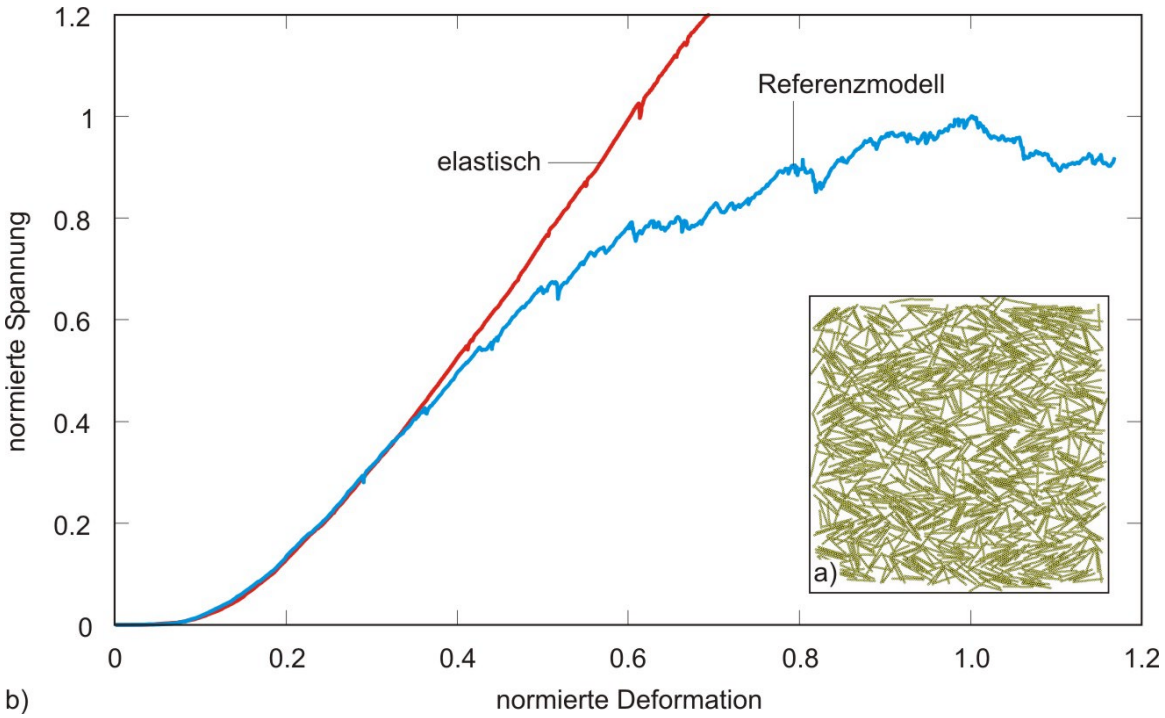


Fig. 5.7-11: Modell für die numerische Berechnung des prinzipiellen Deformationsverhaltens für anisotrope Tonsteine/Tonschiefer.

a) Startmodell für die numerische Berechnung des prinzipiellen Deformationsverhaltens für anisotrope Tonsteine/Tonschiefer (te Kamp et al. 2003). Die Statistik der Tonpartikel-Verteilung entspricht dem in Figur 5.7-10b gezeigten Belastungszustand 6 nach der Kompaktion.

b) Numerisch berechnete (PFC) Spannungs-/Deformationskurve für den elastischen (rot) und den elasto-plastischen Fall (blau).

Im ersten Schritt wurde das Kompaktionsverhalten des unkonsolidierten Tons untersucht, wobei generell zwischen Tonpartikeln, gebundenem Wasser und freiem Wasser unterschieden wurde (Kap. 5.4). Das gebundene Wasser war dabei an die Tonpartikel gebunden (abstandsabhängige Bindungskräfte). Das Resultat der Kompaktion des Ausgangsmodells, bei dem die Ausgangsverteilung und Ausrichtung der Tonpartikel durch einen Zufallsgenerator bestimmt worden war, führte zu einer starken Anisotropie des kompaktierten Tonsteins. Die so berechnete statistische Verteilung der Tonpartikel (Fig. 5.7-10) bestimmte dann für den zweiten Teil der Modellrechnungen das Gefüge des Materials. Aus Gründen der Rechenzeit konnte im zweiten Schritt keine Interaktion zwischen Tonpartikeln und Wasser mehr berechnet werden, so dass nur der Einfluss des Gefüges (interne Struktur) auf das Deformations-/Bruchverhalten untersucht wurde. Bei diesem Modell (Fig. 5.7-11 a) waren zwischen den einzelnen Partikeln Normal- und Scherfestigkeiten als auch Normal- und Schersteifigkeiten definiert worden, d.h. die Kontakte konnten sowohl Zug- als auch Scherversagen zeigen. Die normierte Spannungs-/Deformationskurve[22] (Fig. 5.7-11 b) zeigt das Deformationsverhalten im rein elastischen Fall, bei dem kein Brechen der Kontakte zugelassen war und im Referenzfall, der das Brechen der Kontakte berücksichtigt. Der Referenzfall zeigt dabei deutlich das für Tonsteine typische Bild. Nach einer weitgehend elastischen Reaktion ist die Spannungs-/Deformationskurve gekrümmt und zeigt

[22] Die Normierung erfolgte in Bezug auf die Spitzenfestigkeit und die dazugehörige Deformation beim Referenzmodell.

einen durch den Bruch der Kontakte bestimmten nicht-linearen Verlauf bis zur Erreichung der Maximalfestigkeit.

Bei der Modellierung der Deformation des Materials wurden zudem folgende Beobachtungen gemacht (Konietzky et al. 2003):

- *Lokalisierung der Deformation*, d.h. es bilden sich Partikelgruppen, die gemeinsam Rotationen bzw. Translationen zu andern Gruppen zeigen sowie Scherbänder;
- *Abhängigkeit der Festigkeiten von der Variabilität der Kontaktparameter*, d.h. bei grösserer Standardabweichung aber gleichem Mittelwert der Kontaktparameter reduziert sich die makroskopische Festigkeit des Materials;
- *Abhängigkeit der Festigkeit und des Deformationsmoduls von der Anzahl der Partikel im Modell* (gleichbedeutend mit einer Änderung der Anzahl Kontakte pro Einheitsfläche); es wird eine Verringerung der makroskopischen Festigkeit von 40 % bei einer Reduktion der Partikelzahl um nur 10 % beobachtet.

Diese Beobachtungen erklären sehr gut die Beobachtungen von Feld- und Labortests wie z.B. die Bildung von Scherbändern (Nüesch 1991) oder auch die Abhängigkeit der Festigkeit vom Wassergehalt (Kap. 5.7.3), da der Wassergehalt die Anzahl der Kontakte beeinflusst (Mitchell 1992).

Wie lässt sich aber das zeitabhängige Deformationsverhalten des Opalinustons physikalisch erklären? Eine wichtige Rolle spielt auf jeden Fall die Verdrängung des Porenwassers während der Kompaktion des Materials. Bedingt durch die sehr geringen Durchlässigkeiten (1×10^{-13} bis 2×10^{-14} m/s oder kleiner) lässt sich ein grosser Teil des transienten "Kriechens" (primäre Konsolidierung) in den Versuchen durch hydro-mechanische Kopplung erklären. Modellrechnungen (Konietzky et al. 2003), die nur diese hydro-mechanische Kopplung berücksichtigten, können die Beobachtungen von Langzeit-Dilatometertests im Felslabor Mont Terri recht gut erklären. Das Langzeit-Deformationsverhalten in den Labortests, die bei höheren deviatorischen Spannungen als die Dilatometertests durchgeführt wurden, zeigt eine zeitabhängige Deformation, die nicht alleine durch Wasserverdrängung bewirkt sein kann. Nüesch (1991) bezeichnet diese Deformation als kataklastisches Fliessen oder auch Bruchfliessen, bedingt durch Bildung und Interaktion von Mikrorissen. Detaillierte Untersuchungen des deformierten Probenkörpers gaben aber keine Hinweise auf die Ausbildung klassischer Mikrorisse. Es wird daher vermutet, dass das charakteristische Deformationsverhalten des Tons nicht durch die Bildung von Mikrorissen, sondern durch die Interaktion von Tonpartikeln erklärt werden kann. Figur 5.7-12 zeigt den Vergleich vom beobachteten experimentellen Spannungs-Deformationsverhalten für Kriechversuche mit numerisch berechneten Daten. Die numerische Berechnung mit dem PFC^{2D}-Code berücksichtigte dabei die interne Struktur der Tonsteine sowie Normal- und Scherfestigkeiten und die entsprechenden Steifigkeiten. Es wurde keine explizite Zeitabhängigkeit der Deformation vorgegeben. Betrachtet man die resultierende zeitabhängige Deformation der Probe bei der numerischen Berechnung, so ergibt sich eine gute Übereinstimmung der generellen Kurvenformen mit den experimentellen Daten (Konietzky et al. 2003). Es wird daher vermutet, dass die interne Interaktion der Partikel Ursache dieses Prozesses ist. Dies würde auch die beobachtete instationäre Kriechrate erklären; andere mögliche Ursachen für dieses Verhalten (z.B. Thixotropie) spielen nach Kuhn & Mitchell (1993) nur eine untergeordnete Rolle.

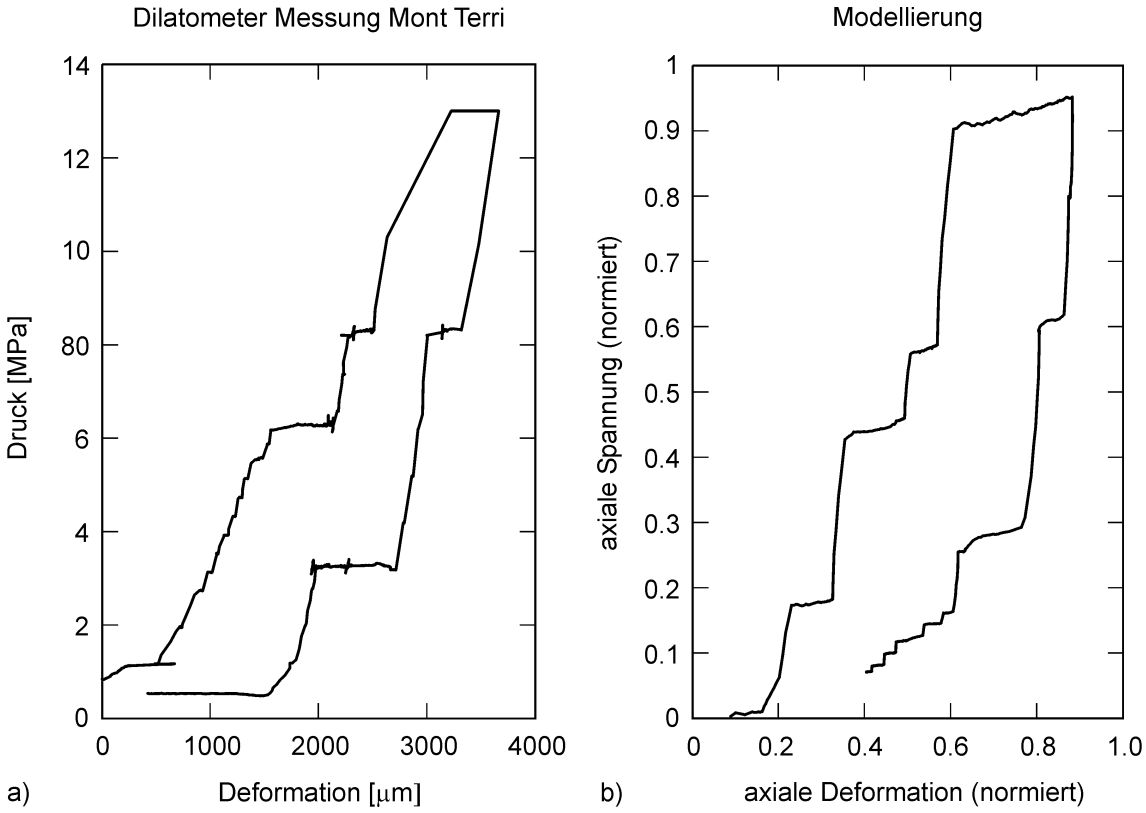


Fig. 5.7-12: Spannungs-/Deformationskurven für den Opalinuston im Langzeitversuch.

Langzeit-Dilatometerversuchs im Felslabor Mont Terri.

PFC Modellierung des Langzeitverhaltens mit dem in Figur 5.7-11a beschriebenen Partikelmodell.

5.7.3 Daten

Bei der Festlegung der geomechanischen Parametersätze konnte sowohl auf den Datensatz aus der Bohrung Benken als auch auf die Daten der Experimente am Mont Terri zurückgegriffen werden. Es zeigt sich jedoch, dass die erhöhte Porosität und damit der höhere Wassergehalt der Opalinuston-Proben am Mont Terri eine Korrektur der Mont-Terri-Daten notwendig macht, wenn sie mit den Daten aus dem Zürcher Weinland verglichen werden sollen. Es wurde daher beschlossen, den Basisparametersatz für die Geosynthese hauptsächlich auf Messungen an Benken-Proben abzustützen und nur in Ausnahmefällen (Plausibilitätsabschätzungen, Skalenproblematik, Langzeitverhalten) auf Mont-Terri-Resultate zurückzugreifen. Figur 5.7-13 zeigt sowohl für die E-Module (a) als auch für die triaxialen Festigkeiten bei 10 MPa Manteldruck (b), dass die Unterschiede in den Daten von Mont Terri und Benken weitgehend durch den unterschiedlichen Wassergehalt erklärt werden können.

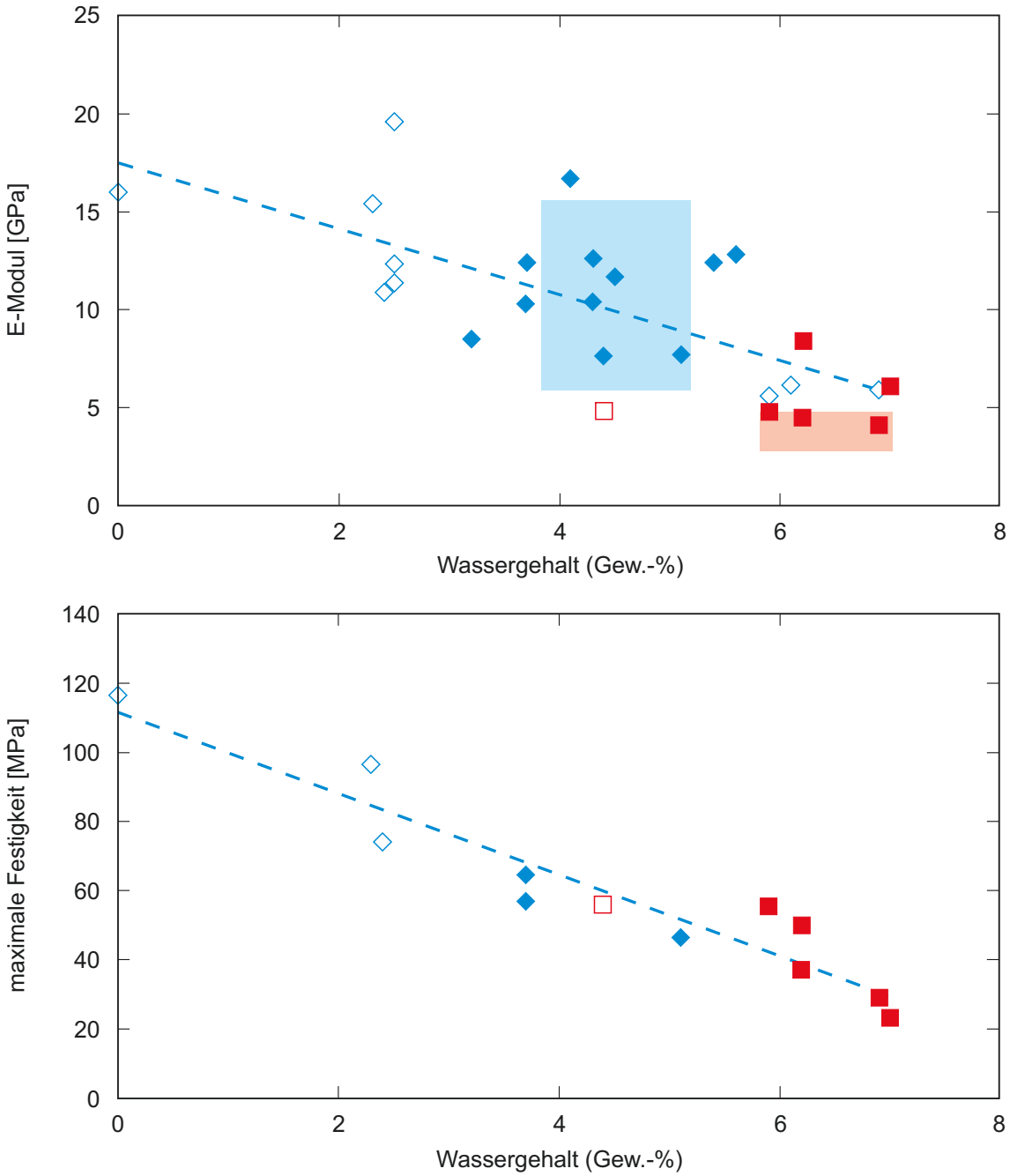


Fig. 5.7-13: E-Modul als Funktion des Wassergehalts gemessen parallel zur Schichtung.

a) E-Modul (aus Erstbelastung beim Laborversuch) als Funktion des Wassergehalts gemessen parallel zur Schichtung (blaue Symbole: Ergebnisse Bohrung Benken, rote Symbole: Ergebnisse Mont Terri; Flächen: Ergebnisse der Dilatometermessungen; ausgefüllte Symbole stellen Resultate von Kernproben mit In-situ-Wassergehalt dar, offene Symbole Resultate von getrockneten oder übersättigten Proben).

b) Maximale Festigkeit bei Belastung parallel zur Schichtung aus Triaxialversuchen bei einem Manteldruck von 10 MPa (Farbcode wie in a).

Der Basisparametersatz ist grösstenteils dem Untersuchungsbericht der Bohrung Benken (Nagra 2001) entnommen und zusammenfassend im geologischen Datensatz für den Nachweis der bautechnischen Machbarkeit in Kap. 9.5 dargestellt. Die Labormessungen umfassten folgende Arbeiten:

- Petrographisch-mineralogische Beschreibung des felsmechanisch untersuchten Probenmaterials
- Dichtemessungen, Wassergehaltsbestimmungen, Messung der Ultraschallgeschwindigkeit und daraus Ableitung der dynamischen Elastizitätsparameter sowie Porositätsbestimmungen (s. Kap. 5.4 und 5.6)
- Messung der einaxialen Druckfestigkeit und Berechnung der statischen Elastizitätsparameter
- Triaxiale Druckversuche bei Manteldrücken bis 40 MPa
- Kriechversuche bei Manteldrücken von 0.6 bzw. 10 MPa
- Versuche zur Bestimmung der Zugfestigkeit
- Quellversuche (s. Kapitel 5.6).

Die Gesteinsproben aus der Bohrung Benken wurden unmittelbar nach der Entnahme aus dem Kernrohr und der geologischen Charakterisierung in einem speziellen Druckbehälter (Nagra 2001) konserviert, um eine vollständige Entlastung und eine damit verbundene Zerstörung der Probe (*Disking*) zu vermeiden. Dieses Vorgehen minimierte zwar die durch die Entlastung bedingte zeitabhängige Deformation und die damit verbundene Schädigung. Es muss allerdings davon ausgegangen werden, dass die Proben trotz aller Sorgfalt vorgeschädigt sind. Es ist daher zu erwarten, dass gewisse Parameter durch diese Vorschädigung beeinflusst werden. Dieser Tatsache wird bei der Zusammenstellung der Daten nur bedingt Rechnung getragen, wobei zu bemerken ist, dass dieses Vorgehen durchaus pessimistisch ist, da dadurch Festigkeiten unter- und nicht überschätzt werden. Untersuchungen von Horseman & Harrington (2002) an derart konservierten Proben zeigen, dass die Proben nicht nur mechanisch relativ gut konserviert, sondern dass die Proben auch nur geringfügig entsättigt wurden. Die Sättigung der untersuchten Proben lag bei ca. 99 %.

Elastische Deformation

Das Deformationsverhalten des Opalinustons wurde einerseits an Kernproben bei Einaxial- und Triaxialversuchen, andererseits in situ mit Dilatometerversuchen untersucht. Die Deformationsraten bei den Triaxialtests betrug ca. 10^{-6} s^{-1} und bei den Einaxialtests ca. 10^{-5} s^{-1}. Da dies bei einer hydraulischen Durchlässigkeit des Opalinustons von $K < 10^{-13}$ m/s immer noch relativ schnell ist, stellen die beobachteten Parameter prinzipiell undrainierte Module dar. Generell ist bei den Versuchen zu beobachten, dass der Opalinuston eine starke Anisotropie (transversal isotrop) bezüglich der Schichtung aufweist (Tab. 5.7-2), d.h. er ist senkrecht zur Schichtung deutlich kompressibler als parallel dazu. Ausserdem ist beim E-Modul eine Abhängigkeit vom Wassergehalt festzustellen (Fig. 5.7-13a). Beachtet man diese Abhängigkeit, so erklärt sich der Unterschied zwischen den Resultaten der Untersuchungen in Benken und Mont Terri. Die Poisson-Zahl weist keine signifikante Anisotropie auf.

Tab. 5.7-2: Deformationsparameter des Opalinustons aus Proben der Bohrung Benken.

Deformationsparameter (undrainiert) des Opalinustons mit Standardabweichung (Elastizitätsmodul E, Poisson-Zahl ν) bestimmt aus Proben der Bohrung Benken (Nagra 2001).

w: Wassergehalt; Angaben in Klammern: Anzahl der Versuche.

Parameter	**Orientierung bezüglich Schichtung**		
	Parallel [P]	**Senkrecht [S]**	**45 ° [Z]**
E_{stat} [GPa]	11.4 ± 3.7 (25)	5.5 ± 2.3 (27)	6.8 ± 4.2 (23)
ν_{stat}	0.27 ± 0.10 (21)	0.27 ± 0.09 (22)	0.25 ± 0.11 (15)
w [Gew.-%]	4.0 ± 1.6 (25)	4.0 ± 1.6 (27)	3.6 ± 1.7 (23)

Die Ergebnisse der Dilatometertests (s. Fig. 5.7-13a) zeigen keine signifikante Abweichung von den statisch ermittelten E-Moduln der P-Proben (Belastung parallel zur Schichtung).

Festigkeit

Festigkeitsparameter für den Opalinuston in Benken liegen aus Laboruntersuchungen von Rummel & Weber (1999) bzw. Mathier et al. (1999) vor. Dabei wurden

- die einaxiale Druckfestigkeit
- die triaxiale Druckfestigkeit und
- die Zugfestigkeit

bestimmt. Bemerkenswert ist die starke Abhängigkeit der Festigkeit vom Wassergehalt (Fig. 5.7-13b und Fig. 5.7-15b und c). Diese Abhängigkeit wird häufig bei Tonen oder Tonsteinen beobachtet (Colback & Wiid 1965, Stagg & Zienkiewicz 1968, Mitchell 1992, Pimentel 1996) und kommt auch im Vergleich verschiedener Tone und Tonsteine (Fig. 5.7-14) deutlich zum Ausdruck. Interessant ist, dass die Festigkeit scheinbar mehr vom absoluten Wert des Wassergehalts als von dem Grad der Sättigung (also von der Saugspannung) abzuhängen scheint. Ähnliche Beobachtungen wurden auch für Tonschiefer, quarzitische Sandsteine (Colback & Wiid 1965, Pimentel 1996), Kreide (Risnes & Flaageng 1999) und sogar für Quarzglas (Lawn & Wilshaw 1975) gemacht. Es werden drei mögliche Gründe für eine Abhängigkeit der Festigkeit vom Wassergehalt bzw. der Sättigung angeführt:

- Entfestigung der Kontakte zwischen Partikeln durch Wasserzugabe (z.B. Ersetzen der starken Si-O-Si Kontakte durch schwache Si-OH-OH-Si Kontakte)
- abstossende elektrostatische Kräfte bedingt durch den Wasserfilm in dem Kontaktbereich zwischen den Partikeln
- Kapillarspannungen (Saugspannung) bei ungesättigten Gesteinen

Risnes & Flaageng (1999) favorisieren bei ihren Untersuchungen an Kreide die letzten beiden Prozesse. Insbesondere scheint die elektrostatische Abstossung einen wichtigen Prozess darzustellen, da beim Ersatz des Wassers durch Methanol die Festigkeit erheblich höher war als bei wassergesättigter Kreide. Übertragen auf den Tonstein könnte dies bedeuten, dass das gebundene Wasser erheblich zur Abnahme der Festigkeit des Tonsteins beiträgt, da das an den äusseren Oberflächen der Tonmineralpakete gebundene Wasser die Dicke des Wasserfilms und

damit die Grösse der abstossenden elektrostatischen Kräfte (Teil der *disjoining pressure* nach Horseman et al. 1996) bestimmt. Für die Bestimmung der Modellparameter für die bautechnischen Untersuchungen (Kap. 5.7.4) wurden diese Effekte nicht berücksichtigt, da sie in der Bauphase (Austrocknung durch Ventilation) eher einen positiven Effekt (Stabilisierung des Hohlraumes) haben.

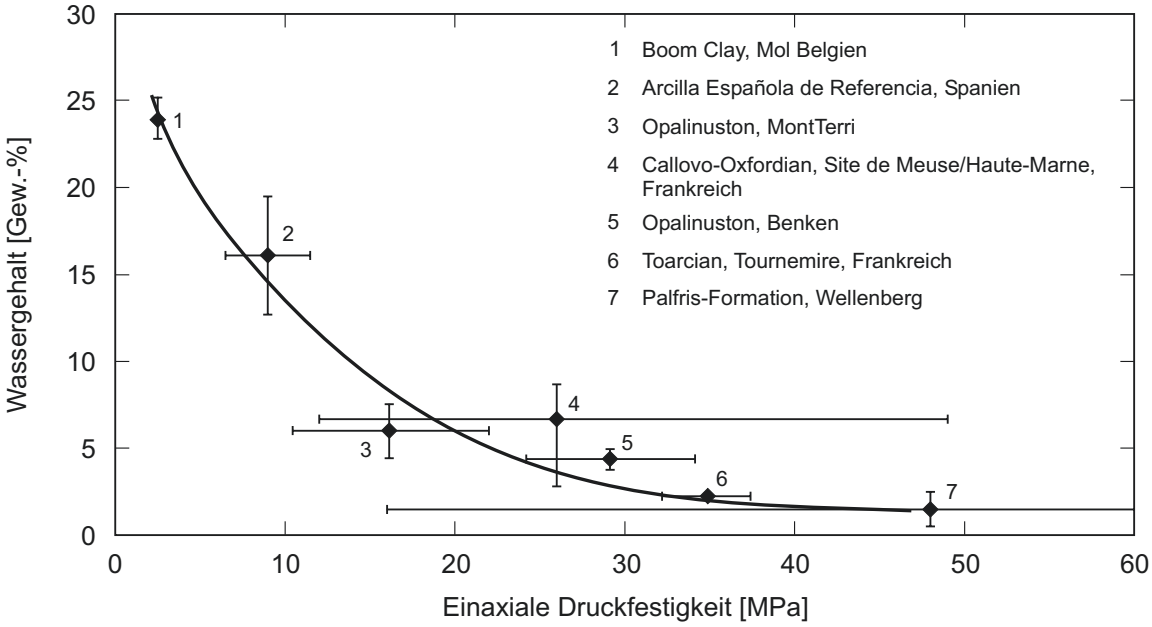


Fig. 5.7-14: Vergleich der einaxialen Druckfestigkeiten verschiedener Tone in Beziehung zum Wassergehalt.

Beschreibt man den Opalinuston als transversal isotropes Medium, so können die Festigkeiten des Gesteins ohne Berücksichtigung der Schichtung (im weiteren vereinfacht als "Matrix" bezeichnet) aus Laborversuchen mit Belastungen parallel und senkrecht zur Schichtung gewonnen werden. Die geringen Festigkeitswerte bezüglich der Schichtung werden aus den Z-Proben (Belastung 45° zur Schichtung) abgeleitet und den "Matrixwerten" für die entsprechenden Richtungen überlagert. Liegt die Belastungsrichtung in einem bestimmten Winkelbereich zur Schichtung, so reagiert das Material weniger kompetent als durch die "Matrixwerte" vorgegeben.

Betrachtet man eine aus einem Triaxialversuch gewonnene typische Spannungs-/Deformationskurve (Fig. 5.7-15a), so fällt folgendes auf: Der Kurvenverlauf zeigt zunächst einen linearen Abschnitt, der das elastische Verhalten der Probe beschreibt. Der Beginn der Abweichung vom linearen Kurvenverlauf wird bei Festgesteinen als der Beginn der Mikrorissbildung und einer damit verbundenen mikroskopischen Schädigung der Probe gleichgesetzt (*fracture initiation*). Bei Tonen kann dieser Abschnitt interpretiert werden als ein Bereich, in dem es durch Translation und Rotation der Tonpartikel zu einer internen Umlagerung der Partikel und einer weiteren Kompaktion des Tons kommt, der neue Kontakte zwischen den Partikeln schafft und das Material so verhärtet (*strain hardening*). Abgeschlossen wird diese Phase mit dem Erreichen der Spitzenfestigkeit, bei der die Probe durch die Bildung einer Diskontinuität makroskopisch versagt. Nach der Bildung einer Diskontinuität wird das Material im Bereich des Bruchs mit zunehmender Deformation entfestigt (*strain softening*) und erreicht danach eine Restfestigkeit.

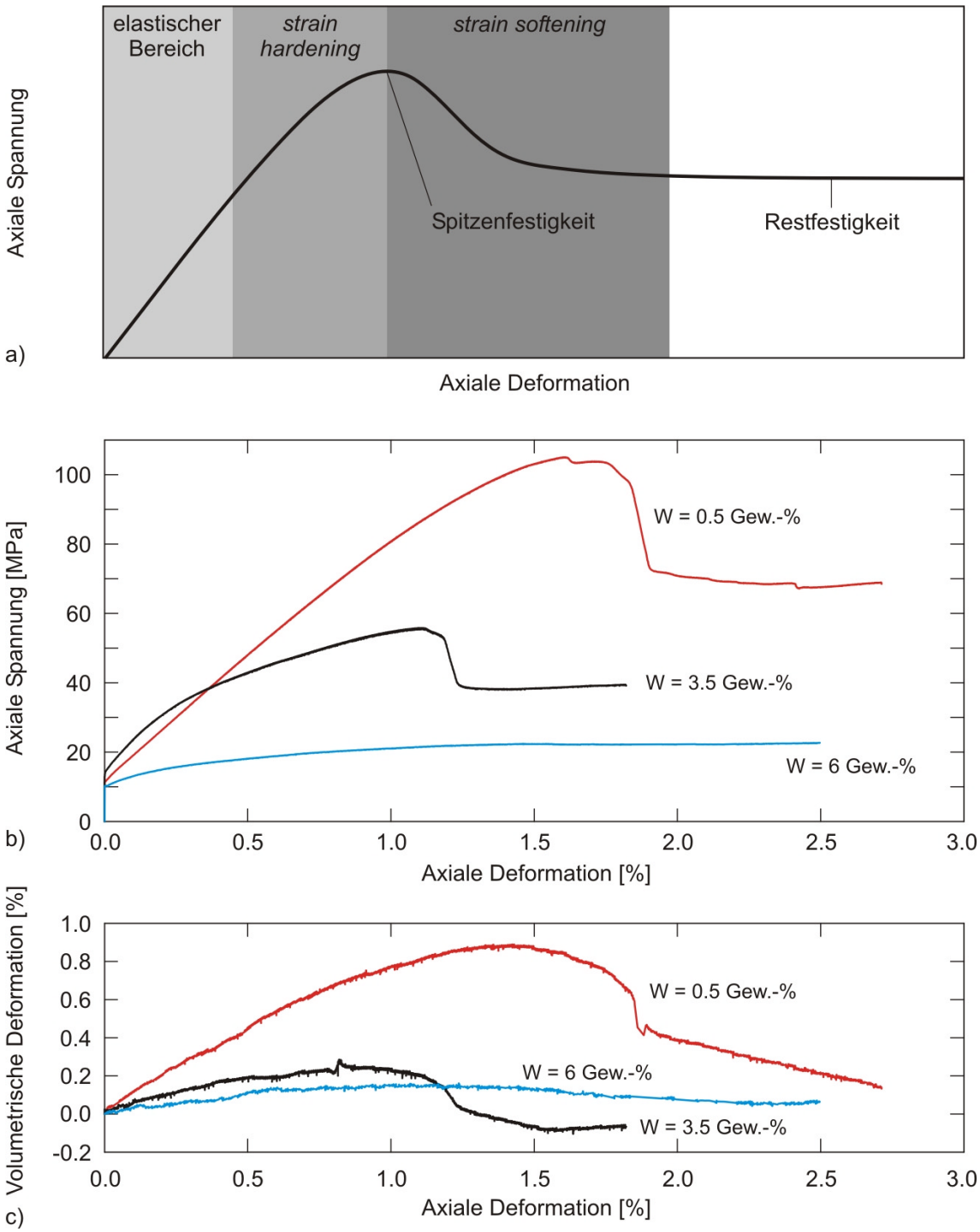


Fig. 5.7-15: Resultate von Triaxialversuchen an Opalinuston.

a) Schematische Darstellung des Spannungs-Deformationsverhaltens einer Gesteinsprobe im Triaxialversuch.

b) Laborresultate bei Manteldrücken von 10 MPa bei unterschiedlichen Wassergehalten (w) zwischen 0.5 und 6 Gew.-% (natürlicher Wassergehalt zwischen 3.5 und 4.5 Gew.-%; die Probe mit 0.5 Gew.-% wurde getrocknet; die Probe mit 6 Gew.-% wurde kurzzeitig durch Eintauchen in Wasser bei geringem Manteldruck übersättigt).

c) Beziehung – volumetrische/axiale Deformation für die gleichen Versuche wie a).

Die meisten Proben zeigen statt der für stark überkonsolidierte Materialien typischen Dilatanz im Vorbruchbereich eher eine generelle Kompaktion. Vor dem Erreichen der Maximalfestigkeit nimmt allerdings die Volumenreduktion als Funktion der Belastung ab, d.h. die Kompaktion wird zunehmend von einer relativen Volumenzunahme (Fig. 5.7-15c) überlagert, die durch folgende Prozesse erklärt werden kann:

- Entstehung, Ausbreitung und Wechselwirkung von Mikrorissen
- interne Umlagerung der Tonpartikel (siehe konzeptuelles Modell, Kap. 5.7.2).

Strukturelle Untersuchungen an getestetem Probenmaterial zeigen keine Häufung von Mikrorissen in der Nähe der Bruchfläche, ebenso wurden nur sehr wenige akustische Emissionen bei Laborversuchen während der Belastungsphase beobachtet (Hunsche pers. Mitteilung). Dies könnte zwei Ursachen haben. Einerseits könnten die bei der Deformation initiierten Risse sehr klein (Nano- statt Mikroriss) und ihre Bruchenergie damit zu niedrig sein, um als akustische Emissionen detektiert zu werden. Andererseits ist es vorstellbar, dass sich die Risse sofort wieder verschliessen und mit konventionellen Methoden nicht mehr detektierbar sind.

Tab. 5.7-3: Vergleichende Zusammenstellung der Mittelwerte für die gemessenen und aus den Triaxialtests extrapolierten einaxialen Druckfestigkeiten.

Rummel & Weber (1999), Mathier et al. (1999), Klee & Rummel (2000).

Parameter	**Ergebnis aus einaxialen Druckversuchen (Wassergehalt ca. 4.6 Gew.-%)**	**Lineare Extrapolation aus Triaxialversuchen**	
		Wassergehalt [Gew.-%]	
		3.5 – 4.5 (natürlicher Wassergehalt)	4.5 – 7.0 (übersättigte Proben)*
Einaxiale Druckfestigkeit der P-Proben [MPa]	28.0 ± 5.7	40.0	20.0
Einaxiale Druckfestigkeit der S-Proben [MPa]	30.3 ± 6.6	33.0	10.0
Einaxiale Druckfestigkeit der Z-Proben [MPa]	6.1 ± 2.6	19.0	3.0

* Proben, die vor dem Einbau in die Testapparatur kurzzeitig in Wasser getaucht wurden.

Eine lineare Extrapolation der Triaxialtests (Rummel & Weber 1999) auf sehr kleinen Manteldruck zeigt deutliche Unterschiede zu den Ergebnissen der einaxialen Druckversuche der P- und Z-Proben. Die extrapolierten einaxialen Druckfestigkeitswerte sind bei vergleichbarem Wassergehalt deutlich höher als die direkt gemessenen einaxialen Druckfestigkeiten (Tab. 5.7-3). Mögliche Erklärungen für diese Diskrepanz sind:

- Streuung der Messergebnisse
- Schädigung der Probe bei der Entnahme
- zu geringe Anzahl an Daten für eine Regression
- nicht-linearer Verlauf der Grenzzustandslinie (Hüllkurvenverlauf).

Vergleicht man die in Benken gemessenen Resultate mit Ergebnissen von Nüesch (1991), so erscheint die Erklärung dieses Phänomens durch einen nicht-linearen Hüllkurvenverlauf am realistischsten. Allerdings ist auch eine Schädigung bei der Kernentnahme als Ursache nicht auszuschliessen. Holt et al. (2000) zeigen, dass bei einer detaillierten Analyse des Schädigungsverhaltens von künstlich erzeugten Gesteinsproben (Sandstein) gerade die einaxial gemessene Festigkeit die wahre Festigkeit signifikant unterschätzt (20-50 %).

Die Ergebnisse der indirekten Bestimmung der Zugfestigkeit (*Brazilian Tests*) liefern mittlere Zugfestigkeiten von $\sigma_t = 2.7 \pm 0.8$ MPa (8 Versuche) parallel zu den Schichtflächen und $\sigma_t = 1.2 \pm 0.3$ MPa (6 Versuche) senkrecht zu den Schichtflächen (Mathier et al. 1999).

Parameter aus Langzeituntersuchungen

Kriechversuche

Zeitabhängige Deformationen wurden sowohl im Labor wie auch in situ am Mont Terri untersucht. Die jeweiligen Langzeitversuche wurden über Zeiträume von wenigen Tagen bis hin zu mehreren Monaten durchgeführt. Besonders aufschlussreich waren dabei die In-situ-Langzeit-Dilatometermessungen am Mont Terri wie auch die sehr langen Triaxialtests. Generell wird bei den Laborversuchen ein transientes und ein nahezu stationäres Kriechen bei konstanter Belastung beobachtet (Fig. 5.7-16a), die z.B. mit Hilfe eines *Burger*- oder *Blackburn-Modells* (Jaeger & Cook 1969) beschrieben werden können (Heitz 2000).

Die Kriechversuche zeigen, dass einerseits bei geringen deviatorischen Spannungen die Kriechraten gegen Null gehen (Fig. 5.7-16b) und bei höheren deviatorischen Spannungen erst nach längerer Belastungszeit (Fig. 5.7-16a) in eine quasi-stationäre Kriechphase übergehen. Ob es überhaupt ein stationäres Kriechen gibt, kann aus den vorliegenden Daten nicht abschliessend geklärt werden. Die längsten Testreihen lassen vermuten, dass die stationären Kriechraten bei ca. 10 MPa deviatorischer Spannung im Bereich von 10^{-8} bis 10^{-9} [% s^{-1}] liegen. Dies ist konsistent mit den beobachteten Kriechraten der Gesteine vom Site de Meuse/Haute-Marne. Beobachtungen von Tunnelkonvergenzen im Mont-Terri-Felslabor (Martin & Lanyon 2002 und Kap. 7) lassen den Schluss zu, dass die Deformationen mit der Zeit (wenige Monate) sehr stark abklingen und verglichen mit den elasto-plastischen Deformationen nicht dominierend sind.

Die Resultate der Versuchsergebnisse und der Tunnelkonvergenzen am Mont Terri deuten darauf hin, dass der Opalinuston erst bei der Überschreitung eines gewissen Grenzwerts bei der deviatorischen Spannung beginnt, sich kataklastisch zu deformieren. Dieses rheologische Verhalten (ähnlich einem Bingham-Körper, s. Bockhaus 1983) steht im Einklang mit dem oben beschriebenen konzeptuellen mechanischen Modell und anderen Untersuchungen in Tonsteinen (Montgomery & Ramos 2001) bzw. Tonschiefern (Dusseault & Fordham 1993). Diese Annahme bedeutet, dass es bis zu einem bestimmten Grenzwert in der deviatorischen Spannung kein sekundäres Kriechen gibt, da die jeweiligen Kontakte eine bestimmte Aktivierungsenergie benötigen, um zu brechen. Ist die deviatorische Spannung zu gering, befindet sich das Gestein in einem labilen Gleichgewicht – geringe lokale Spannungsänderungen führen zwar zu internen Deformationen (Rotation bzw. Translation von Partikeln) bis wieder ein Gleichgewichtszustand erreicht wird, aber nicht zu einem stationären Kriechen. Diese Annahme wird auch dadurch gestützt, dass das Material eine wahre Kohäsion besitzt und das ungestörte Spannungfeld anisotrop ist (Kap. 4.4). Würde der Opalinuston schon bei den kleinsten deviatorischen Spannungen "kriechen", müsste das Spannungsfeld isotrop sein. Aufgrund der beobachteten maximalen deviatorischen Spannung im Bereich des Zürcher Weinlands (Kap. 4.4) wird davon ausgegangen, dass der Schwellenwert für das Einsetzen des kataklastischen Fliessens bei 7.5 MPa liegt.

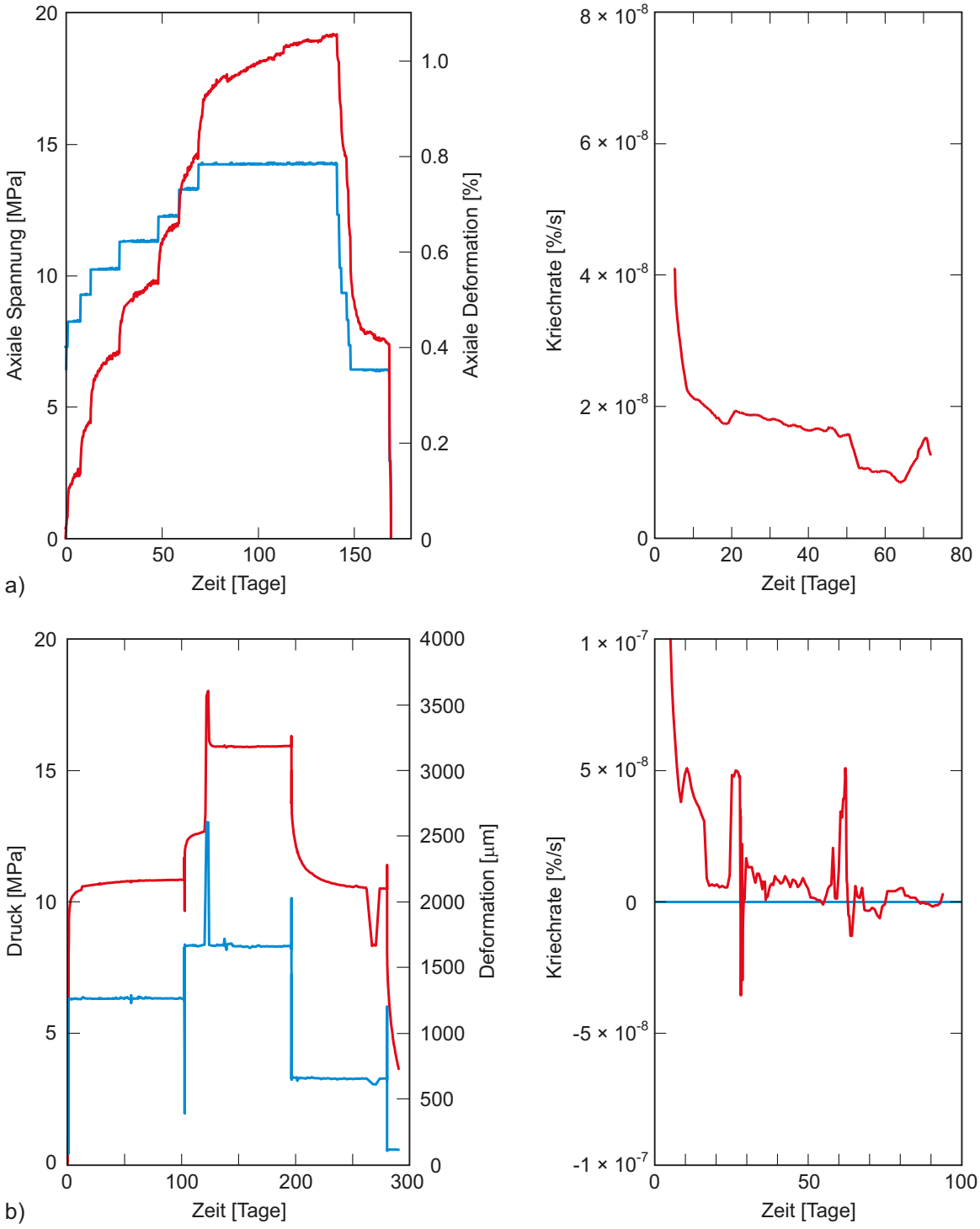


Fig. 5.7-16: Ergebnisse von Labor- und In-situ-Kriechversuchen (Felslabor Mont Terri).

Die blaue Kurve zeigt die Belastung während die rote Kurve die Deformation darstellt.

a) Labor-Kriechversuch bei einem Manteldruck von 6 MPa mit einer Belastung senkrecht zur Schichtung (links Deformationen, rechts Deformationsraten).

b) Langzeit-Dilatometer Kriechversuch im Mont Terri (links Deformationen, rechts Deformationsraten).

Drainierter Kompressionsmodul

Im Rahmen von Langzeit-Permeametertests an Opalinustonproben aus Benken (Kap. 5.8.3) wurden neben den hydraulischen Eigenschaften auch die Deformationseigenschaften des Gesteins unter drainierten Bedingungen untersucht (Horseman & Harrington 2002). Zu diesem Zweck wurde eine zylindrische Gesteinsprobe (Durchmesser 3.5 cm, Länge 7 cm) senkrecht zur Schichtung in eine isostatische Zelle eingespannt (Fig. 5.8-4) und anschliessend mit einem Manteldruck von 21 MPa beaufschlagt. Der abstromseitige Porenwasserdruck lag bei 5 MPa. Während der Permeabilitätstests wurde die volumetrische Deformation kontinuierlich registriert. Figur 5.7-17 zeigt die Ergebnisse eines vier Monate dauernden Permeametertests: Während der Durchströmung dehnt sich die Probe als Folge der sich verringernden Effektivspannung um max. 0.3 % aus. Nach Beendigung der Injektionsphase konsolidiert die Probe unter der Wirkung des Manteldrucks. Es bleibt jedoch eine residuale Dilatanz von ca. 0.17 %. Als mittlere (negative) Steigung κ der Wiederbelastungskurve ergibt sich für dieses Experiment ein Wert von 0.0075. Der drainierte Kompressionsmodul $K_{g,d}$ lässt sich wie folgt ableiten:

$$K_{g,d} = p'_m \left(\frac{1+e}{\kappa} \right) \qquad (5.7\text{-}6)$$

mit:

p'_m = mittlere effektive Normalspannung [Pa]
e = Porenzahl [-]
κ = negative Steigung der Entlastungs-/Wiederbelastungskurve [-]

Daraus ergibt sich bei einer mittleren effektiven Normalspannung von 14 MPa und einer Porenzahl von ca. 0.12 ein mittlerer drainierter Kompressionsmodul $K_{g,d}$ von 2.1 GPa. Eine weitere Möglichkeit zur Bestimmung des drainierten Kompressionsmoduls ist die Bestimmung des Speicherkoeffizienten aus hydraulischen Tests (Kap. 5.8). Typische Werte für grossräumig bestimmte Speicherkoeffizienten liegen bei 1×10^{-5} m^{-1} und entsprechen damit einem drainierten Kompressionsmodul von ca. 1 GPa.

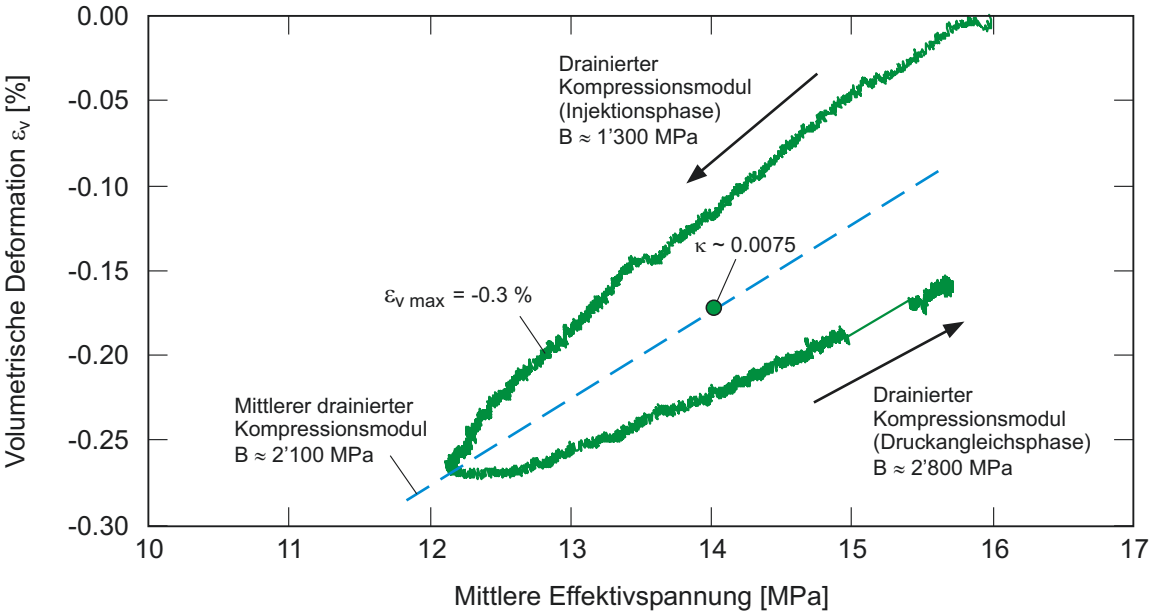


Fig. 5.7-17: Resultate des Langzeit-Permeametertests bei isostatischer Belastung.

Diskussion und Einschätzung der Daten (Skaleneffekt, mögliche Fehler)

Der Grossteil der Daten wurde an kleinen Kernproben (Durchmesser 30 mm) gewonnen, und es stellt sich die Frage, ob diese Ergebnisse repräsentativ für das Gebirge sind, oder ob es einer zusätzlichen Skalierung bedarf.

E-Modul

Die einzige Möglichkeit, den Skaleneffekt beim Opalinuston zu untersuchen, bietet zur Zeit das Felslabor Mont Terri. Sowohl der Vergleich der Dilatometermessungen mit den Labordaten (Bock 2000) als auch Rückrechnungen bezüglich der Deformationen im Tunnel beim Auffahren zeigen, dass die im Labor ermittelten elastischen Parameter das Gebirgsverhalten gut beschreiben. Es wird daher davon ausgegangen, dass auch für das Zürcher Weinland die Labordaten in erster Näherung ohne Korrektur als Gebirgskennwerte verwendet werden können.

Festigkeiten

In Festgesteinen (z.B. Granit) sind die Werte für Gebirgseigenschaften meist sehr viel kleiner als die im Labor an intakten Bohrkernen bestimmten Gesteinseigenschaften. Bei Tonsteinen liegen unterschiedliche Erfahrungen vor. Hier zeigen die Gesteinsproben oft Mikrorisse aufgrund der schnellen Entlastung während der Probennahme (teilweise bedingt durch den hohen Porendruck und die geringe hydraulische Durchlässigkeit). Die gemessenen Gesteinsfestigkeiten unterschätzen in diesen Fällen oft die wahren Gebirgsfestigkeiten (Underwood 1967, Steiner 2000). Bei der Kernentnahme der Bohrung Benken wurde die Erfahrung gemacht, dass die Bohrkerne wenige Stunden nach der Entnahme entlang der Schichtung zerbrechen und in Scheiben (*disks*) zerfallen. Dies ist nicht das bekannte, klassische *core discing,* bei dem schon während des Bohrvorgangs in Gesteinen unter hoher Spannung der Bohrkern in Scheiben zerfällt, sondern ein langsamer zeitabhängiger Bruchvorgang. Durch die Verwendung von speziellen Druckbehältern (Nagra 2001) war es möglich, das direkte *discing* weitgehend zu verhindern. Es muss aber davon ausgegangen werden, dass sich trotz aller Sorgfalt während der Kernentnahme schon Mikrorisse, bevorzugt entlang der Schichtung, gebildet haben und speziell die Festigkeit entlang der Schichtung signifikant reduziert ist. Da die Störung der Probe bei der Entnahme zur Unterschätzung der Festigkeit führt, wird davon ausgegangen, dass die Gleichsetzung von Gesteins- und Gebirgsfestigkeit eine realistische oder sogar eine pessimistische Abschätzung darstellt.

In einer Studie im Felslabor Mont Terri wurde die Abhängigkeit der Festigkeit von der Belastungsgeschwindigkeit untersucht. Hierzu wurden die Deformationsraten im Triaxialversuch zwischen 10^{-4} und 10^{-8} s^{-1} variiert. Es wurde eine leichte aber trotzdem signifikante Festigkeitsabhängigkeit von der Belastungsgeschwindigkeit (ca. 10 % Reduktion bei 10^{-8} gegenüber 10^{-6} s^{-1}) beobachtet (Rummel et al. 1998). Diese wurde ebenfalls von Nüesch (1991) bei seinen felsmechanischen Untersuchungen von Opalinuston bei hohen Manteldrücken erkannt, wobei lufttrockene Proben eine vernachlässigbare, wassergesättigte Proben eine stärkere Abhängigkeit zeigen. Atkinson & Cook (1993) zeigen mit ihrem mikro-mechanischen Rissmodell (*wing crack*s), dass bei hydraulischen Durchlässigkeiten von 10^{-13} m/s und einer Deformationsrate von 10^{-6} s^{-1} die normierte Risslänge der Mikrorisse ca. 10–15 % kleiner ist als bei sehr kleinen Deformationsraten (< 10^{-8} s^{-1}). Erklärt man nun das makroskopische Versagen der Probe durch die Interaktion der Mikrorisse, so zeigt sich, dass durch die geringere Risslänge des Mikrorisses bei schnellerer Belastung höhere Spitzenfestigkeiten gemessen werden als bei langsamer Belastung. Wegen der relativ geringen Unterschiede der Risslängen ist allerdings auch aus diesem Modell heraus keine allzu grosse Festigkeitsreduktion bei Langzeitbelastung zu erwarten.

Bei den Triaxialtests an Proben mit In-situ-Wassergehalt ("gesättigte Proben") war es nur in wenigen Fällen möglich, den Porendruck während des Versuchs verlässlich zu messen. Für die Kalibrierung der Modellparameter (Kap. 5.7.4) wurde daher angenommen, dass der angelegte Manteldruck dem effektiven Manteldruck entsprach und somit nirgendwo im Porenraum ein Porenwasser-Überdruck entstand, obwohl die Proben während der Versuche eine Volumenverringerung (< 1 %) zeigen. Zwei Erklärungen sind denkbar:

a) Die Entsättigung beschränkt sich auf den Randbereich der Probe, im Inneren ist die Probe voll gesättigt. In diesem Fall sollte sich im Inneren ein Porendruck aufgebaut haben. Dadurch würde bei der Modellkalibrierung die gemessene maximale deviatorische Spannung einem zu hohen Manteldruck zugeordnet, d.h. man geht pessimistisch vor, da die Festigkeit unterschätzt wird.

b) Die Probe ist gleichmässig ungesättigt. In diesem Fall könnten Saugspannungen dazu führen, dass die gemessene maximale deviatorische Spannung einem zu geringen Manteldruck zugeordnet würde, d.h. man überschätzt die Festigkeit. Geht man davon aus, dass die Probe eine Sättigung von 99 % besitzt (Horseman & Harrington 2002), ergeben sich Saugspannungen von ca. 2 MPa. Wäre diese Saugspannung effektiv mechanisch wirksam, so wäre die Kohäsion um maximal 20 % reduziert.

5.7.4 Materialgesetz für bautechnische Fragestellungen

In der Literatur werden zahlreiche Modelle beschrieben, die in der Lage sind, die wichtigsten Deformationseigenschaften abzubilden, ohne auf das interne Gefüge des Materials explizit einzugehen. Sie betrachten das Material als ein Kontinuum und definieren empirische Beziehungen zur Beschreibung der einzelnen Vorgänge oder Prozesse. Prinzipiell kann man zwischen Modellen unterscheiden, die aus der Bodenmechanik kommen und eher stark deformierbare Materialien beschreiben bzw. die Modelle aus der Felsmechanik, die für Festgestein entwickelt wurden. Da der Opalinuston makroskopisch je nach Wassergehalt und Kompaktion sprödes (lokalisierte Deformation) oder duktiles (Deformation des Kontinuums) Verhalten zeigt, ist die Wahl des jeweiligen Modells abhängig von der Problemstellung.

Zwei verschiedene Kontinuumsmodelle werden im Folgenden verwendet:

- modifiziertes Mohr-Coulomb-Modell (Vermeer & DeBorst 1984, Itasca 2000) bei der Untersuchung der Stabilität von Untertagebauwerken und der Entwicklung von Sprödbrüchen in der Auflockerungszone
- modifiziertes *Cam-Clay*-Modell (Wood 1990) bei der Untersuchung der Langzeitentwicklung zur Beschreibung der Deformationen bei Kompaktion bzw. Dekompaktion (Kap. 5.7.5).

Bei der Untersuchung der bautechnischen Machbarkeit der Tunnel wurde Wert darauf gelegt, dass das Materialgesetz in der Lage ist, das Bruchverhalten des Gesteins richtig zu beschreiben und die Anisotropie (transversal isotropes Material) der Gesteinsfestigkeit zu berücksichtigen.

Charakterisierung des Materialverhaltens

Bei der Evaluation der Daten sind zunächst die wichtigsten Eigenschaften des Materials auszuscheiden und in das Modell einzubeziehen. Der Opalinuston zeigt ein Verhalten, wie es für überkonsolidierte Tonsteine typisch ist und das folgendermassen beschrieben werden kann:

- Anisotropie in Festigkeit und Deformation.

- nicht-lineare Spannungs-/Deformationsbeziehung und Verfestigung (*strain-hardening*) vor dem Erreichen der Spitzenfestigkeit (Vorbruchbereich).
- Lokalisierung der Deformation, Ausbildung von Scherbändern und diskreten Bruchflächen.
- Entfestigung (*strain-softening*) und Dilatanz nach Überschreitung der Spitzenfestigkeit.
- starke Abhängigkeit des Festigkeits- und Deformationsverhaltens vom Wassergehalt.
- Quellen.
- Kataklastische Deformation ("Kriechen").

Wahl des Materialgesetzes

Die Bestimmung eines adäquaten Materialgesetzes für den Opalinuston ist recht schwierig und sollte der jeweiligen Problemstellung angepasst werden. In einigen Fällen können schon einfache elastische oder elasto-plastische Modelle einen relativ guten Überblick über das Deformationsverhalten liefern, in anderen Fällen ist das Materialverhalten komplexer zu beschreiben. Je komplexer das jeweilige Modell ist, um so mehr Details lassen sich untersuchen, aber die Modelle werden wegen der grossen Anzahl zu spezifizierender Parameter auch immer sensitiver und schwieriger zu handhaben. Es ist deshalb notwendig, durch gezielte numerische Analysen den Einfluss der einzelnen Parameter zu untersuchen und sich auf die wesentlichen Parameter zu beschränken.

Es wurden zunächst auf der Basis von Laborversuchen am Kernmaterial der Bohrung Benken zusammenfassende Standarddiagramme erstellt, die es ermöglichen, die wesentlichen Charakteristika im Deformationsverhalten des Opalinustons zu beschreiben, adäquate Anforderungen an Materialgesetze zu formulieren und notwendige Weiterentwicklungen zu definieren. Es wurden zwei Modelle parametrisiert:

- ein lineares Mohr-Coulomb-Gesetz mit hydro-mechanischer Kopplung, das für die bautechnische Machbarkeitsstudie eingesetzt wurde (Nagra 2002a)
- ein komplexeres bi-lineares Mohr-Coulomb-Gesetz mit mehrfacher Kopplung (Fig. 5.7-18), das das Festigkeits- und Deformationsverhalten erfasst (Konietzky et al. 2003).

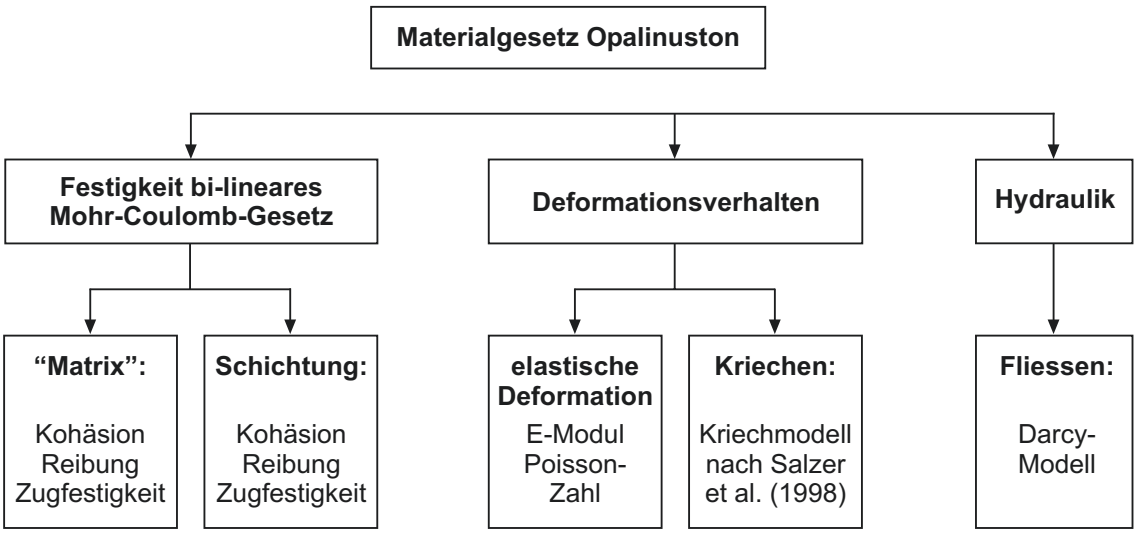


Fig. 5.7-18: Schematische Darstellung des verwendeten Materialgesetzes.

Im Rahmen der durchzuführenden Berechnungen wurden keine prinzipiell neuen Materialgesetzentwicklungen durchgeführt, vielmehr wurde mit den bereits in FLAC implementierten Materialgesetzen inklusive eigener Weiterentwicklungen (Konietzky 2001) gearbeitet.

Es werden folgende Stoffansätze verwendet:

- anisotropes Gesetz nach Darcy zur Repräsentation des hydraulischen Verhaltens
- transversal-isotropes bi-lineares *strain-(hardening-)softening*-Gesetz mit Zugspannungsbegrenzung (*subiquitious joint model*) zur Repräsentation des elasto-plastischen Verhaltens
- Kriechgesetz (Salzer et al. 1998) mit transienter und stationärer Kriechphase und *strain-hardening.*

Die hydro-mechanische Kopplung wurde folgendermassen realisiert: die Deformation des Gesteins bewirkt eine Veränderung des Porenvolumens und damit eine Erhöhung oder Erniedrigung des Porenwasserdrucks und eine Änderung der effektiven Spannung. Die Änderung des Porenwasserdrucks bewirkt einen Wasserfluss, der wiederum den Porenwasserdruck und damit die effektive Spannung verändert. Die mechanischen und hydraulischen Berechnungen erfolgen sequentiell in sehr kleinen Zeitintervallen in seperaten Modulen des Programmcodes wobei die jeweiligen Daten ausgetauscht werden (Rückkopplung). Bei den Berechnungen wird davon ausgegangen, dass das Kompressionsmodul des Gesteins (K_g) sehr viel kleiner ist als das Kompressionsmodul der Tonpartikel (K_S) und damit das drainierte/undrainierte Deformationsverhalten des Gesteins folgendermassen beschrieben werden kann (Detournay & Cheng 1993):

$$K_{g,u} = K_{g,d} + \frac{K_w}{n} \qquad (5.7\text{-}7)$$

mit:

$K_{g,u}$ = undrainiertes Kompressionsmodul des Gesteins [Pa]
$K_{g,d}$ = drainiertes Kompressionsmodul des Gesteins [Pa]
K_w = Kompressionsmodul des Porenwassers [Pa]
n = Porosität [-]

Dies bedeutet, dass der Biot-Koeffizient gleich 1 gesetzt wird und die Deformation der Poren vollständig zulasten der Kompression des Porenwassers geht und die festen Bestandteile (Tonpartikel) nicht deformiert werden. Die Permeabilität des Gesteins wurde näherungsweise als konstant angenommen, also keine Kopplung zwischen Permeabilität und Porosität berücksichtigt.

Numerische Kalibrierung des Materialgesetzes

Im Rahmen der felsmechanischen Untersuchungen erfolgte eine Modellkalibrierung für das elasto-plastische Verhalten und das Kriechen.

Hydraulische Parameter

Die hydraulischen Parameter wurden aus den Ergebnissen der Untersuchungen in der Bohrung Benken abgeleitet (Kap. 5.4 und 5.8):

Porosität (Wasserverlustporosität bei 105 °C): 0.11

hydraulische Durchlässigkeit parallel zur Schichtung: 1×10^{-13} m/s

hydraulische Durchlässigkeit senkrecht zur Schichtung: 2×10^{-14} m/s

Deformations- und Festigkeitsparameter

Das verwendete *subiquitious joint*-Modell (Itasca 1998) ist prinzipiell für die Beschreibung der Deformationen gut geeignet, hat aber folgende Einschränkungen:

- linear-elastischer Verlauf mit isotroper Deformation bzw. rein deviatorische Verfestigung im Vorbruch-Bereich.
- keine Kappengrenze (Fig. 5.7-5) zur Behandlung irreversibler kompressiver Deformationen bei isotroper Belastung.

Während die Vernachlässigung der Anisotropie bei der elastischen Deformation zu geringen Fehlern in der Berechnung der Gesamtdeformation führt (massgeblich für die Gesamtdeformation ist die Bildung der Auflockerungszone), ist die Vernachlässigung der Kappengrenzen bei den bautechnischen Betrachtungen ohne Bedeutung. Die maximale effektive Normalspannung des Opalinustons bei der maximalen Versenkung (ca. 1'700 m s. Kap 3.3) war so hoch, dass sie im Umfeld des Stollens trotz Spannungsumlagerung nie überschritten wird.

Tab. 5.7-4: Abgeleitete Parameter für den Opalinuston (Datensatz Benken) für ein bi-lineares bzw. ein vereinfachtes lineares Mohr-Coulomb-Modell für die bautechnische Machbarkeitsstudie.

Parameter	**Bi-lineares Modell**		**Lineares Modell**	
	Matrixparameter	**Parameter für Schichtung**	**Matrix-parameter**	**Parameter für Schichtung**
E-Modul	7 GPa			
Poisson-Zahl	0.27			
Zugfestigkeit	2.5 MPa	1.2 MPa	2.5 MPa	1.2 MPa
Spitzenkohäsion	8.7 MPa / 17.2 MPa*	1.3 MPa / 10.1 MPa*	8.6 MPa	1.9 MPa
Reibungswinkel	30° / 14°*	34° / 12°*	24.6°	24.1°
Restkohäsion	4.3 MPa / 16 MPa*	0.7 MPa / 5 MPa*	4.3 MPa	1 MPa
Restreibungswinkel	29° / 13°*	33° / 11°*	24°	22°

* Werte bei geringer Normalspannung / Werte bei hoher Normalspannung

Zunächst wurde eine Kalibrierung für ein Standard-*subiquitious-joint*-Modell durchgeführt, welches mit den oben angegebenen Einschränkungen behaftet ist. Die Grenzzustandsbedingungen werden separat jeweils bi-linear oder linear für die "Gesteinsmatrix" (Fig. 5.7-19) und die Schichtung (Fig. 5.7-20) definiert und zusätzlich mit jeweils einer Zugspannungsbegrenzung versehen.

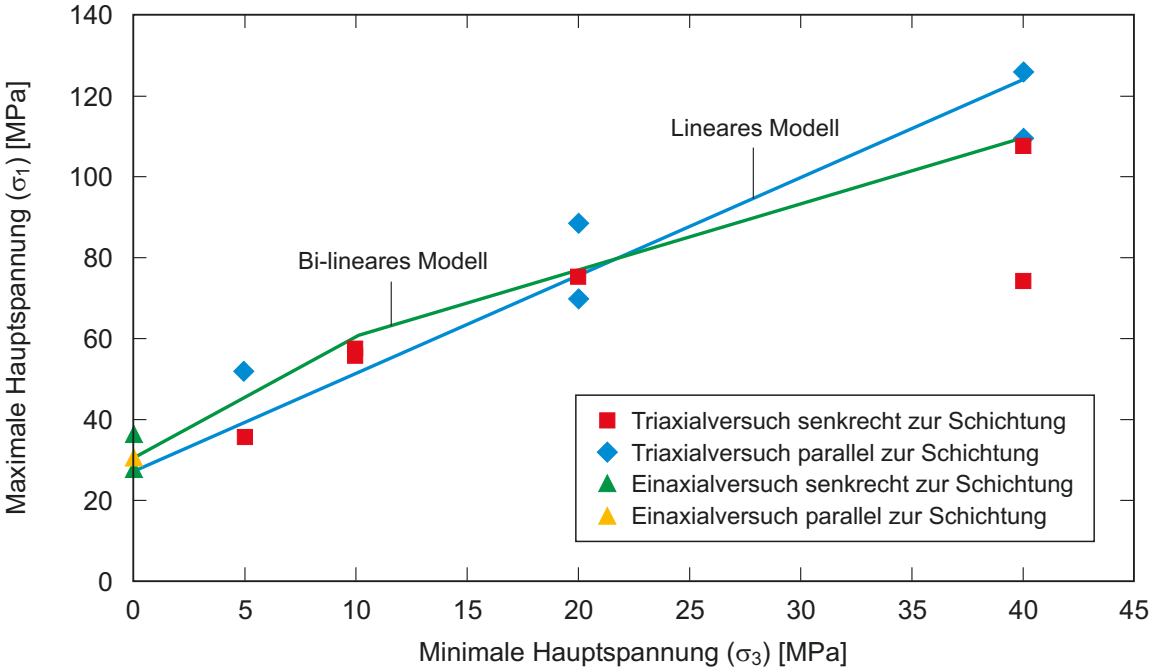


Fig. 5.7-19: Modellkalibrierung mit den Labordaten (Benken) für die Festigkeit der isotropen Gesteinsmatrix (lineares und bi-lineares Modell).

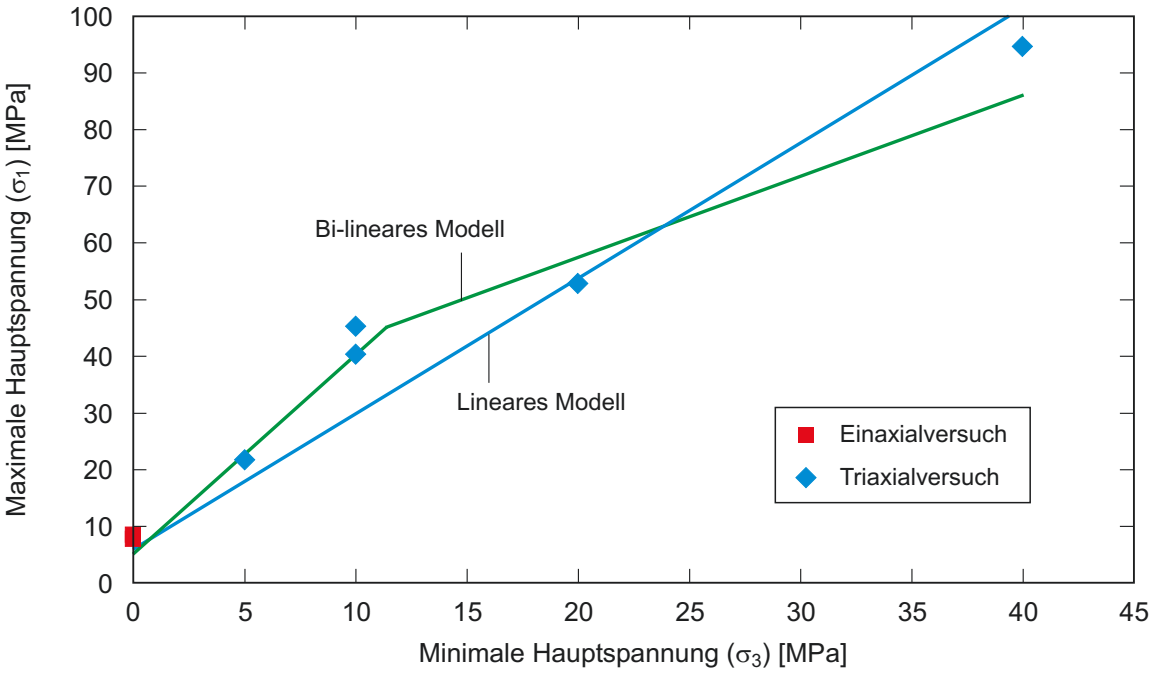


Fig. 5.7-20: Modellkalibrierung mit den Labordaten (Benken) für die Festigkeit der Schichtung.

Eine Weiterentwicklung des oben vorgestellten Modells erlaubt eine realistischere Beschreibung des Deformationsverhaltens. Über spezielle Verfestigungsansätze bezüglich der Kohäsion und des Reibungswinkels wird es hierbei mit dem *subiquitious-joint*-Modell möglich, eine nicht-lineare Spannungs-/Deformationsbeziehung im Vorbruch-Bereich abzubilden. Ähnlich wie bei der Entfestigung im Nachbruchbereich (Vermeer & DeBorst 1984) erfolgt hier im Vor-

bruch-Bereich eine über die akkumulierte plastische Scherdeformation gesteuerte Änderung der Kohäsion und des Reibungswinkels, und zwar sowohl für die Matrix als auch für die Schichtung. Diese Änderung des Materialverhaltens stellt das Äquivalent in der Kontinuumsbeschreibung des numerischen Modells zu den internen Umlagerungsprozessen im konzeptuellen Modell dar. Umlagerungen von Tonpartikeln führen im Vorbruchbereich zur Entstehung von neuen Kontakten, die die Kohäsion und den Reibungswinkel des Materials gesamthaft erhöhen. Zu beachten ist allerdings, dass die so realisierte Verfestigung nur über deviatorische Spannungskomponenten erfolgt und damit keine isotrope Verfestigung beinhaltet.

Dabei errechnen sich die Parameter folgendermassen:

$$C_{actual} = C_{ini} + \frac{2 \cdot \sqrt{\left(\varepsilon_p^s \cdot \varepsilon_{p,max}^s\right)}}{\varepsilon_p^s + \varepsilon_{p,max}^s} \cdot C_{max} \qquad (5.7\text{-}8)$$

$$\Delta_{actual} = \frac{2 \cdot \sqrt{\left(\varepsilon_p^s \cdot \varepsilon_{p,max}^s\right)}}{\varepsilon_p^s + \varepsilon_{p,max}^s} \cdot \sin(\phi_{max}) \qquad (5.7\text{-}9)$$

$$\phi_{actual} = \arctan \sqrt{\frac{\Delta_{actual}^2}{1 - \Delta_{actual}^2}} \qquad (5.7\text{-}10)$$

mit:

C_{actual} = aktuell wirkende Kohäsion [Pa]
C_{ini} = initiale Kohäsion [Pa]
ϕ_{actual} = aktuell wirkender Reibungswinkel [°]
C_{max} = maximaler Wert der Kohäsion [Pa]
ϕ_{max} = maximaler Wert des Reibungswinkels [°]
ε_p^s = aktueller Wert der akkumulierten plastischen Scherdeformation [-]
$\varepsilon_{p,max}^s$ = Wert der akkumulierten plastischen Scherdeformation, bei der die Maximalwerte von Kohäsion und Reibungswinkel erreicht werden [-]
Δ_{actual} = Hilfsgrösse [-]

Im Verfestigungsregime wird mit einem Reibungswinkel von 0° sowie Kohäsionswerten von 0.0001 MPa (C_{ini}) gestartet. Der Tangentenmodul zu Berechnungsbeginn beträgt 15 GPa und entspricht damit dem Entlastungs- bzw. Wiederbelastungsmodul (Bühler 1999). Figur 5.7-21 zeigt die berechneten Spannungs-/Deformationskurven für Triaxialversuche im Vergleich mit experimentell erhaltenen Daten. Es zeigt sich, dass das generelle Deformationsverhalten mit diesem erweiterten Modellansatz gut wiedergegeben wird. Zusätzlich ist es mit dem erweiterten Modell möglich, die permanente Verfestigung des Materials zu berücksichtigen und die Wiederbelastungs-/Entlastungszyklen prinzipiell richtig wiederzugeben (Fig. 5.7-22).

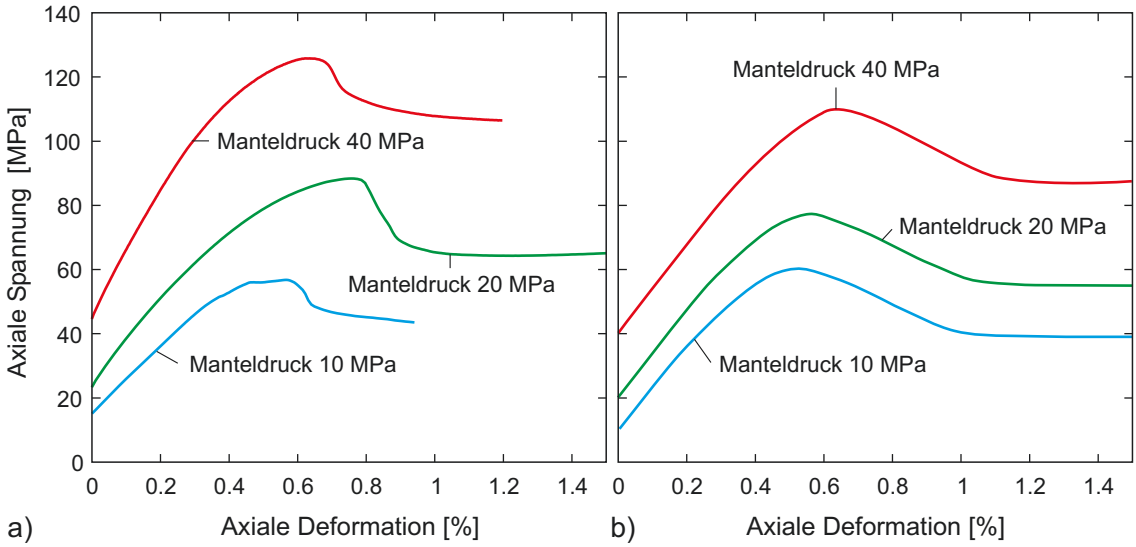


Fig. 5.7-21: Vergleich der beobachteten (a) und der berechneten (b) Spannungs-Deformationsbeziehung für Triaxialtests bei unterschiedlichen Manteldrücken.

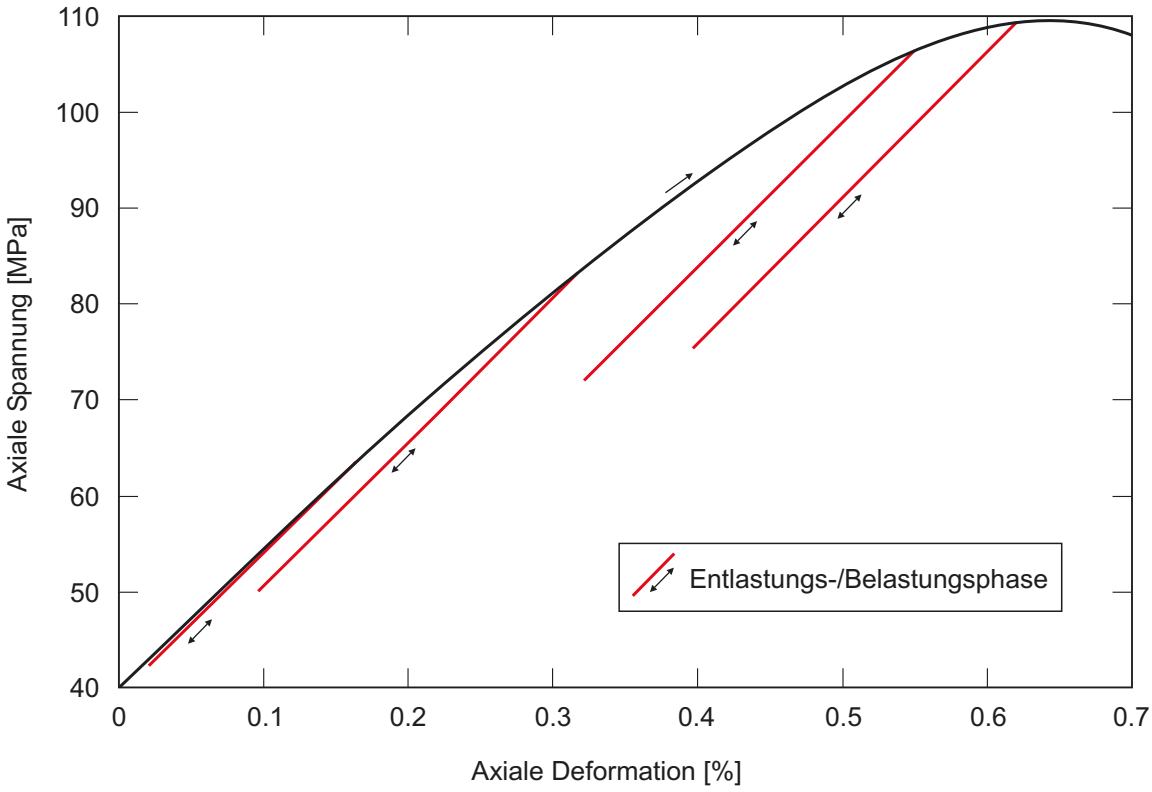


Fig. 5.7-22: Exemplarische Darstellung des Spannungs-Deformationsverhaltens von vier Be- und Entlastungszyklen während eines Triaxialversuches für eine gesättigte Z-Probe mit 40 MPa Manteldruck.

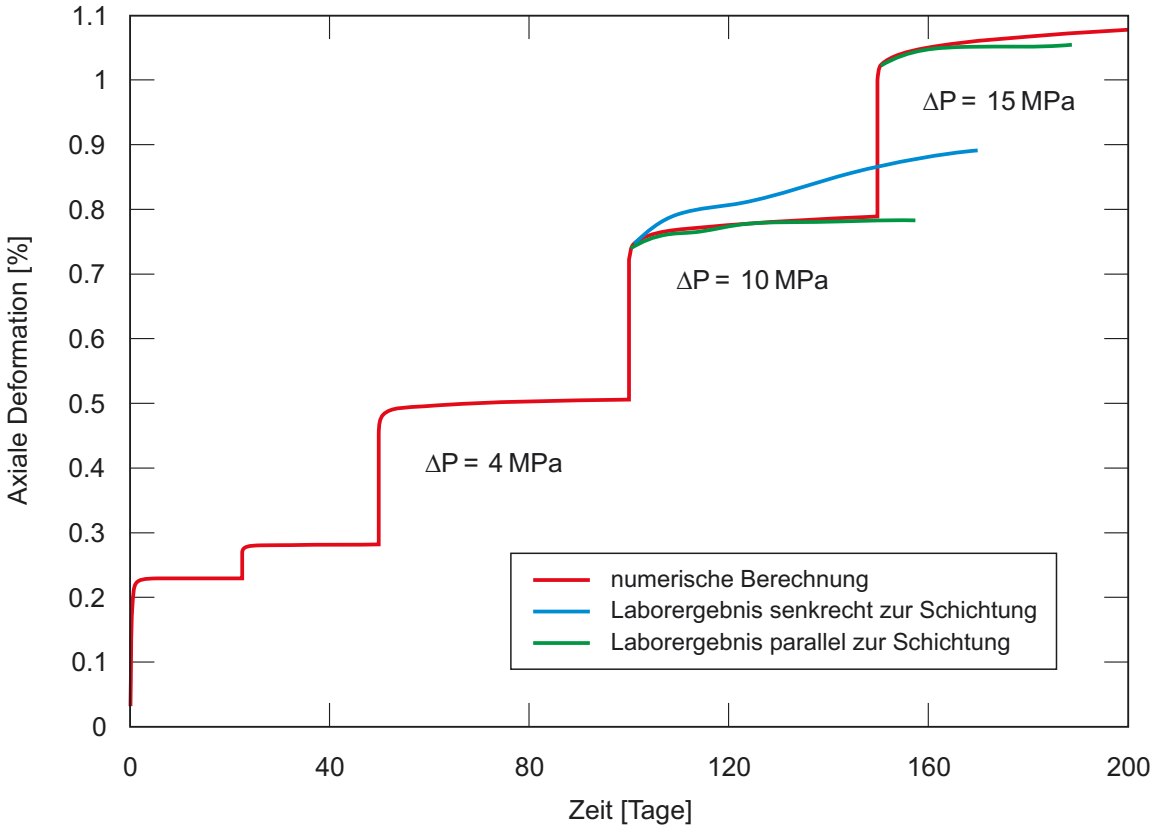


Fig. 5.7-23: Axiale Deformation als Funktion der Kriechzeit für Proben unter Verwendung des Salzer-Modells (Salzer et al. 1998) im Vergleich mit Labordaten.

rot: Belastung senkrecht zur Schichtung, blau: Belastung parallel zur Schichtung.

"Kriechparameter"

Die durchgeführten Kriechversuche an Proben der Bohrung Benken zeigen eine erhebliche Streuung und sind aufgrund der relativ kurzen Dauer bezüglich der sekundären Kriechphase nur eingeschränkt aussagekräftig. Deshalb wurden die aussagekräftigeren Daten aus dem Felslabor Mont Terri sowie Kriechversuche von anderen Tonsteinen (Site de Meuse/Haute-Marne) zur Kalibrierung der "Kriechparameter" hinzugenommen.

Der Auswertung wurde das Salzer-Kriechgesetz (Salzer et al. 1998) zugrunde gelegt:

$$\dot{\varepsilon}^{cr}_{eff} = \alpha \cdot \frac{\sigma^{\beta}_{eff}}{(\varepsilon^{v}_{eff})^{\mu}} - \frac{\varepsilon^{v}_{eff}}{t_0} \qquad (5.7\text{-}11)$$

$$\varepsilon^{cr}_{eff} = \int_0^t \left(\alpha \cdot \frac{\sigma^{\beta}_{eff}}{(\varepsilon^{v}_{eff})^{\mu}} - \frac{\varepsilon^{v}_{eff}}{t_0}\right) dt \qquad (5.7\text{-}12)$$

mit:

ε^{cr}_{eff} = Kriechdeformation [-]

$\dot{\varepsilon}^{cr}_{eff}$ = Kriechrate [s^{-1}]

σ_{eff} = 2. Invariante des Spannungstensors [$I_2 = (1/2\ (\sigma_1-\sigma_2)^2+(\sigma_2-\sigma_3)^2+(\sigma_3-\sigma_1)^2)^{1/2}$] [Pa]
ε^{v}_{eff} = 2. Invariante des Kriechtensors [analog zu oben] [-]
μ = Verfestigungsparameter (*hardening*) [-]
t_0 = Erholungsparameter (*recovery*) [s]
α = Kriechfaktor [$Pa^{-1}\ s^{-1}$]
β = Spannungsexponent [-]

Die in diesem Kriechgesetz verwendeten Parameter μ und t_0 bestimmen das Verfestigungs- (*hardening*) und Erholungs- (*recovery*) Verhalten des Materials. Wird keine Verfestigung des Materials während des Kriechens ($\mu = 0$) und keine Erholung ($t_0 = \infty$) angenommen, so lässt sich das Kriechgesetz in den bekannten Norton-Ansatz (Bockhaus 1983) überführen:

$$\dot{\varepsilon}^{cr}_{eff} = \alpha \cdot \sigma^{\beta}_{eff} \tag{5.7-13}$$

Da im Salzer-Kriechgesetz der Kriechprozess schon bei der kleinsten deviatorischen Spannung beginnt und kein Schwellenwert bei der deviatorischen Spannung (Kap. 5.7.3) eingeführt ist, wurde das Salzer-Kriechgesetz erweitert. Im erweiterten Kriechgesetz wird nun das Kriechen unterdrückt, solange die deviatorische Spannung unter einem bestimmten Grenzwert liegt. Damit gewährleistet ist, dass das Gebirge unter In-situ-Bedingungen (In-situ-Spannungsfeld) im Gleichgewicht ist, wurde der Schwellenwert mit 7.5 MPa angesetzt.

Eine Kalibrierung des Salzer-Kriechgesetzes (Salzer et al. 1998) auf Basis der sekundären Kriechraten (Fig. 5.7-23) sowie unter Beachtung der qualitativen Kurvenverläufe aller relevanten Kriechexperimente für den Opalinuston ergeben folgende Parameter:

Parameter	Wert
β [-]	7
α [$Pa^{-1}\ s^{-1}$]	1×10^{-35}
t_0 [s]	5×10^{9}
μ [-]	5.6

5.7.5 Materialgesetz zur Beschreibung des Langzeitverhaltens

Der Opalinuston des Zürcher Weinlands ist aufgrund seiner Versenkungsgeschichte als leicht überkonsolidierter Tonstein einzuordnen. Der Grad der Konsolidierung wird durch den OCR-Wert *(overconsolidation ratio*) ausgedrückt, der das Verhältnis der maximal erreichten Effektivspannung (*preconsolidation stress*) zur aktuellen Effektivspannung darstellt:

$$OCR = \frac{p'_{max}}{p'} \tag{5.7-14}$$

mit:

OCR = Überkonsolidierungsverhältnis [-]
p'_{max} = maximal erreichte Effektivspannung [Pa]

Zur Charakterisierung des Deformationsverhaltens solcher überkonsolidierter Tonsteine eignen sich die in Kapitel 5.7.1 erwähnten Modellansätze der Theorie der kritischen Zustände (*critical state theory*). Das modifizierte *Cam-Clay*-Modell (Wood 1990) stellt einen relativ einfachen konzeptuellen Ansatz dar, um das elasto-plastische Deformationsverhalten eines Tonsteins

sowohl im normal-konsolidierten als auch im überkonsolidierten Zustand (Horseman 2002) zu beschreiben. Die wichtigsten Modell-Parameter des modifizierten *Cam-Clay*-Modells werden im Folgenden aufgeführt.

Parametrisierung des modifizierten *Cam-Clay*-Modells

Gemäss Kapitel 5.7.1 ist das Cam-Clay-Modell durch folgende Grenzzustands-Linien im p'-q-Diagramm (Fig. 5.7-3) charakterisiert:

- die Roscoe-Linie definiert die Plastizitätsgrenze des Gesteins im normal-konsolidierten Zustand. Sie hat die Form eines Ellipsen-Segments mit dem Mittelpunkt bei $q = 0$ und $p' = 0.5 \cdot p'_{max}$. Die grosse Halbachse schneidet $q = 0$ bei p'_{max}, die kleine Halbachse ist festgelegt durch den Schnittpunkt mit der kritischen Zustandslinie (S):

  Roscoe-Linie: $$p'^2 - p'_{max} \cdot p' + \left(\frac{q}{M}\right)^2 = 0 \qquad (5.7\text{-}15)$$

  mit:

  M = Reibungsparameter für normale Konsolidierung (OCR = 1) [Pa]

- Die Steigung der kritischen Zustandslinie wird durch den experimentell zu bestimmenden Reibungsparameter M des Gesteins unter normal-konsolidierten Bedingungen festgelegt.
- die Hvorslev-Linie und die Zugspannungsbegrenzung (*no-tension-cut-off*) legen die Grenzzustände des Gesteins im überkonsolidierten Zustand fest und haben die Form von zwei sich schneidenden Geraden:

$$\begin{aligned} &\text{Zugspannungsbegrenzung:} && q = 3p' \\ &\text{Hvorslev - Linie} && q = M_o \cdot p' + q_0 \end{aligned} \qquad (5.7\text{-}15)$$

mit:

M_o = Reibungsparameter bei Überkonsolidierung (OCR > 1) [-]

q_o = scheinbare Kohäsion im p'-q-Diagramm [Pa]

Der Reibungsparameter M_0 des Gesteins unter überkonsolidierten Bedingungen sowie die scheinbare Kohäsion q_0 sind experimentell zu bestimmende Materialparameter.

Parameterwerte des Langzeit-Deformationsmodells

Im Rahmen der Geosynthese wurde kein eigenes Messprogramm zur Ermittlung der Langzeit-Deformationsparameter durchgeführt. Die Herleitung der Parameterwerte für das modifizierte Cam-Clay-Modell stützt sich daher einerseits auf Konsolidierungsexperimente an Kernproben aus dem Felslabor Mont Terri ab. Andererseits kann ein Teil der Modellparameter auch aus den Auswertungen der geomechanischen Tests (Konietzky et al. 2003) und der Permeametertests (Horseman & Harrington 2002) an Kernproben aus Benken abgeleitet werden. Die zur Erstellung des Langzeit-Deformationsmodells verwendeten Grundlagendaten wurden von Horseman (2002) kompiliert und sind in Tabelle 5.7-5 zusammengefasst.

Im Felslabor Mont Terri wurde p'_{max} mit Hilfe von Konsolidierungexperimenten an Kernproben ermittelt (Horseman 2002); der Wert liegt bei ca. 10 MPa. Die aktuelle Effektivspannung in Mont Terri kann aus Interpretationen von In-situ-Spannungsmessungen abgeleitet werden

(Martin & Lanyon 2002). Unter der Annahme eines mittleren Porenwasserdrucks von 2 MPa ergibt sich nach Martin & Lanyon für Mont Terri eine mittlere Effektivspannung von ca. 3.5 MPa und somit ein OCR-Wert zwischen 2.5 und 3.

In Benken wurde p'_{max} nicht direkt an Kernproben gemessen, sondern aus der Versenkungsgeschichte des Opalinustons abgeleitet. Ausgehend von einer maximalen Versenkungstiefe von 1'700 m ergibt sich eine geschätzte maximale Vertikalspannung von ca. 42.5 MPa. Für die Abschätzung der maximalen Effektivspannung müssen zusätzlich Annahmen zu den Horizontalspannungen und zum Porenwasserdruck zum Zeitpunkt der tiefsten Versenkung getroffen werden. Die Schätzungen der maximalen Effektivspannung sind daher mit relativ grossen Unsicherheiten verbunden und liegen bei 16–25 MPa (Horseman 2002). Die heutige mittlere Effektivspannung in der Referenztiefe von 650 m u. GOK wird aus den in Benken gemessenen In-situ-Spannungen gemäss Tabelle 4.4-1 berechnet und liegt für Porenwasser-Überdrücke von ca. 0.5 bis 1.5 MPa zwischen 9.9 und 10.9 MPa (Mittelwert ca. 10.5 MPa). Hieraus lässt sich für Benken ein OCR-Wert von ca. 1.5 bis 2.5 ableiten.

Tab. 5.7-5: Parameter zum Langzeit-Deformationsmodell.

Modifiziertes Cam-Clay-Modell, basierend auf Horseman (2002).

Parameter	**Benken**	**Mont Terri**
Überkonsolidierungsverhältnis OCR	1.5 – 2.5	2.5 – 3
Negative Steigung VCL λ	–	0.0288
Negative Steigung RRL κ	0.0075	0.0031
Reibungsparameter M (OCR = 1)	1.68	0.8
Reibungsparameter M_o (OCR > 1)	0.94[1]	0.5
Scheinbare Kohäsion q_o	9.1 MPa[1]	2.8 MPa
Maximale Effektivspannung p'_{max}	25 MPa	10 MPa

[1] Abgeleitet aus Restkohäsion und Restreibungswinkel (Matrixparameter) gemäss Tab. 5.7-4.

5.7.6 Deformationsverhalten des Wirtgesteins: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Das Deformationsverhalten des Opalinustons ist sehr komplex und muss je nach Fragestellung unterschiedlich beschrieben werden. Die Untersuchungen haben gezeigt:

- Aufgrund der Versenkungsgeschichte ist der Opalinuston im Zürcher Weinland schwach überkonsolidiert (OCR 1.5–2.5).
- Das Deformationsverhalten ist stark vom Wassergehalt des Gesteins abhängig – makroskopisch zeigt der Opalinuston bei hohem Wassergehalt eher duktiles, bei geringem Wassergehalt eher sprödes Verhalten.
- Das Deformations- und Bruchverhalten wird durch die interne Struktur des Opalinustons geprägt. Dies bewirkt u.a., dass der Opalinuston transversal isotrop ist, d.h. die Eigenschaften parallel und senkrecht zur Schichtung unterscheiden sich wesentlich. Insbesondere ist zu erwähnen, dass die Festigkeit entlang der Schichtung stark reduziert ist.

- Bei der Beschreibung des Deformationsverhaltens müssen hydro-mechanische Kopplungen berücksichtigt werden.
- Die zeitabhängige Deformation wird geprägt durch Kompaktion/Konsolidierung des Gesteins (volumetrische Deformation und Verdrängung des Porenwassers) und einem 'Bruchfliessen' oder kataklastischen Fliessprozess sowie Quellprozessen.
- Die zeitabhängige Deformation lässt sich durch stationäres Kriechen nur ungenügend beschreiben. Annähernd stationäre Kriechraten werden nur bei hohen deviatorischen Spannungen beobachtet. Bei geringen deviatorischen Spannungen geht die Kriechrate mit der Zeit gegen Null (ähnlich einem rheologischen Bingham-Modell).
- Für bautechnische Zwecke ist die Beschreibung des Deformations- und Bruchverhaltens mit einem elastoplastischen, anisotropen Mohr-Coulomb-Modell mit hydro-mechanischer Kopplung möglich und ausreichend.
- Die konzeptuelle Beschreibung des Langzeitverhaltens erfolgt mit einem elastoplastischen Ansatz, basierend auf der *critical state* Theorie (Wood 1990), mit einem modifizierten Cam-Clay-Modell.

5.8 Hydraulische Eigenschaften des Wirtgesteins

Die hydraulische Barrierenwirkung von intaktem Tonstein-Gebirge ist bereits auf vielen erdwissenschaftlichen und geotechnischen Studien- und Anwendungsgebieten nachgewiesen worden (Terzaghi 1923, Chapman 1983, Freeze & Cherry 1979, Müller-Vonmoos et al. 1988, Neuzil 1994a). Die hydraulische Durchlässigkeit von Tonsteinen ist oft so gering, dass sie an bzw. unterhalb der Nachweisgrenze für konventionelle hydraulische Messmethoden liegt. Im Hinblick auf die Langzeitsicherheit eines geologischen Tiefenlagers bildet der Nachweis der grossräumigen Barrierenfunktion des Wirtgesteins den Schwerpunkt der standortbezogenen hydrogeologischen Untersuchungen. Das daraus abgeleitete hydrogeologische Prozess- und Systemverständnis umfasst auch eine eingehende Analyse und Bewertung jener Bedingungen, die nach dem Bau des Tiefenlagers zur Beeinträchtigung der Barrierenfunktion des Wirtgesteins führen könnten. Ausgangspunkte für die hydrogeologische Charakterisierung des Wirtgesteins sind daher die folgenden übergeordneten Fragestellungen:

- Skalenabhängigkeit der hydraulischen Durchlässigkeit.
- Einfluss gekoppelter hydro-mechanischer und hydro-chemischer Prozesse auf die Porenwasserbewegung.
- Veränderung der hydraulischen Eigenschaften des Wirtgesteins (i) durch den Bau des Tiefenlagers (Kap. 7.4) und (ii) im Rahmen der geologischen Langzeitentwicklung des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland (Kap. 8.5).

Aus den genannten Fragestellungen werden als hydraulische Gesteinskennwerte folgende Parameter und Modelle abgeleitet: Hydraulische Durchlässigkeit, Anisotropiefaktor und Gültigkeitsbereich des Darcy-Gesetzes (Anfangsgradient), Speicherkoeffizient sowie Parametermodelle zur hydrogeologischen Langzeitentwicklung.

5.8.1 Grundlagen zur Porenwasserbewegung im Wirtgestein

Hydrogeologisch relevante Betrachtungsmassstäbe

Die hydraulischen Eigenschaften des ungestörten Wirtgesteins stehen in enger Beziehung zum Aufbau seiner Porenräume. Wie die räumliche Anordnung der Porenräume ist auch die hydraulische Durchlässigkeit eine skalenabhängige Eigenschaft des Gebirges. In geringdurchlässigen Gesteinsformationen wie dem Opalinuston sind hydraulische Parameter praktisch nur kleinskalig messbar. Die mit Laborexperimenten (Permeametertests) ermittelten Durchlässigkeiten repräsentieren die Gesteinseigenschaften im Zentimeterbereich. Mit In-situ-Versuchen (Packertests) wurden in Benken Bohrlochabschnitte von 3 bis 32 m Länge getestet – die Reichweite der hydraulischen Tests lag typischerweise im cm- bis dm-Bereich. Die für die Langzeitsicherheit relevanten Betrachtungsmassstäbe erstrecken sich hingegen auf den Deka- bis Hektometerbereich. Ziel der hydrogeologischen Charakterisierung ist daher neben der kleinmassstäblichen Messung der hydraulischen Parameter auch die Herleitung von Modellansätzen, die eine Übertragung der hydraulischen Eigenschaften auf jene Betrachtungsmassstäbe erlauben, welche einer direkten Messung nicht zugänglich sind (*"upscaling"*).

Die Identifizierung der hydraulisch relevanten Strukturelemente in den verschiedenen Betrachtungsmassstäben ist der erste Schritt zur Erfassung einer allfälligen Skalenabhängigkeit der hydraulischen Durchlässigkeit. In Anlehnung an die geologische Gliederung in Kapitel 5.2.2 lassen sich aus hydrogeologischer Sicht für den Opalinuston im Zürcher Weinland vier Betrachtungsmassstäbe unterscheiden:

- Im Massstab des lokalen hydrogeologischen Modells (10^1–10^4 m) stellt der Opalinuston einen Grundwasserstauer dar (vgl. Kap. 3.6 und 4.6), dessen hydraulische Barrierenfunktion allenfalls durch das Vorhandensein grosser Störungen und/oder durch markante laterale Fazieswechsel beeinflusst werden könnte (vgl. auch Fig. 5.2-4a).
- In vertikaler Richtung ist das Wirtgestein im Meter- bis Dekameter-Massstab (10^0–10^2 m) durch eine Wechselfolge von Schichten gekennzeichnet, die sich vorwiegend durch ihren Tongehalt unterscheiden (Fig. 5.2-4a). Die Anzahl der Klüfte und Verschiebungsflächen entlang der Bohrung Benken ist gering (vgl. Kap. 5.5).
- Im Massstab der strukturgeologischen Bohrkernaufnahmen (10^{-3}–10^{-1} m) ergeben gut geschichtete bzw. paralleltexturierte tonig-sandige Wechsellagerungen ein auffallend homogenes Gesamtbild (Fig. 5.2-4b,c). Die beobachtete Schichtung kann als Indiz für eine Anisotropie der hydraulischen Durchlässigkeit im mm- bis m-Massstab gewertet werden.
- Im Rahmen von begleitenden Laborprogrammen wurde die Mikrostruktur des Opalinustons (Bereich < 0.002 mm) charakterisiert (Kap. 5.4). Auch auf dieser Skala weist die ausgeprägte Paralleltextur auf eine Anisotropie der hydraulischen Durchlässigkeit hin. Die Strukturuntersuchungen zeigen, dass die Porenräume hauptsächlich der Klasse der Mesoporen zuzuordnen sind (1–25 nm, vgl. Tab. 5.4-5). In den Mesoporen ist das Porenwasser aufgrund kapillarer und elektro-molekularer Kräfte nur in bedingtem Masse mobil (eingeschränkter Gültigkeitsbereich des Darcy-Gesetzes).

Bewegungsgesetze des mobilen Porenwassers

Das Darcy-Gesetz ist die in der Hydrogeologie gebräuchlichste Form der quantitativen Beschreibung des Grundwasserflusses. Es besagt, dass zwischen dem spezifischen Durchfluss durch ein repräsentatives Elementarvolumen und dem hydraulischen Gradienten ein linearer Zusammenhang besteht: Der hydraulische Durchlässigkeitsbeiwert repräsentiert die Proportionalitätskonstante zwischen Durchfluss und hydraulischem Gradienten. Das Darcy-Gesetz ist

jedoch nur gültig, wenn der hydraulische Gradient innerhalb gewisser Grenzen liegt. Für den Opalinuston ist insbesondere die untere Gültigkeitsgrenze von Bedeutung, da infolge der kleinen Porenaperturen elektro-molekulare Gesteins-Wasser-Wechselwirkungen gegenüber den viskosen Fluideigenschaften (Reibung) an Bedeutung gewinnen und sich das Porenwasser bei geringen hydraulischen Gradienten nicht mehr wie ein Newton'sches Fluid verhält. Eine ausführliche Diskussion möglicher Ursachen für ein nichtlineares Fliessverhalten des Porenwassers ist in Horseman et al. (1996) zu finden. Empirisch kann diesem Sachverhalt durch Einführung eines hydraulischen Anfangsgradienten (*threshold gradient*) Rechnung getragen werden (z.B. Häfner et al. 1985):

$$v_f = \begin{cases} K \cdot \text{grad h} \cdot \left[1 - \dfrac{i_o}{|\text{grad h}|} \right] & \text{für } |\text{grad h}| \geq i_o \\ 0 & \text{für } |\text{grad h}| < i_o \end{cases} \qquad (5.8\text{-}1)$$

mit:

v_f = spezifischer Durchfluss (Darcy-Geschwindigkeit) [m/s]
K = hydraulische Durchlässigkeit (Durchlässigkeitsbeiwert) [m/s]
grad h = hydraulischer Gradient [-]
i_o = hydraulischer Anfangsgradient (*threshold gradient*) [-]

In quellfähigen Tonsteinen werden Abweichungen vom Darcy-Gesetz häufig als Folge konkurrierender Fliessprozesse gedeutet (Miller & Low 1963, Swartzendruber 1962a,b, Russel & Swartzendruber 1971). Chemo-osmotische Flüsse oder andere gekoppelte Prozesse verursachen bei kleinen hydraulischen Gradienten scheinbare oder reale Abweichungen vom linearen Fliessgesetz (vgl. Horseman et al. 1996). Existiert beispielsweise im Porenwasser des Gesteins ein chemisches Ungleichgewicht, so kann der hydraulische Anfangsgradient als Grenzwert gedeutet werden, unterhalb dessen der osmotische Fluss gegenüber dem hydraulischen Fluss dominiert. In ähnlicher Weise kann auch durch ein Kompaktions-Ungleichgewicht ein Beitrag zum Porenwasserfluss entstehen (vgl. Kap. 6.3). Der Anfangsgradient ist dementsprechend nicht als intrinsische Gebirgseigenschaft im strengen Sinn zu betrachten, sondern er hängt von den geomechanischen Verhältnissen im Gebirge und vom geochemischen Systemzustand des Porenwassers im mikroskopischen Porenraum des Wirtgesteins ab (vgl. Kap. 5.11 und 5.12).

Für Gesteine mit sehr kleinen hydraulischen Durchlässigkeiten finden sich in der Literatur kaum quantitative Angaben zum Anfangsgradienten. Aus einer von Häfner et al. (1985) kompilierten Zusammenstellung von Laborexperimenten lassen sich für K-Werte um 1×10^{-13} m/s Anfangsgradienten im Bereich 100 bis 1'000 ableiten. Bear (1972) erwähnt, dass in Tonen Anfangsgradienten > 30 beobachtet worden sind. Permeameterexperimente mit Opalinustonkernen aus Benken und dem Mont Terri wurden in der Regel mit Gradienten > 1000 gefahren – die Gültigkeit des Darcy-Gesetzes wurde im Rahmen dieser Laborexperimente nachgewiesen. Auch die in Benken bzw. im Felslabor Mont Terri durchgeführten In-situ-Packertests lassen keine Abweichungen vom linearen Fliessgesetz erkennen. Die während des Testprogramms in der unmittelbaren Bohrloch-Umgebung erzeugten hydraulischen Gradienten liegen in den späten Fliess- und Wiederangleichsphasen typischerweise im Bereich von 50 bis 500. Weitere Befunde sind in Figur 5.8-1 und Tabelle 5.8-1 aufgeführt: Im Stollennahfeld des Felslabors Mont Terri deutet das radiale Profil des hydraulischen Potenzials auf ein normales, durch lineare Bewegungsgesetze bestimmtes Fliessregime hin – der hydraulische Gradient im Stollennahfeld liegt typischerweise zwischen 1 und 10.

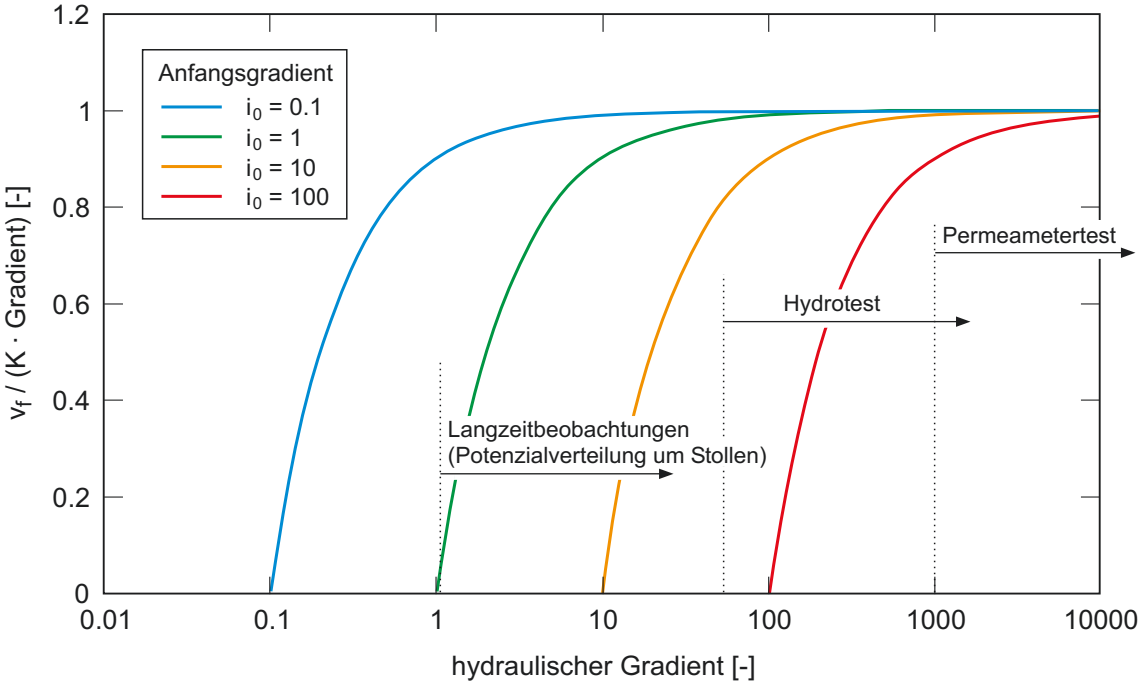


Fig. 5.8-1: Gültigkeitsbereich des erweiterten Darcy-Gesetzes.

Effektive hydraulische Durchlässigkeit in dimensionsloser Darstellung $v_f/(K \cdot \text{grad } h)$ als Funktion des hydraulischen Gradienten für Anfangsgradienten zwischen 0.1 und 100. Mit Permeametertests wurde die Gültigkeit des Darcy-Gesetzes für Gradienten > 1'000 nachgewiesen. Packertests in Benken und Mont Terri zeigen, dass das Darcy-Gesetz bei Gradienten > 50 noch gültig ist. Im Stollennahfeld des Felslabors Mont Terri deuten die Langzeitbeobachtungen des hydraulischen Potenzials auf ein lineares Fliessregime bei Gradienten ≥ 1 hin.

Tab. 5.8-1: Nachweisführung zur Gültigkeit des Darcy-Gesetzes und Abschätzung des Anfangsgradienten.

Für verschiedene hydrogeologische Erkundungsmethoden sind typische Bandbreiten des hydraulischen Gradienten zusammengestellt. Sofern keine Abweichung vom Darcy-Gesetz beobachtet wird, kann für die jeweiligen Erkundungsmethoden gefolgert werden, dass der Anfangsgradient nicht unterschritten wird.

Hydraulische Erkundungs-methode	**Typischer hydraulischer Gradient [-]**	**Gültigkeit des Darcy-Gesetzes**
Permeametertests an Kernproben aus Benken / Mont Terri	1000 – 10000	nachgewiesen
Packertests Mont Terri / Benken	50 – 500 (Gradient während der Druck-angleichsphase)	nachgewiesen
Langzeitbeobachtung der Druck-spiegel im Stollenumfeld des Felslabors Mont Terri	1 – 10 (Gradient im radialen Abstand von der Stollenwand < 10 m)	Keine Abweichungen festgestellt (im Rahmen der Unsicherheits-bandbreite der Beobachtungsdaten)
Hydraulische Interferenztests Mont Terri	< 1 (Druckantwort im Beobachtungsbohrloch)	Anomale Druckreaktionen deuten auf Abweichungen vom Darcy-Gesetz hin

Hydraulische Interferenztests im Felslabor Mont Terri zeigen hingegen bei hydraulischen Gradienten ≤ 0.3 anomale Reaktionen in den Beobachtungsbohrungen. Insbesondere gleichen sich die Intervalldrücke in den Beobachtungszonen nach Abschluss der aktiven Testphase in aller Regel nicht an die ursprünglichen Formationsdrücke an. Marschall et al. (2003) deuten diese Beobachtungen als Abweichungen vom Darcy-Gesetz. Aus den in Tabelle 5.8-1 aufgeführten Befunden, aber auch aus den in Kapitel 5.11 angestellten Betrachtungen zum osmotischen Fluss kann geschlossen werden, dass der für das Wirtgestein charakteristische Anfangsgradient in der Grössenordnung zwischen 0.1 und 1 liegt. Eine direkte Bestimmung der unteren Gültigkeitsgrenze des Darcy-Gesetzes ist für den Opalinuston aus messtechnischen Gründen praktisch nicht möglich. Die Unsicherheitsbandbreite bei der Abschätzung des Anfangsgradienten ist daher relativ gross.

Gekoppelte hydro-chemische und hydro-mechanische Prozesse

Phänomenologisch lassen sich Abweichungen vom Darcy-Gesetz als Folge gekoppelter hydrochemischer bzw. hydro-mechanischer Prozesse deuten. Das Verständnis von solchen gekoppelten Prozessen ist hydrogeologisch bedeutsam, da diese die grossräumige Grundwasserzirkulation im Opalinuston wesentlich beeinflussen können (z.B. Verhinderung eines advektiven Grundwasserflusses, Generierung und Erhaltung von Porenwasser-Überdrücken über geologische Zeiträume). Im Rahmen der hydrogeologischen Synthesearbeiten wurden folgende Prozesse näher untersucht:

- Chemo-osmotische Flüsse infolge eines Konzentrationsgefälles im Porenwasser
- Hydro-mechanische Prozesse bei Deformation des Gebirges durch Kompaktion oder Dekompaktion.

Osmotische Flüsse bzw. osmotische Differenzdrücke in Tonsteinen sind in Labor- und Feldexperimenten wiederholt nachgewiesen worden. Verschiedentlich wurde Osmose gar als vorherrschender Transportmechanismus in Grundwassersystemen postuliert (Neuzil 2000, vgl. auch Horseman et al. 1996). Die in Benken und im Felslabor Mont Terri durchgeführten Untersuchungen weisen ausnahmslos darauf hin, dass chemo-osmotisch bewirkte Flüsse als potenzieller Transportmechanismus im Wirtgestein – wenn überhaupt – nur eine geringe Rolle spielen können (Kap. 5.11). Hingegen sind osmotische Prozesse wichtig für das Verständnis der geomechanischen Eigenschaften (elastische Moduln, Festigkeits- und Quellparameter) und insbesondere der Selbstabdichtungskapazität des Wirtgesteins (vgl. Kap. 5.8.5).

Hydro-mechanisch gekoppelte Prozesse sind bei der hydrogeologischen Betrachtung des Opalinustons in mehrfacher Hinsicht von Bedeutung. Sie spielen eine Schlüsselrolle für das Verständnis der geologischen Entwicklung des Wirtgesteins (Kompaktion und Diagenese, vgl. Kap. 3.3). Hydrogeologisch ist die mehrphasige Versenkungsgeschichte des Zürcher Weinlands geprägt durch das Auftreten von anomalen Porenwasserdrücken im Zusammenhang mit den einzelnen Versenkungs- und Hebungsereignissen (Kap. 6.3). Darüber hinaus hat das Deformationsverhalten des Opalinustons einen massgeblichen Einfluss auf den grossräumigen Speicherkoeffizienten, der die Wiederaufsättigung der Untertagebauwerke nach Verschluss des Tiefenlagers bestimmt (Kap. 7.4). Auch die hydraulische Durchlässigkeit wird in einem gewissen Mass durch deformationsbedingte Porositätsänderungen beeinflusst (Porositäts-Permeabilitätsbeziehung). Schliesslich ist auch im Hinblick auf die Langzeitentwicklung der hydraulischen Wirtgesteinseigenschaften das Verständnis des Deformationsverhaltens des Wirtgesteins von grundlegender Bedeutung (Kap. 8.5): Nicht nur die Eigenschaft der Selbstabdichtung, sondern auch die Entstehung von Sprödstrukturen ist eng an die zukünftige Entwicklung der In-situ-Spannungsverhältnisse gebunden (Hebung/Erosion, Vergletscherung, Neotektonik).

Der spezifische Speicherkoeffizient wird in der Hydrogeologie üblicherweise wie folgt definiert:

$$S_s = \rho_w \cdot g \cdot \left[\frac{1}{K_g} + \frac{n}{K_w} \right] \tag{5.8-2}$$

mit:

S_s = spezifischer Speicherkoeffizient [m^{-1}]
K_g = (drainiertes) Kompressionsmodul des Gebirges [Pa]
K_w = Kompressionsmodul des Wassers [Pa]
ρ_w = Dichte des Wassers [g/m^3]
n = Porosität [-]
g = Erdbeschleunigung [m/s^2]

In der Geomechanik wird zwischen dem drainierten und dem undrainierten Kompressionsmodul des Gesteins unterschieden (vgl. Horseman et al. 1996). Für die Betrachtung der kompaktionsbedingten Entwicklung der Porenwasserdrücke (Kap. 6.3) und für die Modellierung der grossräumigen Porenwasserbewegung (Kap. 6.4) ist das drainierte Kompressionsmodul massgebend. Da das drainierte Kompressionsmodul für den normal- bzw. über-konsolidierten Zustand eines Tonsteins unterschiedlich ist (vgl. Kap. 5.7), muss auch für den Speicherkoeffizienten unterschieden werden zwischen dem normal-konsolidierten Zustand (Versenkungsphase) und dem über-konsolidierten Zustand (Hebungsphase):

$$\begin{aligned} &\text{normal - konsolidiert :} && S_s = \rho_w \cdot g \cdot \left[\frac{\lambda \cdot (1-n)}{p'} + \frac{n}{K_w} \right] \\ &\text{über - konsolidiert :} && S_s = \rho_w \cdot g \cdot \left[\frac{\kappa \cdot (1-n)}{p'} + \frac{n}{K_w} \right] \end{aligned} \tag{5.8-3}$$

mit:

λ = (negative) Steigung der Erstbelastungskurve [-]
κ = (negative) Steigung der Entlastungs-/Wiederbelastungskurve [-]
p' = mittlere Effektivspannung [Pa]

Wendet man diese geomechanische Formulierung des spezifischen Speicherkoeffizienten auf die heutigen In-situ-Verhältnisse an (überkonsolidierter Opalinuston in der Referenztiefe von 650 m), so kann aus den in Kapitel 5.7 ermittelten geomechanischen Konsolidierungsparametern ein effektiver spezifischer Speicherkoeffizient zwischen 1×10^{-6} und 2×10^{-5} m^{-1} abgeleitet werden. Umgekehrt ist es auch möglich, im Rahmen der Auswertung von Permeametertests einen Speicherkoeffizienten zu ermitteln, aus dem dann das drainierte Kompressionsmodul berechnet wird.

Durch volumetrische Deformation ändert sich die Porosität des Gebirges. Diese Porositätsänderung ist wiederum mit einer Änderung der intrinsischen Permeabilität bzw. mit der hydraulischen Durchlässigkeit verbunden. Nach Kozeny-Carman (z.B. Horseman et al. 1996) lässt sich die intrinsische Permeabilität beispielsweise aus der Porosität und der spezifischen Oberfläche abschätzen:

$$k = \frac{n^3}{(1-n)^2} \left[\frac{1}{\tau^2 \cdot C_s \cdot (\rho_s \cdot s_{sp})^2} \right] \tag{5.8-4}$$

mit:

k = intrinsische Permeabilität [m^2]
τ = Tortuosität [-]
C_s = Geometriefaktor (Wertebereich zwischen 2 und 3) [-]
ρ_s = Korndichte [g/m^3]
s_{sp} = spezifische Oberfläche [m^2/g]

Spezifische Oberfläche, Korndichte und Porosität können im Labor aus Strukturanalysen hergeleitet werden. Dewhurst et al. (1999) überprüften die Anwendbarkeit der Kozeny-Carman-Beziehung und anderer empirischer Porositäts-Permeabilitätsbeziehungen für geringdurchlässige Tonsteine. Die Autoren weisen darauf hin, dass die verwendeten Porosität-Permeabilitätsbeziehungen mit grossen konzeptuellen Unsicherheiten behaftet sind und sich daher nur für überschlägige Abschätzungen der hydraulischen Eigenschaften eignen.

5.8.2 Hydrogeologische Datenbasis im Überblick

Die hydraulischen Packertests in der Bohrung Benken sowie Permeametertests an Opalinustonkernen aus Benken stellen die wichtigsten Quellen für die standortbezogene Charakterisierung des Wirtgesteins dar. Regionale Untersuchungen dienen zur Abschätzung der Variabilität der hydraulischen Wirtgesteinseigenschaften unter vergleichbaren lithologisch-mineralogischen Bedingungen und bei ähnlichen Konsolidierungsverhältnissen – zu nennen sind vor allem die hydrogeologischen Experimente im Felslabor Mont Terri, die Packertestergebnisse aus den Sondierbohrungen Schafisheim, Riniken und Weiach sowie Zuflussbeobachtungen in Untertagebauwerken im Opalinuston. Der Vergleich mit anderen Tonsteinen ermöglicht die hydrogeologische Einordnung des Opalinustons in das breite Spektrum der weltweit erkundeten Tonformationen. Tabelle 5.8-2 gibt einen Überblick über die verwendeten Grundlagendaten und deren Bedeutung für die hydrogeologische Charakterisierung des Opalinustons.

5.8.3 Vertiefte Interpretation ausgewählter Packertests in der Bohrung Benken

Wegen der Bedeutung der in Benken durchgeführten Packertests als wichtigste Quelle hydraulischer Grundlagendaten wird an dieser Stelle ein kurzer Abriss der vertieften Testinterpretation wiedergegeben.

Die Auswertung der Packertest-Daten erfolgte in zwei unabhängigen Interpretationsphasen. Im Rahmen der Felduntersuchungen wurde eine erste umfassende Analyse der Tests entsprechend dem damaligen Kenntnisstand durchgeführt (Nagra 2001). Die anschliessende Geosynthese führte zu einem vertieften Verständnis der hydraulischen, chemischen und geomechanischen Prozesse im Opalinuston und damit zu einer Erweiterung der interdisziplinären Datenbasis. Dieser erweiterte Kenntnisstand bildet die Grundlage für die vertiefte zweite Interpretation.

Schwerpunkt dieser zweiten Interpretationsphase war eine umfassende Analyse der potenziellen Testartefakte, die zu einer Verfälschung der hydraulischen Gesteinsparameter und Druckhöhen führen könnten. Als potenzielle Störfaktoren wurden untersucht (Fig. 5.8-2):

- Osmotische Flüsse infolge von chemischen Potenzialunterschieden zwischen Testfluid und Porenwasser des Wirtgesteins.
- Freies Quellen von Tonmineralien im Gestein an der Bohrlochwand bzw. im Bohrklein, das ausbricht und sich im Tiefsten des Testintervalls ansammelt.
- Mechanische Bohrlochkonvergenz infolge der komplexen rheologischen Eigenschaften des Opalinustons (visko-elasto-plastisches Verhalten).

- Thermo-hydraulisch induzierte Flüsse (vgl. auch Nagra 2001) durch den Temperaturangleichsprozess nach erfolgtem Spülungsaustausch.

Die aufgeführten Prozesse können während der aktiven Testsequenzen (Fliessphasen) einen erhöhten Zufluss zum Bohrloch vortäuschen und damit zu einer Überschätzung der Intervalltransmissivität führen. Während der Druckerholungsphasen können sie als überhöhte Formationsdrücke missinterpretiert werden.

Tab. 5.8-2: Hydrogeologische Datenbasis zur Charakterisierung des Wirtgesteins.

Erkundungsmethode	**Bedeutung**	**Referenz**
Benken		
Packertests	Standortbezogene K-Werte und hydraulische Druckhöhen	Nagra (2001), Marschall et al. (2002)
Permeametertests	K-Werte, Anisotropiefaktor, hydro-mechanische Parameter	Horseman & Harrington (2002), Senger (2002)
Strukturgeologische Analysen und ergänzende Laboruntersuchungen	Komplementäre Daten zur räumlichen Variabilität der K-Werte, Beiträge zur Analyse von Testartefakten	Mazurek (2001a & b), Albert & Bläsi (2001), Steffen & Jäggi (2002)
Mont Terri		
Packertests	K-Werte, hydraulische Diffusivität, Prozessverständnis (hydro-mechanische Kopplung, hydrochemische Testartefakte)	Marschall et al. (2003), Enachescu et al. (1999), Enachescu et al. (2002), Senger et al. (2002)
Permeametertests	K-Werte, Anisotropie, hydro-mechanische Parameter, osmotische Effizienz	Marschall et al. (2003), Harrington et al. (2001)
Hydraulische Langzeitbeobachtungen	Analyse des Grundwasserregimes, grossräumige K-Werte, Bedeutung regionaler Störungen	Marschall et al. (2003)
Hydrogeologische Regionalstudien im Opalinuston		
Packertests in weiteren Sondierbohrungen (Nagra Nordschweiz, Erdöl/Erdgasbohrungen)	Standortbezogenene K-Werte und hydraulische Druckhöhen	Klemenz et al. (2000)
Zuflussbeobachtungen in Untertagebauwerken im Opalinuston	Transmissivitäten von diskreten wasserführenden Systemen	Gautschi (2001a)
Überregionale Studien in anderen Tonstein-Formationen		
Packertests, Permeametertests in *Tournemire (F)*	K-Werte der Toarcian-Tonsteine; qualitative Angaben über Wasserführung in Störungen	Cabrera et al. (2001)
Packertests, Permeametertests, hydraulische Langzeitbeobachtungen im *Site de Meuse/Haute-Marne (F)*	K-Werte der Tonsteine des Callovo-Oxfordian; Porenwasser-Überdrücke	Andra (2001)

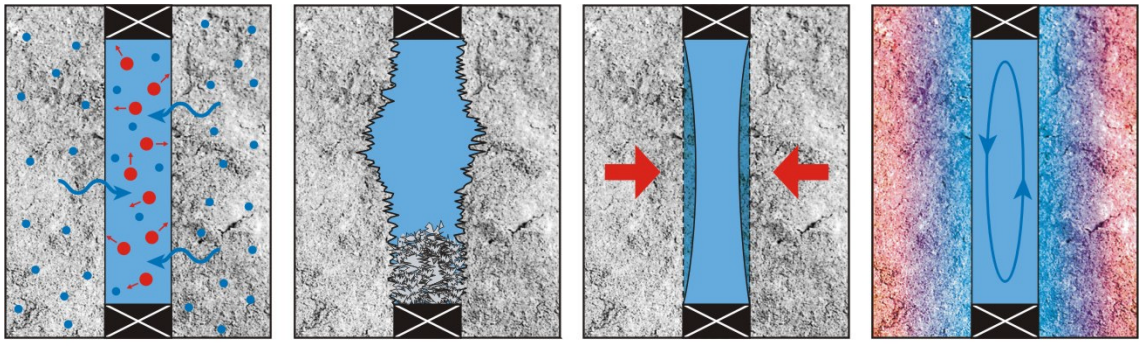


Fig. 5.8-2: Analyse von Testartefakten im Rahmen der Re-Interpretation der Packertests in der Bohrung Benken.

Als potenzielle Testartefakte wurden untersucht: (a) osmotische Flüsse infolge von chemischen Potenzialunterschieden zwischen Testfluid und Porenwasser, (b) freies Quellen von Tonmineralien an den Bohrlochwänden und an der Basis des Testintervalls, (c) durch die Rheologie des Opalinustons bedingte Bohrlochkonvergenz und (d) unvollständiger Temperaturausgleich nach erfolgtem Spülungsaustausch.

Das Konzept der vertieften Testinterpretation umfasste eine Reihe von experimentellen und numerischen Arbeiten, mit deren Hilfe der Einfluss der oben erwähnten Testartefakte schliesslich bewertet werden konnte:

- Numerische Re-Analysen der Packertestdaten aus Benken unter Berücksichtigung der Bohrlochkonvergenz.
- Experimentelle Bestimmung der osmotischen Effizienz im Labor und unter In-situ-Bedingungen (Mont Terri).
- Qualitative Laborexperimente zur Visualisierung der Wechselwirkung zwischen Opalinuston und verschiedenen Bohrspülungen und Testfluiden.
- Überprüfung von früheren thermo-hydraulischen Packertestauswertungen (Nagra 2001).

Re-Analysen der Packertests unter Berücksichtigung der Bohrlochkonvergenz

Von den in der Wirtgesteinseinheit durchgeführten Packertests wurden die Tests D2–P1 (Testintervall: 548.8–564.5 m) sowie O1–O3 nicht weiter ausgewertet, da der Testablauf aufgrund von versuchstechnischen Problemen (Packerversagen, Kommunikation zwischen Testintervall und Ringraum, vgl. Nagra 2001) signifikant beeinträchtigt war. Bemerkenswert ist jedoch, dass bei den Tests D2-P1 und O3 überhydrostatische Intervalldrücke beobachtet wurden. Dies legt den Schluss nahe, dass die hydraulischen Eigenschaften im Dach des Opalinustons vergleichbar sind mit den Durchlässigkeiten im unteren Teil. Die Tests O4–O7 im Wirtgestein sowie L1 im Lias wurden einer umfassenden numerischen Re-Analyse unterzogen. Folgende in Nagra (2001) noch nicht vollständig geklärte Beobachtungen bildeten die Ansatzpunkte für die Re-Interpretation:

- Anomal hohe statische Intervalldrücke (Porenwasser-Überdruck oder Testartefakt ?)
- Systematische Diskrepanzen zwischen gemessenen und modellierten Intervalldrücken während der frühen Testphasen (initiale Druckangleichsphase – "PSR", initialer Puls-Test – "PW1").

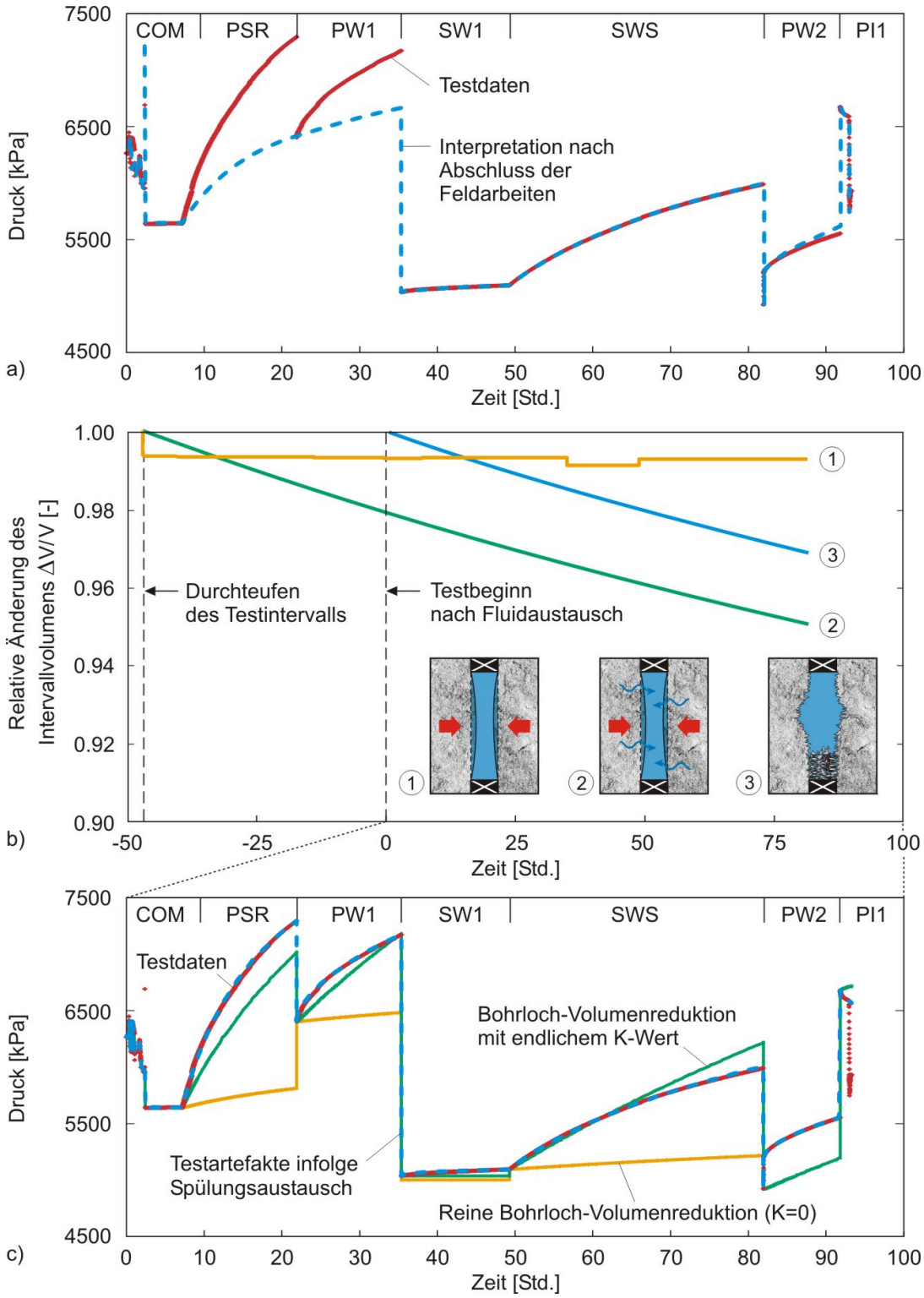


Fig. 5.8-3: Überprüfung möglicher Testartefakte am Beispiel des Packertests O4.

(a) Simulation des Intervalldrucks durch inverse Modellierung der gesamten Testsequenz – Stand der Auswertungen nach Abschluss der Feldarbeiten (Nagra 2001), (b) im Rahmen der Geosynthese überprüfte Arbeitshypothesen zum Einfluss von Testartefakten, (c) Ergebnisse der vertieften Testinterpretation. Testphasen: COM - *equipment compliance*, PSR - *pseudostatic recovery*, PW - *pulse-withdrawal*, SW - *slug-withdrawal,* SWS - *slug-withdrawal recovery*, PI - *pulse injection*

Figur 5.8-3a zeigt am Beispiel des Packertests O4 den Stand der Auswertungen zum Ende der Felduntersuchungen (Nagra 2001). Es ist augenfällig, dass die frühen Testphasen (PSR-Phase, PW1-Phase) praktisch nicht modelliert werden können, während für die späteren Testphasen eine ausgezeichnete Modellanpassung möglich ist. Die Diskrepanz zwischen der Modellierung von frühen und späten Testphasen ist ein Indiz dafür, dass bei der Testsimulation die hydraulischen Prozesse in der unmittelbaren Bohrlochumgebung nicht korrekt wiedergegeben werden. Im Rahmen der Re-Interpretation des Tests O4 wurden daher modifizierte Modellansätze verwendet, die eine Veränderung des Bohrlochvolumens während der Testdurchführung simulieren. Verschiedene Arbeitshypothesen wurden mit diesen Modellen getestet:

- Hypothese 1: das Bohrloch beginnt sich sofort nach dem Bohrvorgang aufgrund seiner rheologischen Eigenschaften (visko-elastoplastisches Materialgesetz mit den in Kapitel 5.7 ermittelten Kriechparametern) zu verformen. Der Opalinuston ist undurchlässig (K = 0).
- Hypothese 2: das Bohrloch beginnt sich sofort nach dem Bohrvorgang zu verformen (Reduktion des Bohrlochvolumens mit logarithmischer Zeitabhängigkeit). Der Opalinuston besitzt eine geringe Durchlässigkeit (K> 0).
- Hypothese 3: das Bohrloch verformt sich erst mit der Vorbereitung des Packertests, als die Bohrspülung gegen das Testfluid ausgetauscht wird. Ursache für die Verformung sind Quell- und Entfestigungsvorgänge infolge der Wechselwirkung zwischen Testfluid und Opalinuston, die schliesslich zur Bildung von Bohrlochrandausbrüchen und Volumenreduktion im Bohrloch führen.

Für jede der drei Hypothesen verändert sich während der Testphase das Volumen des Bohrlochs auf charakteristische Weise (Fig. 5.8-3b). Ein Vergleich der Modellanpassungen liefert daher ein sehr sensitives Kriterium für die Bewertung der einzelnen Hypothesen. Figur 5.8.3c zeigt exemplarisch die Ergebnisse der Modellanpassungen für den Test O4. Die Annahme eines visko-elastoplastischen Materialgesetzes (Hypothese 1) und die logarithmische Reduktion des Bohrlochvolumens unmittelbar beim Abteufen der Bohrung (Hypothese 2) führen zu keiner akzeptablen Übereinstimmung der Simulationen mit den Testdaten. Die Annahme, dass der Fluidaustausch vor Testbeginn den Verlauf des Intervalldrucks in den frühen Testphasen wesentlich beeinflusst (Hypothese 3), wird hingegen durch die Testsimulationen erhärtet. Die inversen Modellierungen mit Bohrloch-Volumenänderung nach dem Fluidaustausch führen zu sehr guten Anpassungen der Messdaten.

Die inverse Modellierung des Tests O4 mit dem Ansatz einer Bohrloch-Volumenreduktion nach Fluidaustausch führt zu einer hydraulischen Durchlässigkeit von ca. 1×10^{-14} m/s und zu einer Druckhöhe von ca. 513 m ü.M. (Tab. 4.6-1). Gegenüber den in Nagra (2001) beschriebenen Auswertungen bedeutet dies eine Verringerung der hydraulischen Durchlässigkeit um rund einen Faktor 5 und eine Verringerung der Druckhöhe um ca. 100 m. Die ermittelte Druckhöhe ist immer noch anomal hoch (ca. 110 m überhydrostatisch bezogen auf Geländeoberfläche, entsprechend einem Porenwasser-Überdruck von ca. 1.1 MPa). Allerdings wird durch die Einführung der zeitabhängigen Volumenreduktion des Bohrlochs die Unsicherheits-Bandbreite für die Druckhöhe sehr gross (starke Parameterkorrelation zwischen dem im Bohrloch-Volumenreduktionsparameter und der Druckhöhe).

Auch die in Tabelle 4.6-1 aufgeführten K-Werte der Tests O5 bis O7 sowie L1 wurden anhand von inversen Modellierungen mit dem Ansatz einer Bohrloch-Volumenreduktion nach Fluidaustausch hergeleitet. Bemerkenswerterweise streuen die geschätzten Bestwerte um nur wenig mehr als eine halbe Grössenordnung zwischen $K = 1 \times 10^{-14}$ m/s und 6×10^{-14} m/s. Eine Korrelation der K-Werte mit der Tiefe bzw. mit der variierenden mineralogischen Zusammensetzung

des Wirtgesteins ist nicht zu erkennen. Die hydraulischen Druckhöhen sind generell überhydrostatisch; sie sind allerdings durch grosse Unsicherheits-Bandbreiten gekennzeichnet. Hierbei ist zu beachten, dass der Ansatz einer logarithmischen Bohrloch-Volumenreduktion eher zu einer Überschätzung der postulierten Testartefakte führt.

Experimentelle Bestimmung der osmotischen Effizienz

Die im Rahmen des Mont-Terri-Experiments *Osmotic Pressure* durchgeführten Labor- und Feldexperimente zeigen, dass die osmotische Effizienz des Opalinustons relativ gering ist. Gemäss Kapitel 5.11.2 beträgt die aus Labor- und Feldexperimenten ermittelte osmotische Effizienz maximal 12 %. Überschlagsrechnungen zeigen, dass der im Verlauf eines Packertests auftretende osmotische Fluss gegenüber dem hydraulischen Fluss praktisch vernachlässigbar ist (Kap. 5.11.3 und 5.11.4).

Qualitative Laborexperimente zum Quellverhalten

Im Hinblick auf das Quellverhalten von Opalinuston im Kontakt mit verschiedenen Bohrspülungen und Testfluiden wurden sowohl an Probenmaterial aus dem Felslabor Mont Terri (Thury & Bossart 1999, Enachescu et al. 1999) als auch an Proben aus der Bohrung Benken (Steffen & Jäggi 2002) Laborexperimente durchgeführt, um die Wechselwirkung zwischen Opalinuston und den verschiedenen Fluiden zu visualisieren. Die Experimente zeigen je nach Testfluid ein unterschiedliches Verhalten der gebrochenen Opalinustonproben bezüglich Quellen und Volumenveränderungen:

- Im Kontakt mit der Silikatspülung bleibt das Tongranulat nahezu formstabil
- Im Kontakt mit deionisiertem Wasser, aber auch mit synthetischem Opalinuston-Porenwasser oder KCl-Spülung zerfällt das Material mit der Zeit zu feinem Tonschlamm. Es treten je nach Testfluid relative Volumenänderungen im Bereich von wenigen Prozenten auf. Die Volumenänderungen zeigen ein komplexes, transientes Verhalten.

Die Laboruntersuchungen bestätigen qualitativ die Erfahrungen aus dem Packertestprogramm in Benken (Nagra 2001), wonach der Fluidaustausch im Opalinuston und im Tonigen Lias einen Stabilitätsverlust der Bohrlochwand bewirkte – in den tonreichen Formationen wurden nach den Packertests ausgeprägte Bohrlochrandausbrüche beobachtet (z.B. Packertest O7). Die Konvergenz bzw. Volumenabnahme des abgepackerten Bohrlochintervalls während der Tests als Folge von Quellprozessen quellfähiger Tonminerale kann nicht ausgeschlossen werden, sie ist jedoch nicht sehr ausgeprägt.

Als positiv wird bewertet, dass die durch den Spülungsaustausch verursachte Bohrloch-Instabilität den denkbaren Verstopfungseffekt durch einen Spülungs-Filterkuchen (positiver Skin) verringert. Diesbezüglich ist auch zu erwähnen, dass die Bohrlochintervalle vor Testbeginn mit einem Waschfluid (NaOH-Lösung) gereinigt wurden, um die viskose Silikatspülung möglichst vollständig zu entfernen (vgl. Nagra 2001).

Thermo-hydraulische Flüsse

Ein weiterer Prozess, der an den Spülungsaustausch gebunden ist und die Testinterpretation beeinflussen kann, ist der verzögerte, unvollständige Temperaturangleich der Testflüssigkeit an die Formationstemperatur. In Nagra (2001) wurden mit dem Zweiphasenfluss-Code TOUGH2 nicht-isotherme Modellierungen des Packertests O5 durchgeführt. Der Einfluss der nach dem Fluidaustausch noch nicht vollständig abgeklungenen Temperaturstörung auf die Testergebnisse

wurde überprüft. Die Rechnungen zeigen, dass ein Teil der für die frühen Testphasen beobachteten Diskrepanzen zwischen Messdaten und Modellierungen durch unvollständigen Temperaturangleich erklärt werden kann. Im Rahmen der Geosynthese wurden die verwendeten Materialparameter zur Wärmeleitfähigkeit mit den inzwischen verfügbaren Labordaten verglichen. Hierbei ergaben sich keine Anhaltspunkte, welche die durchgeführten nicht-isothermen Modellierungen in Frage stellen könnten.

Schlussfolgerungen aus der vertieften Interpretation der Packertests

Der vertieften Interpretation der Packertests liegt die Arbeitshypothese zugrunde, dass die gemessenen hohen Intervalldrücke sowie die ungenügenden Kurven-Anpassungen der frühen Testphasen die Folgen tonspezifischer Artefakte sind. Zusammenfassend lassen sich aus der vertieften Interpretation folgende Schlüsse ziehen:

- Zum Teil, aber keinesfalls vollständig sind die hohen Intervalldrücke auf Testartefakte zurückzuführen. Hierbei stellt der Fluidaustausch vor Beginn der Packertests die wichtigste potenzielle Störquelle dar. Durch Quellprozesse von Tonmineralen im Kontakt mit dem Testfluid (synthetisches Opalinuston-Porenwasser) und einen unvollständigen Temperaturangleich während des Tests können erhöhte Formationsdrücke vorgetäuscht werden. Die Rheologie des intakten Wirtgesteins (Bohrlochkonvergenz durch Kriechprozesse) wirkt sich nicht signifikant aus. Auch osmotische Potenziale scheiden als Ursache für die erhöhten Intervalldrücke praktisch aus.
- Die im Rahmen der Testartefakt-Analyse ermittelten Intervalldrücke stellen immer noch überhydrostatische Druckhöhen dar, obwohl sie deutlich kleiner sind als die Schätzwerte aus der ersten Interpretationsphase (Nagra 2001). Die anomalen Druckhöhen sind mit grosser Wahrscheinlichkeit real, d.h. sie charakterisieren den hydraulischen Systemzustand des Opalinustons in Benken.
- Die im Wirtgestein und im Lias gemessenen hydraulischen Durchlässigkeiten sind sehr klein (1×10^{-14} m/s $< K < 6 \times 10^{-14}$ m/s) und variieren im Tiefenprofil um ca. eine halbe Grössenordnung. Die Unsicherheits-Bandbreiten sind ebenfalls vergleichsweise gering. Die Berücksichtigung der diskutierten Testartefakte führt im Vergleich zu der ersten Analyse in Nagra (2001) generell zu kleineren K-Werten (Faktor 2–5). Unter der Annahme einer anisotropen hydraulischen Durchlässigkeit des Opalinustons (vgl. Kap. 5.8.4) repräsentieren die Packertestergebnisse in erster Näherung die Durchlässigkeit parallel zur Schichtung.
- Die durch geophysikalische Bohrloch-Logs und ergänzende Laboruntersuchungen gestützte Feststellung, dass in den Opalinustonstrecken des Bohrlochs Benken nach dem Fluidaustausch verstärkt Bohrlochrandausbrüche auftraten, schliesst Abdichtungseffekte durch Bohrspülungs-Invasion ("positive Skin-Effekte" durch Filterkuchen) als Testartefakt praktisch aus.

5.8.4 Hydraulische Eigenschaften des Wirtgesteins: Resultate

Packertests

Im Wirtgestein (Bohrung Benken) wurden vier Packertests re-analysiert. Die ermittelten K-Werte von 1 bis 6×10^{-14} m/s repräsentieren die Durchlässigkeit parallel zur Schichtung. Aufgrund der limitierten Testzeiten charakterisieren die ermittelten Speicherkoeffizienten (Tab. 5.8-3) nicht die grossräumige Speicherkapazität des Wirtgesteins, sondern die elastoplastischen Eigenschaften der unmittelbaren Bohrlochumgebung.

Im Felslabor Mont Terri wurde in allen angetroffenen lithologischen Varietäten des Opalinustons (tonige, sandige und sandig-karbonatreiche Fazies) eine Vielzahl von Packertests durchgeführt (vgl. Marschall et al. 2003). Auch die prominenteste Störung (*main fault*) wurde hydraulisch getestet. Durch Vergleich der Packertestergebnisse mit Kernaufnahmen wurde überprüft, ob die hydraulischen Eigenschaften signifikant von den Kluftfrequenzen entlang der Testintervalle abhängen. An zwei Standorten wurden hydraulische Interferenztests durchgeführt; hierbei wurden in jeweils ca. 1 m entfernten Beobachtungsbohrungen sehr schwache hydraulische Druckantworten nachgewiesen. Eine Übersicht über die Bandbreite der ermittelten K-Werte und der Speicherkoeffizienten wird in Tabelle 5.8-3 gegeben. Die hydraulischen Durchlässigkeiten liegen zwischen 2×10^{-14} m/s und 2×10^{-12} m/s. Die Bandbreite der ermittelten K-Werte ist im Mont Terri grösser als in der Bohrung Benken. Es muss jedoch darauf hingewiesen werden, dass die Mont-Terri-Tests in der Regel weniger aufwändig interpretiert wurden und daher gegenüber den in Benken durchgeführten Packertests im Allgemeinen eine grössere analysebedingte Unsicherheits-Bandbreite aufweisen. Die Testauswertungen aus Mont Terri zeigen keine signifikante Korrelation zwischen der hydraulischen Durchlässigkeit und der getesteten Fazies. Auch konnte kein eindeutiger Zusammenhang mit der Kluftfrequenz entlang des Testintervalls nachgewiesen werden. Die hydraulischen Tests im *main fault* ergaben K-Werte von ca. 1 bis 2×10^{-13} m/s und liegen damit innerhalb der im Felslabor Mont Terri ermittelten Bandbreite für das ungestörte Gestein. Die spezifischen Speicherkoeffizienten liegen zwischen 2×10^{-7} und 3×10^{-5} m^{-1}.

Im erweiterten Gebiet Lägeren–Zürcher Weinland liegt der mit ca. 5 Grad nach Südosten einfallende Opalinuston in einer Tiefe von ca. 300 m bis über 2'000 m. Im nördlichen Teil des Zürcher Weinlands gibt es ausser der Bohrung Benken keine weiteren Aufschlüsse. Für die Erdölindustrie stellte das Wirtgestein in den verschiedenen Explorationsbohrungen wegen seiner geringen Durchlässigkeit keine testwürdige Formation dar, sodass dort keine Daten vorhanden sind (Ehrminger et al. 1995, Klemenz et al. 2000). In der Nagra-Sondierbohrung Weiach und den weiter entfernten Bohrungen Riniken und Schafisheim wurden der Opalinuston und zum Teil auch die Murchisonae-Schichten (dort aber nicht in Opalinuston-Fazies) mit Packertests untersucht (Nagra 1989, Nagra 1990, Nagra 1992a, vgl. Zusammenstellung in Klemenz et al. 2000). Die besten Schätzwerte für die Durchlässigkeit sind mit den Daten vom Mont Terri vergleichbar. Sie wurden in die Übersichtstabelle 5.8-3 aufgenommen.

Tab. 5.8-3: Übersicht über relevante Packertestergebnisse der Bohrung Benken, des Felslabors Mont Terri und der Nagra-Sondierbohrungen Weiach, Riniken und Schafisheim.

Ort	**K [m/s]**	**S_s [m^{-1}]**
Benken (Tests O4 – O7)	$1 – 6 \times 10^{-14}$	$0.1 – 3 \times 10^{-5}$
Mont Terri / sandige Fazies	$0.2 – 9 \times 10^{-13}$	$2 – 6 \times 10^{-7}$
Mont Terri / tonige Fazies	$0.02 – 2 \times 10^{-12}$	$0.03 – 3 \times 10^{-5}$
Nagra-Sondierbohrungen: - Weiach (ca. 12 m Murchisonae-Schichten + 2 m Opalinuston) - Riniken (Murchisonae-Schichten, Opalinuston) - Schafisheim (Opalinuston)	 3×10^{-13} $0.5 – 1 \times 10^{-13}$ $2 – 4 \times 10^{-13}$	n.b.

Permeametertests und K-Werte aus Mikrostruktur-Untersuchungen

Es wurden zwei Langzeit-Permeametertests an Opalinustonproben aus Benken durchgeführt (Horseman & Harrington 2002 und Fig. 5.8-4). Beide Proben stammen aus dem Tiefenintervall 606–607 m. Die Proben wurden bei Effektivspannungen zwischen 12 und 16 MPa senkrecht bzw. parallel zur Schichtung getestet. Neben der hydraulischen Durchlässigkeit parallel und senkrecht zur Schichtung ($K_{||}$ und $K_{\perp}$) wurde der Speicherkoeffizient S_s und das drainierte Kompressionsmodul K_g bestimmt (vgl. auch Kap. 5.7). Die Auswertung der Permeametertests erfolgte mittels inverser Modellierung (Senger 2002, vgl. auch Fig. 5.8-4). Die ermittelten Durchlässigkeiten lagen bei ca. $K_{||} = 3–6 \times 10^{-14}$ m/s parallel zur Schichtung und $K_{\perp} = 0.6–3 \times 10^{-14}$ m/s senkrecht zur Schichtung. Bemerkenswert ist, dass bei einer der beiden Proben eine deutliche Anisotropie beobachtet wurde ($K_{||}/K_{\perp} \approx 10$), während die andere Probe keine Richtungsabhängigkeit der Durchlässigkeit aufwies. Der spezifische Speicherkoeffizient liegt bei ca. $0.1–3 \times 10^{-5}$ m^{-1} (Tab. 5.8.-4).

Im Felslabor Mont Terri wurden im Rahmen der Experimente *Osmotic Pressure* (OP) und *Gas Permeability* (GP) insgesamt fünf erfolgreiche Permeametertests durchgeführt (Marschall et al. 2003). Die Effektivspannungen lagen zwischen 4 und 5 MPa. Im OP-Experiment wurden zwei Proben aus der tonigen Fazies in isostatischen Zellen getestet, dabei war die Durchströmungsrichtung jeweils senkrecht zur Schichtung. Die gemessenen K-Werte lagen zwischen 6 und 12×10^{-14} m/s. Der ermittelte Speicherkoeffizient war mit ca. 5×10^{-4} m^{-1} bemerkenswert hoch. Im GP-Experiment wurden drei erfolgreiche Permeametertests durchgeführt. Zwei Proben stammten aus der tonigen Fazies und eine aus der sandigen Fazies. Die Durchströmung der Proben erfolgte in Winkeln von ca. 35°, 50° bzw. 90° zur Schichtung. Die hydraulischen Durchlässigkeiten lagen zwischen $1–2 \times 10^{-13}$ m/s.

Tab. 5.8-4: Zusammenfassung der Ergebnisse aus Permeametertests und aus Strukturuntersuchungen.

Lokation	**K [m/s]**	**S_s [m^{-1}]**
Benken (Effektivspannung: 12 – 16 MPa)	$K_{||}$: $3 – 6 \times 10^{-14}$ $K_{\perp}$: $0.6 – 3 \times 10^{-14}$	$0.1 – 3 \times 10^{-5}$
Mont Terri (Effektivspannung: 4 – 5 MPa) GP-Proben (3 Proben, tonige und sandige Fazies) OP-Proben (2 Proben, tonige Fazies)	 $K_{\perp, 50°, 35°}$: $1 – 2 \times 10^{-13}$ $K_{\perp}$: $6 – 12 \times 10^{-14}$	 nicht bestimmt (5×10^{-4}) [2]
K-Werte nach Kozeny-Carman [1] ($C_s = 2.5$, $\tau = 1.41$) Benken Mont Terri	 $\approx 5 \times 10^{-13}$ $\approx 1 \times 10^{-12}$	nicht bestimmt

[1] Hydraulische Durchlässigkeit: $K\ [m/s] \approx 1 \times 10^{-7} \times k\ [m^2]$.

[2] Wert nicht repräsentativ.

Neben den Permeametertests wurden auch indirekte Labormethoden eingesetzt, um die hydraulischen Eigenschaften des Opalinustons abzuschätzen. Basierend auf den in Kapitel 5.4 zusammengestellten Labordaten zur Mikrostruktur (physikalische Porosität gemäss Tab. 5.4-2/5.4-3 und äussere spezifische Oberfläche gemäss Tab. 5.4-7) führt die Anwendung der Kozeny-Carman-Gleichung (Gl. 5.8-4) zu einer Überschätzung der Durchlässigkeit um ca. 1 Grössenordnung: Für die Labordaten aus Benken wurde ein K-Wert von ca. 5×10^{-13} m/s und für Mont Terri ein Wert von ca. 1×10^{-12} m/s ermittelt (Tab. 5.8-4). Die Abweichungen zu den Ergeb-

nissen der Permeametertests liegen im Bereich der von Dewhurst et al. (1999) diskutierten methodischen Unsicherheits-Bandbreite (Kap. 5.8.1).

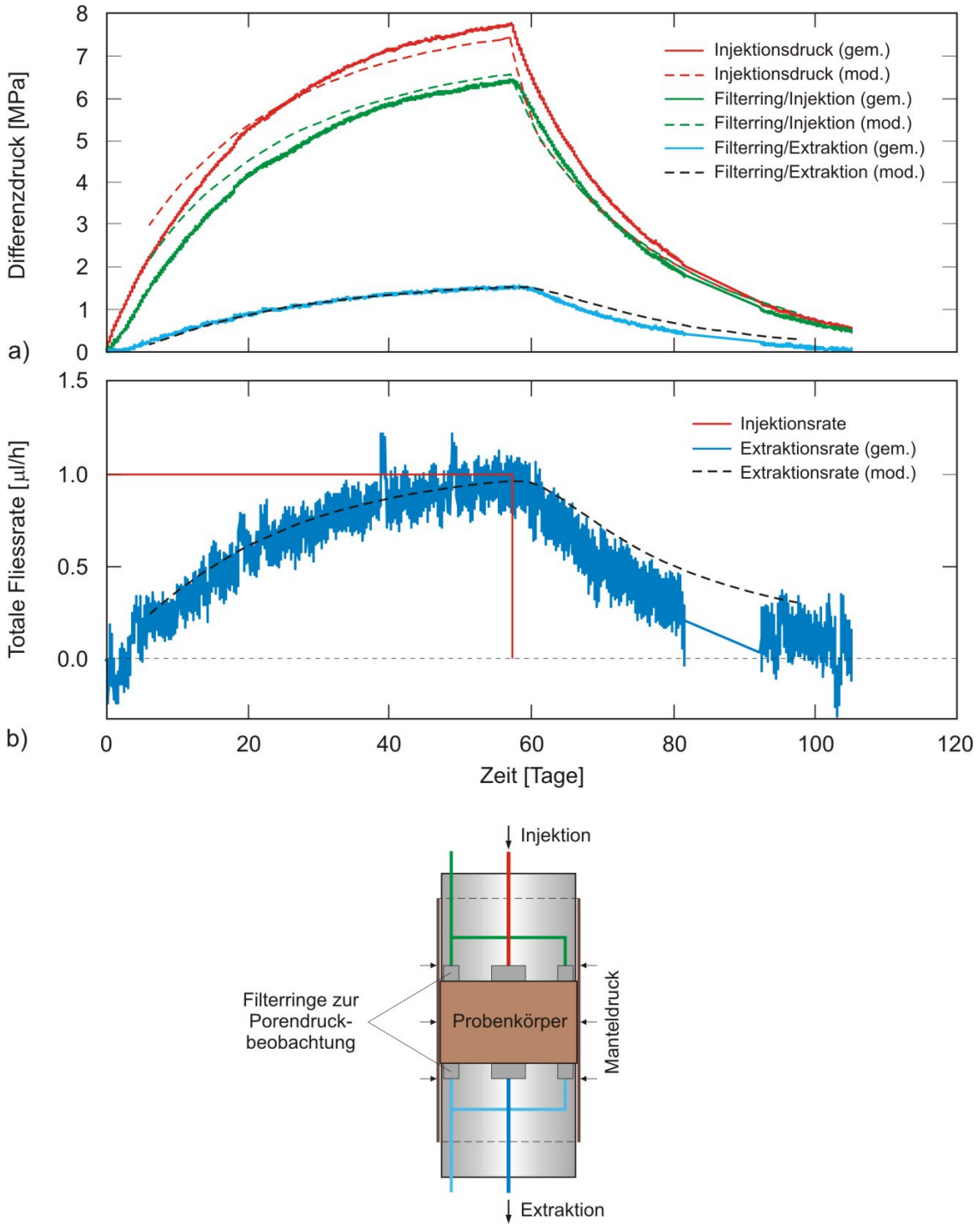


Fig. 5.8-4: Permeametertest an einer Opalinustonprobe aus Benken.

Aus Horseman & Harrington (2002). Der Test wurde in einer isostatischen Zelle (Manteldruck 21 MPa) durchgeführt; abstromseitig wurde ein konstanter hydraulischer Druck von 5 MPa angelegt: (a) Porenwasserdruck auf der Injektionsseite und an den Filterringen, (b) Injektions- und Extraktionsrate. Die Daten wurden mittels inverser Modellierung ausgewertet (Senger 2002).

Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse

Die Bohrung Benken liefert direkte standortbezogene Daten zur hydraulischen Charakterisierung des Wirtgesteins. Regionale hydrogeologische Untersuchungen dienen zur Abschätzung der Variabilität der hydraulischen Wirtgesteinseigenschaften unter vergleichbaren lithologisch-mineralogischen Bedingungen und bei ähnlichen Konsolidierungsverhältnissen:

- Im Untersuchungsprogramm Benken führte die Auswertung von Permeametertests und Packertests zu einer konsistenten, wenig streuenden hydraulischen Durchlässigkeit zwischen 6×10^{-15} und 6×10^{-14} m/s. Ein Einfluss von lithologisch-mineralogischen Änderungen (Fazieswechsel) und Sprödstrukturen auf die hydraulische Durchlässigkeit des Wirtgesteins ist in Benken nicht nachweisbar.
- Im regionalen Massstab (Mont Terri, Bohrungen Riniken, Schafisheim und Weiach) ist die Bandbreite der gemessenen hydraulischen Durchlässigkeit nur geringfügig grösser (zwischen 2×10^{-14} und 2×10^{-12} m/s) als in Benken – in Bezug auf Tiefenlage, mineralogisch-lithologische Ausbildung und Porosität der Wirtgesteinsformation decken die genannten Lokationen im Vergleich zu Benken ein erweitertes Spektrum ab.
- Permeametertests an Kernproben aus Benken liefern Anisotropiekoeffizienten ($K_{||}/K_{\perp}$) zwischen 1 und 10. Die geringe Streuung des K-Profils in Benken ist als Hinweis zu werten, dass Wechsellagerungen und Fazieswechsel in der Wirtgesteinsformation einen untergeordneten Beitrag zur Anisotropie der hydraulischen Durchlässigkeit liefern.
- Spezifische Speicherkoeffizienten wurden aus Permeametertests und aus Packertests bestimmt – sie liegen typischerweise zwischen 2×10^{-7} und 3×10^{-5} m^{-1}.

5.8.5 Porositäts-Permeabilitätsbeziehungen und Selbstabdichtung: Modellkonzepte

Die in Kapitel 5.8.4 zusammengefassten Resultate belegen, dass die hydraulische Durchlässigkeit des Wirtgesteins unter den erwarteten In-situ-Bedingungen äusserst gering ist. Veränderungen der hydraulischen Eigenschaften sind in erster Linie an die Änderung der Gebirgsspannungsverhältnisse im Wirtgestein geknüpft. Im Hinblick auf die Langzeitsicherheit eines geologischen Tiefenlagers sind verschiedene Vorgänge zu erörtern, die allenfalls zur Beeinträchtigung der Barrierenwirkung des Wirtgesteins führen können:

- Beim Bau des Lagers entwickelt sich im stollennahen Gebirgsbereich eine mechanische Auflockerungszone (Kap. 7.3). Die Erhöhung der hydraulischen Durchlässigkeit in dieser Zone ist in erster Linie auf diskrete Deformationsstrukturen infolge der exkavationsbedingten Spannungsentlastung zurückzuführen.
- Eine Änderung der Horizontalspannungen im Zuge der neotektonischen Entwicklung kann zur Reaktivierung bestehender Störungen beitragen (Kap. 8.2).
- Hebungsvorgänge, Erosion und Vergletscherung des Untersuchungsgebiets ändern vorwiegend die vertikale Gebirgsspannungskomponente und verursachen somit elastische und plastische Deformationen des Wirtgesteins bis hin zur mechanischen Auflockerung bei sehr geringer Überlagerung (Kap. 5.5.6, 8.2). Änderungen der hydraulischen Durchlässigkeit sind in erster Linie durch Auflockerungseffekte zu erwarten.

Der Einfluss solcher Spannungsumlagerungen auf die hydraulische Durchlässigkeit ist eng gekoppelt an das Deformationsverhalten des Wirtgesteins. Die zeitliche Entwicklung der Durchlässigkeit unterliegt dem Wechselspiel zwischen (teilweise durchlässigkeitserhöhenden) Deformationsprozessen und der inhärenten Fähigkeit des Gesteins zur Selbstabdichtung:

- *Kontinuumsdeformationen des Gesteinsgefüges* (Kompaktion, kataklastisches Fliessen und elastische Deformationen). Die hydraulische Durchlässigkeit verringert sich mit wachsender mittlerer Effektivspannung.
- *Diskrete Spröddeformation*, die beim Erreichen der geomechanischen Grenzzustandsbedingungen zu Zugrissen oder Scherbrüchen führt. Die hydraulischen Eigenschaften des Gesteins können sich beim Erreichen der Grenzzustandsbedingung sprunghaft ändern und werden vor allem durch die auf die Bruchstruktur wirkende effektive Normalspannung gesteuert.
- *Selbstabdichtung von diskreten Deformationsstrukturen* infolge hydro-mechanischer und hydro-chemischer Prozesse. Diese können die hydraulische Durchlässigkeit des gestörten Gesteinsgefüges so weit herabsetzen, dass sie sich vom intakten Gebirges praktisch nicht mehr unterscheiden. Die Wirksamkeit der Selbstabdichtung hängt in komplexer Weise von den geomechanischen Zustandsbedingungen, den geomechanischen Eigenschaften des Gesteins und vom geochemischen Milieu des Porenwassers ab.

Porositäts-Permeabilitätsbeziehung bei Kontinuumsdeformation

Die Veränderung von Porosität und Porenstruktur bei der Kompaktion bzw. bei elastischer Deformation wirkt sich auf den viskosen Fliesswiderstand des Gesteins aus. Dieser Reibungswiderstand – und damit auch die hydraulische Durchlässigkeit – ist in erster Linie abhängig von der Porosität und der spezifischen Oberfläche des Gesteins (vgl. Kap. 5.8.2, Kozeny-Carman-Beziehung). Gemäss Kapitel 5.7 wird bei Erstbelastung bzw. Entlastung/Wiederbelastung der Zusammenhang zwischen Porosität und Effektivspannung wie folgt beschrieben:

$$\frac{n}{1-n} = \frac{n_o}{1-n_o} - \left\{ \begin{matrix} \lambda \\ \kappa \end{matrix} \right\} \cdot \log \frac{p'}{p_o'} \qquad (5.8\text{-}5)$$

Die Grössen n_o und p_o' repräsentieren die Porosität bzw. Effektivspannung zu einem festgelegten Zeitpunkt (z.B. heutige Porosität in der Referenztiefe von 650 m unter Geländeoberkante). Für die hydrogeologische Langzeitentwicklung des Wirtgesteins ist insbesondere die Änderung der hydraulischen Durchlässigkeit entlang der Wiederbelastungskurve von Bedeutung. Für die Porosität gilt in diesem Fall näherungsweise:

$$n \approx n_0 - \kappa \cdot \log \frac{p'}{p_o'} \qquad (5.8\text{-}6)$$

Figur 5.8-5 zeigt für verschiedene κ-Werte die Abhängigkeit der hydraulischen Durchlässigkeit von der Effektivspannung entlang der Entlastungs-/Wiederbelastungskurve. Im Rahmen der in Kapitel 5.7.3 und Kapitel 5.8.4 beschriebenen Permeametertests wurde für den Opalinuston in Benken ein mittlerer κ-Wert von 7.5×10^{-3} abgeleitet (Abhängigkeit der volumetrischen Deformation von der mittleren Effektivspannung, vgl. Fig. 5.7-17). Die Durchlässigkeit des Wirtgesteins ändert sich dementsprechend nach Figur 5.8-5 bei einer Halbierung der Effektivspannung weniger als 10 %, d.h. im Rahmen der Messgenauigkeit von Permeametertests ist eine Abhängigkeit der Durchlässigkeit von der Effektivspannung praktisch nicht nachweisbar.

Verschiedene empirische Befunde belegen, dass für den Opalinuston die Abhängigkeit der Porosität und der hydraulischen Durchlässigkeit von der Effektivspannung sehr schwach ist. So hängen die im Labor bestimmten effektiven Diffusionskoeffizienten des Opalinustons vom Mont Terri kaum vom angelegten Manteldruck ab, d.h. der Porenraum der Gesteinsproben wird durch die Änderung der Effektivspannung wenig beeinflusst (Kap. 5.10). Auch bei Packertests

im Felslabor Mont Terri wurde keine ausgeprägte Abhängigkeit der hydraulischen Durchlässigkeit von der Effektivspannung beobachtet, sofern der Injektionsdruck deutlich unterhalb des *Refrac*-Drucks lag (Marschall et al. 2003).

Die durch die Gleichungen (5.8-4) und (5.8-5) definierte Abhängigkeit der hydraulischen Durchlässigkeit von der Effektivspannung wurde im Rahmen der Kompaktionsmodellierungen (Kap. 6.3) verwendet.

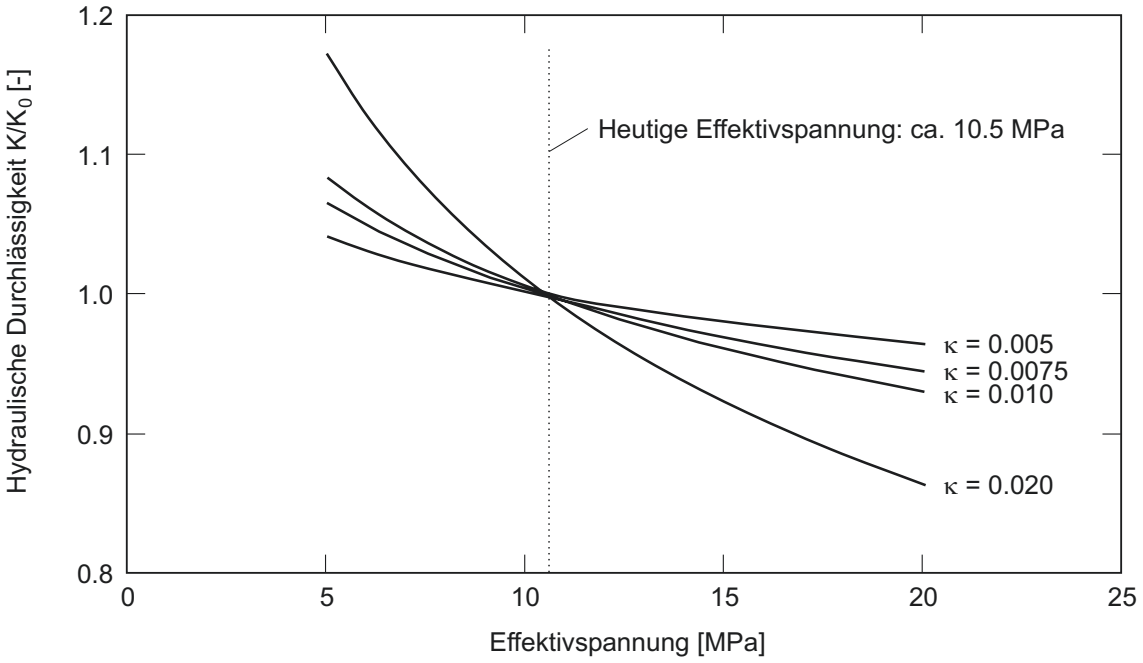


Fig. 5.8-5: Langzeitentwicklung der hydraulischen Durchlässigkeit des überkonsolidierten Opalinustons relativ zur heutigen hydraulischen Durchlässigkeit.

Die Änderung der Durchlässigkeit mit der Effektivspannung hängt wesentlich von den elastischen Eigenschaften des Gesteins ab (κ - Steigung der Entlastungs-/Wiederbelastungskurve). Für den Opalinuston wurde im Rahmen von Laborexperimenten ein mittlerer Wert $\kappa = 7.5 \times 10^{-3}$ gemessen.

Porositäts-Permeabilitätsbeziehung bei diskreten Deformationsstrukturen

Im überkonsolidierten Zustand kann der Opalinuston Änderungen der Effektivspannung p' und der Deviatorspannung q nur bis zu einem gewissen Grad durch elastische Deformation kompensieren – beim Erreichen der mechanischen Grenzzustandsbedingungen entstehen diskrete Deformationsstrukturen. Wird beispielsweise im Rahmen der geologischen Langzeitentwicklung die Effektivspannung durch Hebung und Erosion stark herabgesetzt, so wird schliesslich die Bruchgrenze des Gesteins erreicht. Der Verlauf von Effektiv- und Deviatorspannung zwischen der aktuellen und zukünftigen Spannungssituation bis zum Erreichen der Bruchgrenze wird als Spannungspfad bezeichnet (vgl. Kap. 8.5.2).

Zur Beschreibung des Langzeitdeformationsverhaltens des Wirtgesteins wurde in Kapitel 5.7 das *Cam-Clay*-Modell eingeführt. Figur 5.8-6 zeigt schematisch die verschiedenen Grenzzustandslinien im p'-q-Diagramm sowie die aktuelle Effektiv- und Deviatorspannung des Opalinustons in der Referenztiefe von 650 m. Durch Hebung und Erosion wird im Rahmen der

geologischen Langzeitentwicklung einerseits die Effektivspannung herabgesetzt, andererseits wird sich je nach Langzeitszenario auch die Deviatorspannung ändern (vgl. auch Fig. 8.5-1). Der Spannungspfad führt in jedem Fall in Richtung zu kleineren Effektivspannungen (im Diagramm nach links). Das Gestein dehnt sich elastisch aus, bis schliesslich die Grenzzustandsbedingung erreicht wird. Für das hydraulische Verhalten des Gesteins nach Erreichen der Grenzzustandsbedingung ist es entscheidend, *an welcher Stelle* im p'-q-Diagramm die Bruchgrenze erreicht wird. Wie in Kapitel 5.7 erwähnt, nimmt der Grad der Lokalisierung der Bruchstrukturen mit abnehmender Effektivspannung zu (vgl. Horseman 2001). Während in der Umgebung des Scheitelpunkts der Hvorslev-Linie tendenziell komplexe Bruchstrukturen erwartet werden (komplex zusammengesetzte/verteilte Bruchzonen – *composite/distributed deformation zones*; letztere gemäss Kapitel 5.5 im Opalinuston nicht beobachtet), treten für kleinere Effektivspannungen immer einfachere Bruchstrukturen auf (lokalisierte Bruchzonen – *localised deformation zones,* einzelne Scherbrüche – *single fracture faults*). Die Dilatanz verteilt sich bei den komplexen Bruchstrukturen mehr oder weniger gleichförmig auf die gesamte Bruchzone. Bei der Entstehung eines einfachen Risses hingegen wird die Dilatanz durch die Rissapertur repräsentiert.

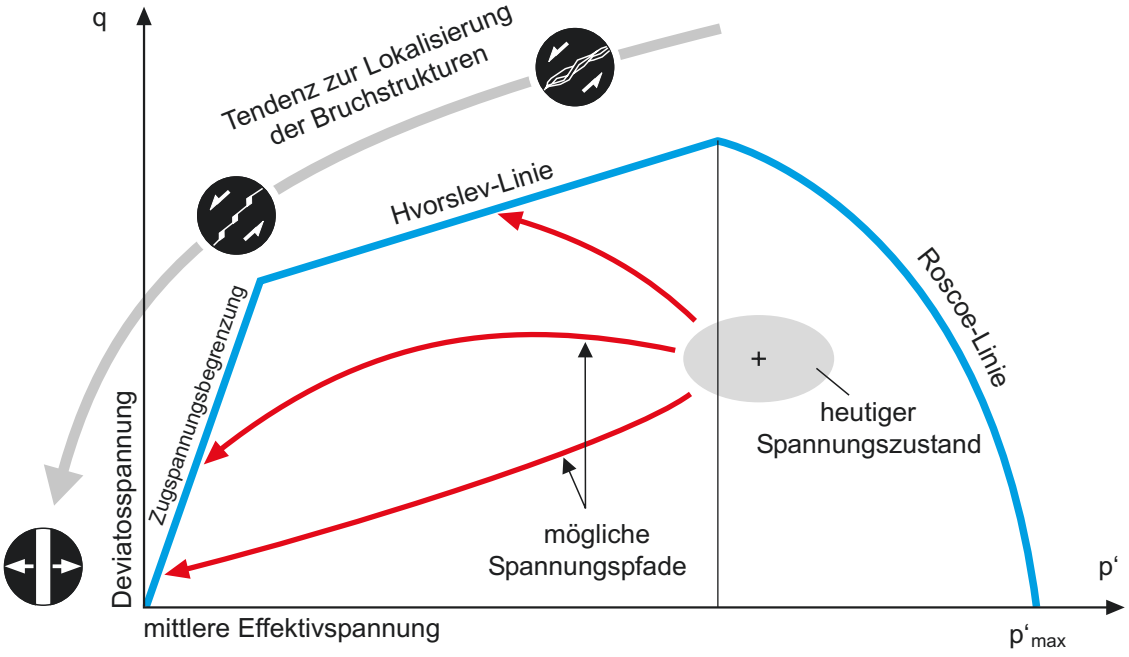


Fig. 5.8-6: Mögliche Spannungspfade im Rahmen der geologischen Langzeitentwicklung auf der Grundlage des in Kapitel 5.7.4 diskutierten *Cam-Clay*-Modells.

Bis zum Erreichen der Grenzzustandslinien (Hvorslev-Linie, Zugspannungsbegrenzung) erfolgt die Deformation elastisch. Bruchstrukturen entlang der Grenzzustandslinien sind tendenziell mit geringerer Effektivspannung stärker lokalisiert.

Zur Abschätzung der Transmissivität eines einzelnen Risses werden in hydrogeologischen und geotechnischen Anwendungen meist Ansätze gewählt, die sich aus dem kubischen Fliessgesetz ableiten (z.B. De Marsily 1986):

$$T_r = \frac{\rho_w \cdot g \cdot a_h^3}{12 \cdot \mu_w} \qquad (5.8\text{-}7)$$

mit:

T_r = Risstransmissvität [m^2/s]
a_h = Rissapertur [m]
ρ_w = Dichte des Porenwassers [g/m^3]
g = Erdbeschleunigung [m/s^2]
μ_w = Dynamische Viskosität des Porenwassers [Pa·s]

Eine Reihe von Erweiterungen des kubischen Gesetzes wurden entwickelt, um die Kluftrauhigkeit zu berücksichtigen (Bear et al. 1993). Darüber hinaus koppeln Bandis et al. (1983) diese rein hydraulische Gesetzmässigkeit mit geomechanischen Beobachtungen, wonach die Rissapertur eine Funktion der Normalspannung ist:

$$a_h = a_{ho} \cdot (1 - \frac{p_n'}{a_{ho} \cdot K_{no} + p_n'}) \qquad (5.8\text{-}8)$$

mit:

K_{no} = Normalsteifigkeit des Risses für $p_n'=0$ [Pa/m]
a_{ho} = Rissapertur für $p_n'=0$ [m]
p_n' = Effektive Normalspannung [Pa]

Gleichung 5.8-8 zeigt, dass mit zunehmender effektiver Normalspannung (d.h. Kompression des Risses) die Rissöffnungsweite nach einer hyperbolischen Gesetzmässigkeit abnimmt und für grosse Normalspannungen gegen 0 geht.

Die Anwendbarkeit des kubischen Gesetzes in geklüfteten Tongesteinen ist zweifellos weniger gut nachgewiesen als in kristallinen oder harten Festgesteinen (Witherspoon et al. 1980). Insbesondere ist zu erwarten, dass sich die Risstransmissivität infolge von Quellprozessen an den Rissflächen erheblich verringert. Setzt man jedoch die Gültigkeit des kubisches Gesetzes voraus, so sind die Konsequenzen bemerkenswert. Gemäss Gleichung 5.8-7 sind schon bei einer Rissöffnungsweite von 0.1 mm effektive Transmissivitätswerte in der Grössenordnung von 1×10^{-6} m^2/s zu erwarten, d.h. die Durchlässigkeit der Tonmatrix wird selbst bei Kluftdichten ≤ 1 m^{-1} um 6 bis 8 Grössenordnungen übertroffen. Andererseits nimmt die Rissapertur gemäss Gleichung 5.8-8 mit zunehmender effektiver Normalspannung rasch ab. Befunde aus Oberflächenaufschlüssen und flachgründigen Bohrungen stützen diese konzeptuellen Überlegungen, wonach der Opalinuston bei einer Überlagerung von wenigen Dekametern relativ hohe, an Sprödstrukturen gebundene Durchlässigkeiten aufweist, die jedoch mit zunehmender Tiefe rasch abnehmen (vgl. Kap. 5.8.6).

Im Rahmen des Experiments *Gas Frac Selfhealing* (GS) wurde in Mont Terri ein hydraulischer Riss (*Hydro-Frac*) generiert und mit unterschiedlichen Injektionsdrücken hydraulisch getestet. Die Änderung des Injektionsdrucks bewirkte eine Änderung der effektiven Normalspannung auf der Rissfläche. Es konnte nachgewiesen werden, dass sich die Risstransmissivität markant mit der Effektivspannung ändert. Figur 5.8-7 zeigt die Abhängigkeit der Transmissivität dieses Risses von der Effektivspannung (bezogen auf den *Shut-in*-Druck von ca. 4.2 MPa). Die Modellanpassung gemäss Gleichung (5.8-8) ist ausgezeichnet und liefert eine äquivalente hydraulische Rissapertur von 4×10^{-5} m bzw. einen Wert von 1.25×10^{9} Pa/m für die Normalsteifigkeit des Risses K_{no}. Während des *Hydrofrac*-Experiment wurde die (geometrische) Rissapertur mit Mikrometersystemen direkt gemessen (Enachescu et al. 2002) – sie betrug ca. 1×10^{-4} m und ist damit vergleichbar mit der abgeleiteten hydraulischen Öffnungsweite.

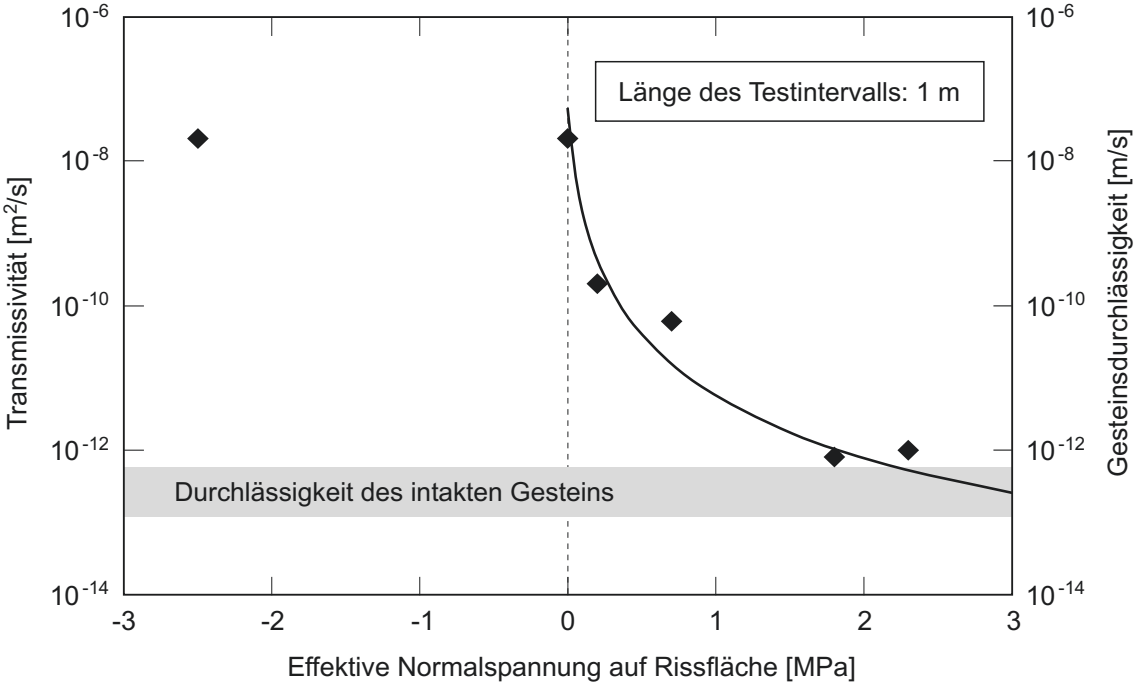


Fig. 5.8-7: Abhängigkeit der Risstransmissivität von der Normalspannung auf die Rissfläche.

Abgeleitet aus In-situ-Untersuchungen im Felslabor Mont Terri im Rahmen des Experiments GS (Enachescu et al. 2002).

Selbstabdichtungsmechanismen

In Kristallin- oder harten Sedimentgesteinen verändern sich die hydraulischen Eigenschaften nach dem Erreichen der Bruchgrenze dauerhaft: die Bruchstrukturen bilden bevorzugte Fliesspfade, deren Transportkapazität über sehr lange Zeiträume erhalten bleibt. Allfällige Selbstabdichtungsprozesse entlang dieser Fliesspfade sind meist mit der Migration hochmineralisierter, hydrothermaler Wässer verbunden. Tone und Tonsteine besitzen aufgrund ihrer geomechanischen Eigenschaften eine weit höhere Selbstabdichtungskapazität (vgl. auch Horseman 2001):

- Bruchstrukturen schliessen sich infolge des vergleichsweise geringen Elastizitätsmoduls schon bei geringer effektiver Normalspannung (Fig. 5.8-7).
- Die geringe Festigkeit von Tonsteinen begünstigt den Prozess der Scherkompaktion beim Auftreten von deviatorischen Gebirgsspannungen.
- Im Kontakt mit Porenwasser können Bruchstrukturen innerhalb kurzer Zeit durch Quellprozesse "verheilen" (vgl. Kap. 5.7).

Der letztgenannte Prozess ist mit der Entfestigung des Gesteins in der unmittelbaren Umgebung der Bruchstruktur verbunden. Er wird von einer gewissen mechanischen Auflockerung (Mikrorisse) zusätzlich begünstigt. Zwischen dem in die Bruchstruktur eingeströmten Porenwasser und dem Porenwasser des intakten Gebirges finden chemo-osmotische Ausgleichsprozesse statt ("osmotisches Quellen" bzw. Hydratation), d.h. eine Anlagerung zusätzlicher Wassermoleküle an Tonoberflächen infolge der Druckentlastung in den dilatanten Bruchstrukturen. Wie in Kapitel 5.7 gezeigt, hängen zahlreiche geomechanischen Parameter wie E-Modul und Festigkeit vom Wassergehalt ab (Fig. 5.7-13, 5.7-14), und bei steigendem Wassergehalt wird das Gestein entfestigt. Die Zunahme des Wassergehalts durch Quellen führt im Grössenmassstab der einzelnen Tonplättchen zu einer progressiven Desintegration des Gesteins-

gefüges und einer Homogenisierung der Porenräume im unmittelbaren Bruchbereich. Homogenisierung bedeutet in diesem Zusammenhang, dass die durch Dilatanz entstandene Rissporosität in diskreten Bruchstrukturen durch Quellen auf ein grösseres Gesteinsvolumen verteilt wird, wobei aus wenigen grossen viele kleine Poren entstehen. Diese Verringerung der Riss- bzw. Porenaperturen ist eine wichtige Grundlage für den Selbstabdichtungsprozess. Der Selbstabdichtungsvorgang ist abgeschlossen, wenn sich in der Umgebung der Bruchstruktur ein hydro-mechanisches und ein hydro-chemisches Gleichgewicht eingestellt hat.

Es ist offensichtlich, dass Selbstabdichtungsprozesse durch eine Vielzahl von Einflussfaktoren bestimmt werden. Zu diesen zählen neben den Gebirgsspannungsverhältnissen auch der Porenwasserdruck und vor allem die Tonmineralogie sowie die chemische Zusammensetzung der Porenwässer im intakten Gebirge bzw. in der Bruchstruktur. Quantitative Prozessmodelle zur Selbstabdichtung sind daher mit relativ grossen konzeptuellen Unsicherheiten verbunden und werden im Rahmen der Geosynthese nicht weiter behandelt. Festzuhalten ist, dass die hydraulischen Eigenschaften des Gebirges am Ende des Selbstabdichtungsprozesses durchaus vergleichbar sein können mit den Eigenschaften vor dem Bruchvorgang.

5.8.6 Empirische Befunde zur Selbstabdichtung

Sprödstrukturen in Bohrungen, Untertagebauten und Oberflächenaufschlüssen

Störungen, welche während einer früheren hydrothermalen Phase oder während episodischer Ereignisse im Zusammenhang mit erdbebeninduzierter Fluidmigration als bevorzugte Fliesspfade gewirkt haben, sind oft durch extensive Mineraladerbildung, mehrfach zementierte Brekzien oder feingebänderte Mineralausscheidungen charakterisiert. Solche Beobachtungen stammen typischerweise aus kristallinen Gesteinen oder harten Sedimentgesteinen (z.B. Sibson 1981, 1994). Im Opalinuston der Nordschweiz gibt es hingegen kaum Anzeichen für solche Mineraladersysteme (vgl. Kap. 5.5.5 sowie Gautschi 2001b und Hicks 2001). Die vereinzelten geringmächtigen Adern weisen auch keine offenen Kanäle auf (Kap. 5.5), wie sie beispielsweise aus Störungen im Kristallin bekannt sind, und können entweder durch lokale Drucklösungsphänomene oder wenig signifikante Wasserflüsse während episodischer Ereignisse erklärt werden. *Fault gouges* sind wegen ihrer kleinen Korngrösse und daher guten Zugänglichkeit für migrierendes Wasser gute Indikatoren für Interaktionen mit migrierenden Wässern – es wurden dennoch keine mineralogischen Unterschiede zum Nebengestein festgestellt. Ebensowenig wurden mineralogische Veränderungen oder Zementationen in der Gesteinsmatrix entlang von Sprödstrukturen beobachtet.

Ausser in Benken wurde der Opalinuston auch in den Bohrungen Weiach, Riniken und Schafisheim mit hydraulischen Packertests untersucht (vgl. Kap. 5.8.4). Wie in Kapitel 5.5 dargelegt, sind die unteren Abschnitte des Opalinustons zum Teil stark zerschert. In Schafisheim und Riniken (zentrales Molassebecken) sind die Scherdeformationen besonders stark ausgeprägt – es wurden spröde Scherzonen mit *Fault gouges/breccias* mit einer Mächtigkeit im m-Bereich festgestellt. In Weiach und Benken (östliches Molassebecken) wurden kleinere Sprödstrukturen beobachtet. Die hydraulischen Durchlässigkeiten in den jeweiligen Bohrlochabschnitten mit Sprödstrukturen erreichen maximal 4×10^{-13} m/s (Klemenz et al. 2000) und unterscheiden sich somit nicht signifikant von undeformiertem Opalinuston (Kap. 3.6).

Der Opalinuston im Felslabor Mont Terri befindet sich tektonisch in einer anderen Position als im Zürcher Weinland (in Jura-Antiklinale eingefaltet, geringere Überlagerung). Seine hydrogeologischen Eigenschaften sind im Kapitel 5.8.4 dargestellt worden. Beim Stollenbau wurden weder Wasserzuflüsse noch Feuchtstellen im Bereich des Opalinustons festgestellt. Die gemessenen K-Werte liegen zwischen 2×10^{-14} m/s und 2×10^{-12} m/s, d.h. in einer ähnlichen Band-

breite wie die in Benken gemessenen Werte. Der *main fault* (Fig. 5.5-3), die einzige grössere Struktur mit einer Mächtigkeit von etwa einem Meter und bedeutender Scherdeformation (*fault gouges/breccias*, Schleppungen), wurde hydraulisch getestet. Die Messresultate führen zur Schlussfolgerung, dass diese grosse Überschiebung sehr geringdurchlässig ist und sich hydraulisch nicht von der undeformierten Gesteinsmatrix unterscheiden lässt. Die weitgehende Abwesenheit von Mineralisierungen weist auf sehr geringe Wasserflüsse in der geologischen Vergangenheit hin. Auch werden in den Porenwässern im Bereich der Störung keine geochemischen Anomalien beobachtet.

Die geologischen Stollenaufnahmen beim Bau und die Beobachtungen beim Betrieb und bei Instandstellungsarbeiten von je fünf Eisenbahn- und Strassentunneln im Faltenjura ergeben nach Gautschi (2001a) folgendes Bild: Trotz teilweise komplexer tektonischer Verhältnisse und zahlreichen Störungen gehen aus den Aufzeichnungen für die insgesamt 6'600 m Tunnelstrecke durch den Opalinuston bei Überlagerungen von 100 bis 800 m nur gerade drei diskrete Wasserzutritte und zwei Feuchtstellen hervor. Die Hinweise auf Wasserführung beziehen sich dabei allesamt auf Strecken mit einer Überlagerung von weniger als 200 m. Sie stehen in einem Fall im Zusammenhang mit einem Schichtglied in atypischer sandig-kalkiger Fazies (Mont Terri) und in einem anderen Fall mit einer Störung, die Calcitadern enthält (Belchen).

Wie in Kapitel 5.5.6 dargelegt, enthält der Opalinuston in Oberflächenaufschlüssen (z.B. Tongruben Siblingen, Böttstein, Schinznach Dorf, Erzingen) steilstehende Kluftsysteme. Durch Infiltration von meteorischem Wasser verursachte Oxidationssäume entlang dieser Strukturen belegen deren Durchlässigkeit. Nach Angaben von Hekel (1994) wurde für oberflächennahe Opalinuston-Vorkommen im Raum Baden-Württemberg infolge Auflockerung und chemisch-mechanischer Verwitterung bis in eine Tiefe von ca. 30 m eine erhöhte Durchlässigkeit von $K = 10^{-7}$ m/s bis 10^{-4} m/s (Klufttransmissivitäten zwischen 10^{-14} und 10^{-6} m^2/s) gemessen. Diese Befunde zeigen z.B. im Hinblick auf die Erosionsszenarien bei der Langzeitentwicklung (Kap. 8), dass sich die hydrogeologischen Eigenschaften eines Opalinuston-Wirtgesteins erst bei einer massiven Hebung und erosiven Freilegung signifikant verändern werden.

Bewertung der Befunde zur Selbstabdichtung

Im Opalinuston der Nordschweiz deutet eine Vielzahl von geologischen und hydrogeologischen Untersuchungen darauf hin, dass bei Überlagerungen von mehreren hundert Metern Sprödstrukturen jeder Art hydraulisch nicht wirksam sind. Phänomenologisch lassen sich diese Befunde durch die Fähigkeit des Opalinustons zur Selbstabdichtung erklären.

Auf der Grundlage der in Kapitel 5.7 entwickelten geomechanischen Modelle werden (i) das mechanische Schliessen von Rissöffnungen durch die Erhöhung der effektiven Normalspannung und (ii) Quell- und Kriechprozesse in der unmittelbaren Umgebung der Bruchstruktur als wichtigste Selbstabdichtungsmechanismen im Opalinuston angesehen (Kap. 5.8.5). Zum quantitativen Nachweis dieser Mechanismen wurden im Felslabor Mont Terri zwei In-situ-Experimente durchgeführt. Im Experiment *Gas Frac Selfhealing* (GS) wurde gezeigt, dass die Transmissivität eines künstlich erzeugten Risses erst bei relativ niedriger effektiver Normalspannung (< 2 MPa) zu einer signifikanten Veränderung der hydraulischen Gebirgsdurchlässigkeit führt. Im Experiment *EDZ Selfhealing* und dem darauffolgenden Experiment *Selfrac* wurden Langzeitveränderungen der hydraulischen Durchlässigkeit in der Auflockerungszone über einen Zeitraum von 3 Jahren untersucht (Kap. 7.4). Beide Experimente bestätigen, dass künstlich erzeugte Rissstrukturen im Opalinuston im Kontakt mit Porenwasser deutliche Selbstabdichtungsphänomene zeigen. Tabelle 5.8-5 gibt eine zusammenfassende Übersicht über die empirischen Befunde zur Selbstabdichtung im Opalinuston und über die konkreten Schlussfolgerungen aus den einzelnen Befunden.

Tab. 5.8-5: Zusammenfassung der empirischen Befunde zur Selbstabdichtung von Sprödstrukturen im Opalinuston.

Lokalität / Gebiet	**Befund**	**Schlussfolgerung**
Phänomenologie der Selbstabdichtung		
Faltenjura	Geologische Stollenaufnahmen in Eisenbahn- und Strassentunneln im Faltenjura: keine Feuchtstellen bei grösseren Überlagerungen.	Die hydraulische Durchlässigkeit von Sprödstrukturen bei grösserer Überlagerung ist sehr gering.
Felslabor Mont Terri	*Main fault*: keine Feuchtstellen an der Tunnelwand; keine erhöhte hydraulische Durchlässigkeit bei Packertests.	Der *Main fault* ist zum heutigen Zeitpunkt hydraulisch nicht wirksam.
Zentrales Molassebecken	Ausgeprägte Deformationsstrukturen in den Bohrungen Schafisheim und Riniken: keine erhöhte hydraulische Durchlässigkeit bei Packertests.	Grosse spröde Scherzonen unterscheiden sich zum heutigen Zeitpunkt hydraulisch nicht von der Gesteinsmatrix.
Östliches Molassebecken	Kleine Sprödstrukturen in den Bohrungen Weiach und Benken: keine erhöhte hydraulische Durchlässigkeit bei Packertests.	Sprödstrukturen unterscheiden sich hydraulisch nicht von der Gesteinsmatrix.
Gesamte Nordschweiz (Molassebecken und Faltenjura)	Im Opalinuston sind Aderfüllungen äusserst selten und volumetrisch unbedeutend; keine mineralogischen Unterschiede zwischen *Fault gouges* und Nebengestein; keine mineralogische Veränderungen oder Zementationen in der Gesteinsmatrix entlang von Sprödstrukturen.	Der Opalinuston hat im Verlauf seiner Entwicklung *über geologische Zeiträume hinweg* keine Ereignisse von Gestein-Wasser-Interaktion erfahren, die mit bedeutendem advektivem Wasserfluss in Verbindung gestanden und Spuren im Gestein hinterlassen hätten.
In situ-Experimente zum Selbstabdichtungsvermögen		
Felslabor Mont Terri	*Gas Frac Selfhealing*-Experiment (In-situ-Packertests): Signifikante Risstransmissivität wird erst bei geringer effektiver Normalspannung beobachtet (< 2 MPa).	Mechanische Selbstabdichtung von diskreten Deformationsstrukturen im kompressiven Spannungsfeld.
Felslabor Mont Terri	Im *EDZ Selfhealing*-Experiment/Selfrac-Experiment (In-situ-Packertests) wurde die anfänglich ungesättigte stollenparallele Klüftung der Auflockerungszone mit Wasser gesättigt. Die Permeabilität sank im Verlauf von 2 Jahren + 2 Monaten (± 800 Tage) um ca. 2 Grössenordnungen. Bei Belastung bis 5 MPa verringerte sich die Durchlässigkeit zusätzlich um 2 Grössenordnungen (Tendenz: weiter fallend) innerhalb eines halben Jahres (± 200 Tage).	Offene Klüfte der Auflockerungszone verheilen durch Kontakt mit Wasser (v.a. durch Quellung) und durch mechanische Selbstabdichtung.

5.8.7 Konsistenz der Untersuchungsergebnisse mit anderen Befunden

Zusätzlich zu den hydraulischen Daten aus Benken und den regionalen Datenquellen (Bohrungen Weiach, Riniken und Schafisheim, Felslabor Mont Terri) wurde die vorhandene Fach-

literatur auf ähnliche Tongesteine bzw. deren hydrogeologische Verhältnisse hin überprüft, und die Befunde wurden verglichen (Gautschi 2001a, Senger et al. 2000). Daten und Befunde aus anderen Fachdisziplinen wurden herangezogen, um deren Konsistenz mit den dargelegten hydrogeologischen Kernaussagen zu überprüfen. Hierzu gehören insbesondere die Interpretation von chemischen und Isotopen-Profilen (Kap. 4.7) sowie die geologische Entwicklung des Molassebeckens mit Versenkung/Kompaktion und Hebung/Erosion und den zugehörigen Modellierungen (Kap. 3.3, Kap. 6.3). Der Beitrag von solchen Befunden zum hydrogeologischen Verständnis ist von Fall zu Fall verschieden und erfordert eine sorgfältige Bewertung. Die Überprüfung der Konsistenz erfolgte auf verschiedenen Ebenen: (i) Überprüfung der Plausibilität von hydrogeologischen Kernaussagen, (ii) Prüfung ihrer Widerspruchsfreiheit gegenüber unabhängigen Befunden sowie (iii) quantitative Überprüfung mit Hilfe von Modellen. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden im Folgenden zusammengefasst.

Mit dem Opalinuston im Zürcher Weinland vergleichbare Tonformationen

Über die hydrogeologischen Eigenschaften tonreicher Sedimentgesteine bestehen zahlreiche Untersuchungen aus dem oberflächennahen Bereich. Hingegen sind die geologisch-hydrogeologischen Eigenschaften tonreicher Formationen mit Überdeckungen von Hunderten bis Tausenden von Metern erst in jüngerer Zeit Gegenstand gezielter und systematischer Untersuchungen. Diese werden neben Grundlagenforschung (z.B. Neuzil 1986, Neuzil & Belitz 1998) einerseits von der Erdöl-Industrie und andererseits im Rahmen der Suche nach Standorten für die geologische Lagerung toxischer und radioaktiver Materialien betrieben (Kap. 1.4.1).

In Frankreich werden im Zuge der Entsorgung hochradioaktiver Abfälle an verschiedenen Orten Tonformationen untersucht. Darunter weist namentlich der Site de Meuse/Haute-Marne (Site de l'Est*)* bei Bure im nordöstlichen Pariser Becken in verschiedener Hinsicht Ähnlichkeiten mit den Verhältnissen im Zürcher Weinland auf (Andra 2001). Das dort untersuchte tonige Wirtgestein gehört stratigraphisch ins Callovo-Oxfordian und hat eine Mächtigkeit von rund 130 m. Die Tiefenlage der bisherigen Untersuchungen in dieser Formation ist – abhängig von der Lage im sich gegen SW vertiefenden Becken – zwischen ca. 350 bis 600 m. Hydraulische Tests sowie Langzeitbeobachtungen in zwei Bohrungen (MSE 101 und HTM 102; Andra 2001) ergaben K-Werte von 1×10^{-13} bis 1×10^{-11} m/s. Durchlässigkeitsbestimmungen an Bohrkernen ergaben kleinere K-Werte von 1 bis 4×10^{-14} m/s. Es wurden durch Packertests anomale Porenwasserdrücke bis max. 2 MPa überhydrostatisch (entsprechend einer hydraulischen Frischwasser-Druckhöhe bis 200 m über Geländeoberkante) gemessen. Die späteren Langzeitbeobachtungen bestätigen die Überdrücke, wenn auch nicht in dieser Höhe. Die Druckhöhen liegen damit auch in diesem Wirtgestein deutlich über denjenigen der Aquifere im Liegenden und im Hangenden. Abgesehen davon, dass im Opalinuston keine signifikanten Unterschiede bei den Durchlässigkeiten aus Labor- und In-situ-Versuchen resultierten, besteht weitgehend Analogie bei den hydrogeologischen Verhältnissen des Site de Meuse/Haute-Marne und der Bohrung Benken.

Die Ergebnisse der hydrogeologischen Untersuchungen der Tonformationen am *Site du Gard* der Andra in Marcoule/Südfrankreich und des Toarcian im Felslabor Tournemire des IRSN zeigen ebenfalls, dass die Durchlässigkeiten in diesen Formationen sehr gering sind. Im gut konsolidierten Toarcian-Tonstein von Tournemire wurden mit In-situ-Packertests K-Werte zwischen 2×10^{-14} und 2×10^{-11} m/s bestimmt, mit Permeametertests im Labor analog zum Site de Meuse/Haute-Marne generell niedrigere K-Werte zwischen 1×10^{-15} und 1×10^{-13} m/s. In Tournemire sind die erhöhten Durchlässigkeiten (1×10^{-13} bis 2×10^{-11} m/s, Boisson 1995) an diskrete Wasserzuflüsse entlang von Bruchstrukturen mit geodenartigen Calcitadern gebunden (Bonin 1998, Boisson et al. 2001, Cabrera et al. 2001). Zu beachten ist hierbei, dass die Tonsteine von Tournemire im Vergleich zum Opalinuston stärker konsolidiert und aus diesen Gründen nur bedingt vergleichbar sind.

Aus der umfangreichen Literatur zur Durchlässigkeit von Tongesteinen werden hier noch die Befunde von Neuzil (1994a) herausgehoben. Der Autor kompilierte Porositäten und hydraulische Durchlässigkeiten für ein weites Spektrum toniger Gesteine und untersuchte die Frage von möglichen Skaleneffekten. Die hydrogeologischen Erkundungen im Opalinuston der Nordschweiz ergeben keine Hinweise auf Skaleneffekte – die Variabilität der ermittelten hydraulischen Durchlässigkeiten ist generell klein und die unterschiedlichen Erkundungsmethoden führen zu konsistenten Resultaten. Figur 5.8-8 zeigt die Korrelation zwischen Porosität und Durchlässigkeit für eine Reihe von Tongesteinen (vgl. auch Horseman et al 1996): Die Ergebnisse von Laboruntersuchungen und Packertests in Benken und Mont Terri passen gut zu den Befunden von Neuzil (1994a).

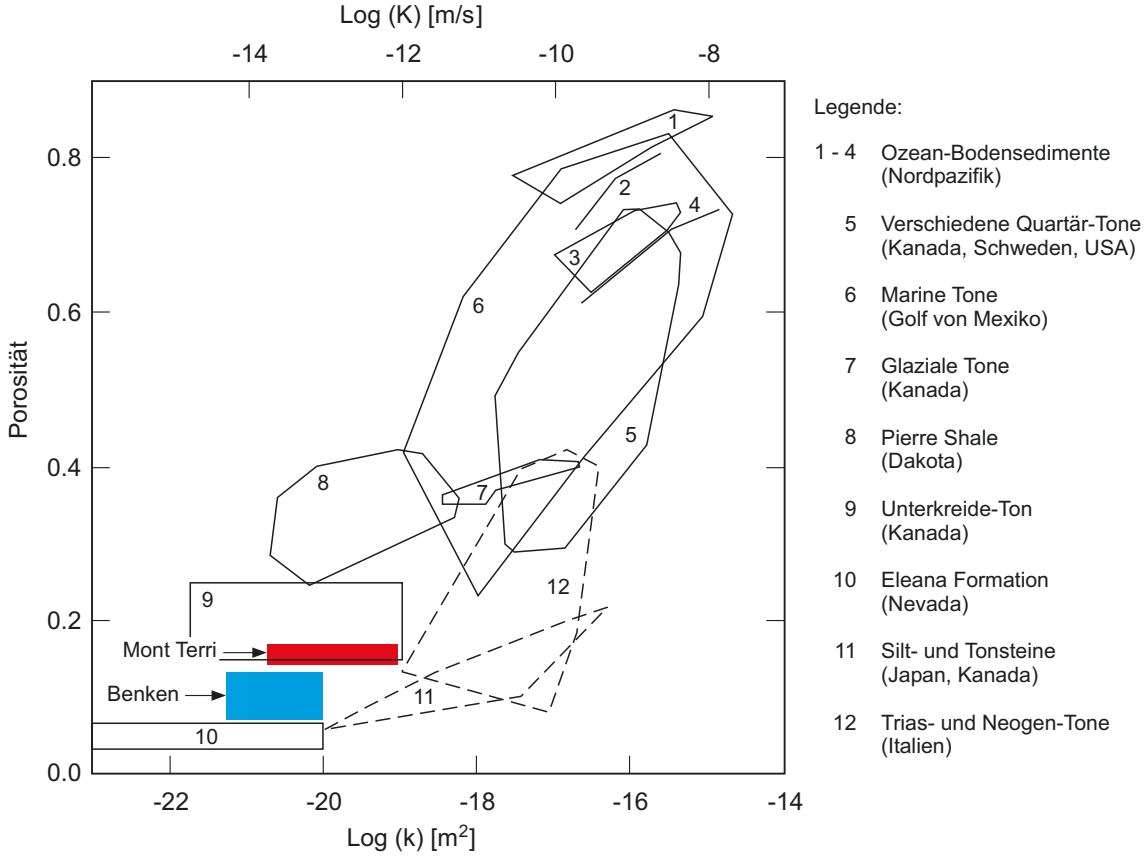


Fig. 5.8-8: Kompilation von Porositäts- und Permeabilitätsdaten von Tongesteinen verschiedener Kompaktionsgrade.

Zusammenstellung von Labordaten nach Neuzil (1994a). Vergleich mit den Ergebnissen aus Benken und Mont Terri.

Hydrochemische und Isotopen-Profile

Im Kapitel 4.7 wird die Schlussfolgerung gezogen, dass aufgrund der chemisch und durch Isotopen belegten Eigenständigkeit der beprobten Aquifere und der Isotopen-Profile in der Schichtreihe der Bohrung Benken über sehr lange Zeit (ca. 1 Ma) kein signifikanter vertikaler advektiver Fluss vorhanden sein konnte. In den äusserst geringdurchlässigen tonig-mergeligen Schichten von Wirt- und Rahmengesteinen sowie im Gipskeuper erfolgt der Stofftransport hauptsächlich durch Diffusion. Im Rahmen von numerischen Sensitivitätsstudien wurde gezeigt, dass sich für Durchlässigkeiten des Opalinustons $> 5 \times 10^{-13}$ m/s die Signatur eines advektiven Flusses in den Isotopen-Profilen abzeichnen müsste – die gemessenen Profile zeigen eine solche

Signatur jedoch nicht. Somit sind die hydrochemischen Daten und deren Interpretation konsistent mit den vorstehenden hydraulischen Befunden. Vergleichbare Phänomene wurden auch im Opalinuston des Mont Terri sowie in anderen Tonformationen beobachtet (Literaturhinweise in Kap. 4.7).

Die Porenwasserprofile in Benken und im Felslabor Mont Terri verlaufen über tektonische Störungen. Indizien für eine paläohydrogeologische Aktivität in Form von hydrochemischen Anomalien sind in beiden Fällen nicht vorhanden.

Porenwasser-Überdrücke

In der Bohrung Benken wurden im Schichtpaket Opalinuston-Lias deutliche Porenwasser-Überdrücke gemessen. Die wichtigsten Erklärungsmöglichkeiten zur Entstehung dieser Überdrücke werden in Kapitel 6.3 diskutiert. Als plausibelste Ursache wird ein hydro-mechanisches Kompaktions-Ungleichgewicht angesehen, welches sich aus dem rheologischen Verhalten des Wirtgesteins (elastoplastisches oder visko-elastisches Deformationsverhalten) und aus den regionalen tektonischen Verhältnissen ableitet. Alle in Kapitel 6.3 erörterten Mechanismen implizieren, dass die hydraulische Durchlässigkeit des Wirtgesteins sehr klein sein muss. Die gekoppelten hydro-mechanischen Modellrechnungen führen zu vertikalen Durchlässigkeiten, die typischerweise $< 1 \times 10^{-15}$ m/s, jedoch unter keinen Umständen $> 1 \times 10^{-13}$ m/s sind. Die gemessenen Porenwasser-Überdrücke stellen daher ähnlich wie die Isotopen-Profile einen unabhängigen Befund dar, der die geringe hydraulische Durchlässigkeit des Wirtgesteins bestätigt.

5.8.8 Hydraulische Eigenschaften des Wirtgesteins: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

In Hinblick auf den Entsorgungsnachweis Opalinuston können aus den hydrogeologischen Untersuchungen folgende Schlussfolgerungen gezogen werden:

- Die Gültigkeit des Darcy-Gesetz wurde im Opalinuston für grosse hydraulische Gradienten experimentell ($i > 50$) nachgewiesen. Aufgrund von indirekten Befunden wird geschätzt, dass das Darcy-Gesetz für hydraulische Gradienten ≥ 1 gültig ist.
- Als repräsentative, grossräumige hydraulische Durchlässigkeit des Opalinustons in Benken werden K-Werte von 1×10^{-13} m/s (parallel zur Schichtung) und 2×10^{-14} m/s (senkrecht zur Schichtung) abgeleitet. Bei geringen hydraulischen Gradienten könnte die tatsächliche Durchlässigkeit des Opalinustons wesentlich geringer sein. Die im Zentrum des Schichtpakets Opalinuston-Lias beobachteten Porenwasser-Überdrücke sind als unabhängige Evidenz für die sehr niedrigen K-Werte zu betrachten.
- Unter den heutigen In-situ-Bedingungen (Referenztiefe ca. 650 m) wird die hydraulische Durchlässigkeit des Wirtgesteins durch die räumlichen Variabilitäten bezüglich Mineralogie/Lithologie, Porosität und Spannungsfeld kaum beeinflusst. Daher werden in Bezug auf die hydraulischen Eigenschaften des Opalinustons keine bedeutenden Skaleneffekte erwartet.
- Hydrogeologische Stollenaufnahmen in Tunnelbauwerken sowie Packertests in Bohrungen liefern keine Anzeichen, dass Sprödstrukturen im Wirtgestein bei einer Überlagerung von mehreren hundert Metern diskrete wasserführende Störungen darstellen könnten.
- Das weitgehende Fehlen von Aderfüllungen und mineralogischen Veränderungen zeigt, dass auch in der geologischen Vergangenheit keine bedeutenden Gestein-Wasser-Interaktionen (d.h. kein bedeutender Wasserfluss) stattgefunden haben – dies trotz der komplexen Versenkungsgeschichte.

- Hydro-mechanisch gekoppelte Prozesse verändern die hydraulischen Eigenschaften des Opalinustons nur in Situationen, in denen das Gebirge sehr stark entlastet wird – diese Bedingungen sind im Tunnelnahfeld ("Auflockerungszone") sowie bei starker Überkonsolidierung des Wirtgesteins erfüllt (Hebung und Erosion im Rahmen der geologischen Langzeitentwicklung).
- Bei kompressiven Gebirgsspannungsverhältnissen zeigen Sprödstrukturen im Opalinuston eine ausgeprägte Tendenz zur Selbstabdichtung (z.B. Selbstabdichtung der Auflockerungszone nach Verschluss des Tiefenlagers). Selbstabdichtung konnte im Rahmen von In situ-Experimenten im Felslabor Mont Terri sowohl im Tunnelnahfeld wie auch in künstlich erzeugten Rissen im ansonsten ungestörten Gestein nachgewiesen werden.
- Als repräsentative Schätzwerte für den grossräumigen spezifischen Speicherkoeffizienten werden für die heutigen In-situ-Bedingungen (Referenztiefe ca. 650 m) zwischen 1×10^{-6} und 2×10^{-5} m^{-1} empfohlen.
- Das Wirtgestein im Zürcher Weinland lässt sich der Gruppe der geringdurchlässigen, leicht überkonsolidierten Tonsteine zuordnen (OCR ≈ 1.5–2.5). In Bezug auf die hydrogeologischen Eigenschaften wurden Ähnlichkeiten mit dem im französischen Entsorgungsprogramm untersuchten Standorte Site de Meuse/Haute-Marne festgestellt.

5.9 Gastransport im Wirtgestein

Nach dem Verschluss des geologischen Tiefenlagers ist damit zu rechnen, dass in den Lagerbereichen durch Korrosions- und Degradationsvorgänge erhebliche Mengen an Wasserstoff- bzw. Methan- und CO_2-Gas gebildet werden. Das Verständnis des Gastransports im Wirtgestein ist daher Voraussetzung, um die Auswirkungen der Gasentwicklung auf das Langzeitverhalten des Tiefenlagers zu bewerten. Ziel dieses Kapitels ist es, die möglichen Gasausbreitungsmechanismen im Opalinuston zu analysieren und mit standortbezogenen Grundlagendaten zu belegen. Darüber hinaus wird die Konsistenz der standortbezogenen Untersuchungen mit anderen Befunden überprüft – hierzu zählen Fallbeispiele aus der Kohlenwasserstoffexploration und der Gasspeicherung sowie Studien aus anderen Programmen zur geologischen Lagerung radioaktiver Abfälle. Schlüssel-Referenzen zum Thema Gasausbreitung sind Daneshy (2002), Hoch & Rodwell (1999), Horseman & Harrington (2002), Marschall et al. (2003), Nagra (2002b), Poppei et al. (2002), Senger (2002) und Senger et al. (2002).

5.9.1 Gasausbreitungsmechanismen

Die Ausbreitung des produzierten Tiefenlagergases wird nicht nur durch die hydro-mechanischen Eigenschaften der Geosphäre und der technischen Barrieren bestimmt, sondern auch durch die Gasproduktionsrate, den Gasdruck p_g in den Lagerstollen und durch den hydro-mechanischen Systemzustand des gesamten Lagerbereichs (i.e. Sättigungszustand, Porenwasserdruck, Gebirgsspannung). Wichtige Einflussgrösse ist hierbei die Gebirgsspannung auf Lagerebene, die durch die drei Hauptspannungskomponenten σ_1, σ_2 und σ_3 beschrieben wird. Zu den Transportmechanismen, die zur Gasausbreitung beitragen, zählen der advektive bzw. diffusive Transport von im Porenwasser gelöstem Gas, visko-kapillare Zweiphasenflussprozesse sowie dilatanzgesteuerte Gasausbreitungsprozesse (Fig. 5.9-1). Der Beitrag dieser Mechanismen zur Abführung der produzierten Korrosions- und Degradationsgase (nachfolgend als "Transportkapazität" bezeichnet) ist je nach Gasdruck in den Lagerstollen sehr verschieden (Tab. 5.9-1). Im Folgenden werden die einzelnen Gasausbreitungsmechanismen phänomenologisch beschrieben und – soweit dies für die Nachvollziehbarkeit der Synthesearbeiten notwendig ist – mit konzeptuellen Modellansätzen belegt. Darüber wird der Bezug zum generellen Deformationsverhalten des Opalinustons (Kap. 5.7) hergestellt.

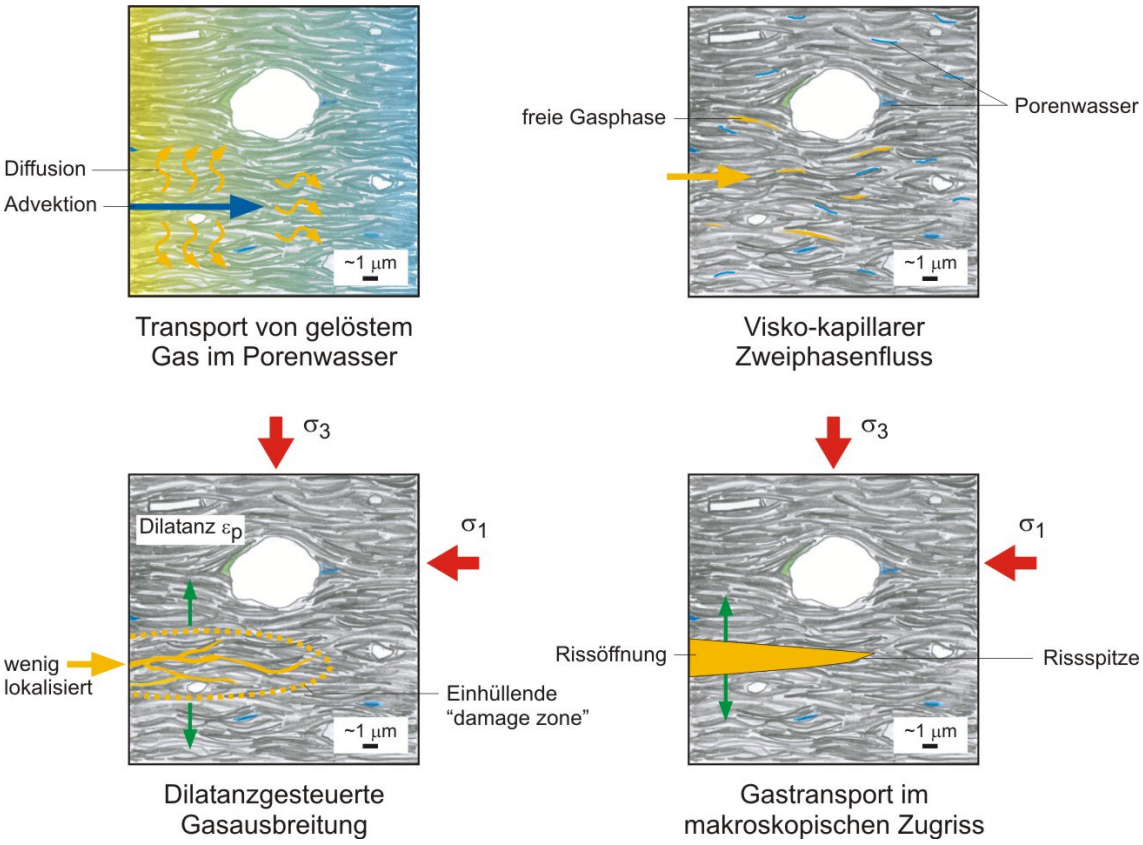


Fig. 5.9-1: Mechanismen zum Transport der in den Lagerstollen und -tunneln akkumulierten Korrosions- und Degradationsgase:

Tab. 5.9-1: Übersicht zum Spektrum der möglichen Gasausbreitungsmechanismen.

Die Transportkapazität der verschiedenen Mechanismen ist abhängig vom Gasdruck p_g, von der minimalen Hauptspannung σ_3 und von verschiedenen hydro-mechanischen Eigenschaften des Gebirges (p_{ae} = Gaseintrittsdruck, σ_t = Zugfestigkeit).

Ausbreitungsmechanismus	**Gasdruckregime**[1]	**Bemerkungen**
Advektiver und diffusiver Transport von gelöstem Gas	bei beliebigem Gasdruck p_g	Geringe Transportkapazität wegen der geringen Durchlässigkeit des Wirtgesteins
Zweiphasenfluss	$p_{ae} < p_g < \sigma_3$	Beschränkte Transportkapazität durch den hohen Gaseintrittsdruck des Wirtgesteins
Quasi-stationäre, dilatanzgesteuerte Gasausbreitung ("*pathway dilation*")	$p_g \approx \sigma_3$	Rissausbreitungsprozess wird durch die *Gasproduktionsrate* gesteuert; hohe Transportkapazität wegen druckabhängiger Gaspermeabilität
Gasfluss in makroskopischen Zugrissen ("*Gasfrac / Hydrofrac*")	$p_g > \sigma_3 + \sigma_t$	Rissinitiierung und Ausbreitungsprozess wird durch den *Gasdruck* gesteuert; extrem hohe Transportkapazität durch hohe Risstransmissivität (Einphasenströmung)

[1] Gasdruckregime: Die angegebenen Gasdrücke stellen grobe Orientierungswerte dar.

Transport von gelöstem Gas

Advektiver und diffusiver Transport im Porenwasser stellt den einfachsten Prozess zur Abführung der Korrosions- und Degradationsgase dar. Die zugrunde liegenden Transportmechanismen werden durch drei fundamentale Gesetzmässigkeiten charakterisiert. Der advektive Grundwasserfluss leitet sich aus dem Darcy-Gesetz ab (Kap. 5.8). Im Fick'schen Gesetz wird die durch einen Konzentrationsgradienten verursachte diffusive Ausbreitung der gelösten Gase formuliert (Kap. 5.10). Das Henry-Gesetz beschreibt schliesslich die Löslichkeit der Gase im Porenwasser (z.B. Finsterle 1993):

$$\chi_w^\kappa = p_\kappa \cdot K_H \frac{M_\kappa}{M_w} \qquad (5.9\text{-}1)$$

mit:

χ^κ_w = Massenanteil der gasförmigen Komponente in Porenwasser [-]
p_κ = Partialdruck der gasförmigen Komponente [Pa]
K_H = Henry-Konstante [1/Pa]
M_w = Molekulargewicht des Grundwassers [g/mol]
M_κ = Molekulargewicht des Gases [g/mol]

Der Transport von gelöstem Gas findet selbst bei geringen Gasdrücken statt; wegen der druckabhängigen Löslichkeit der Gase im Porenwasser sowie durch den erhöhten Grundwasserfluss nimmt der spezifische Fluss der gelösten Gase mit steigendem Gasdruck zu. Allerdings limitiert die geringe hydraulische Durchlässigkeit des Wirtgesteins die Effizienz dieses Transportmechanismus erheblich (Kap. 7.7). Als wichtigste Bestimmungsgrössen für den Transport von gelöstem Gas sind die hydraulische Durchlässigkeit K, die (Gas-) Diffusionskonstante D, die (Fliess-) Porosität n und der Löslichkeitskoeffizient χ zu nennen.

Visko-kapillarer Zweiphasenfluss

In ihrer klassischen Formulierung werden Zweiphasenflussprozesse im Porenraum des Gesteinskörpers beschrieben als die Verdrängung des Porenwassers durch die Gasphase unter dem Einfluss visko-kapillarer Kräfte (z.B. Helmig 1997). Das Gestein verhält sich beim Durchgang der Gasphase wie ein linear elastisches poröses Medium. Bestimmender Faktor für die Zweiphasenflusseigenschaften des Mediums ist der Gaseintrittsdruck (kapillarer Schwellendruck). Der Gaseintrittsdruck p_{ae} stellt den Differenzdruck zwischen dem Gas und dem Porenwasser dar, der zur Verdrängung des Porenwassers aus dem ursprünglich voll gesättigten Medium aufgewendet werden muss. Er kann durch die Young-Gleichung (Bear 1972) mit dem äquivalenten Porenradius des Mediums in Beziehung gesetzt werden:

$$p_{ae} \approx \frac{2 \cdot \sigma_{aw}}{r_{eq}} \qquad (5.9\text{-}2)$$

mit:

p_{ae} = Gaseintrittsdruck [Pa]
σ_{aw} = Grenzflächenspannung Gas/Wasser (ca. 0.073 N/m bei 20°C) [N/m]
r_{eq} = Äquivalenter Porenradius [m]

Der Porenraum des Opalinustons in Benken besteht gemäss Tabelle 5.4-5 zu ca. 20 % aus Mikroporen (< 1 nm), zu ca. 50–60 % aus Mesoporen (1 nm ≤ r_{eq} < 25 nm) und zu ca. 20–30 % aus Makroporen (r_{eq} ≥ 25 nm). Für einen äquivalenten Porenradius von 25 nm (Übergang Meso-

poren/Makroporen) ergibt sich aus Gleichung (5.9-2) ein Gaseintrittsdruck von ca. 6 MPa. Das bedeutet, dass die Makroporen trotz ihres geringen Anteils am Gesamtporenraum für den Zweiphasenfluss im Opalinuston eine grosse Bedeutung haben, da schon für Gasdrücke < 6 MPa eine gewisse Gasmobilität zu erwarten ist.

Nach Überschreiten des Gaseintrittsdrucks wird die Gasmobilität vor allem durch die intrinsische Permeabilität des Gesteins, die Permeabilitäts-Sättigungsbeziehung ("relative Permeabilität") und die Kapillardruck-Sättigungsbeziehung bestimmt. Van Genuchten (1980) beschreibt den funktionalen Zusammenhang zwischen Porenwassersättigung und Kapillardruck durch ein einfaches Parametermodell:

$$p_c = \frac{1}{\alpha} \cdot (S_{ec}^{\frac{n}{1-n}} - 1)^{\frac{1}{n}} \qquad \text{mit} \qquad S_{ec} = \frac{S_w - S_{wr}}{1 - S_{wr}} \tag{5.9-3}$$

und:

p_c = Kapillardruck [Pa]
$1/\alpha$ = scheinbarer Gaseintrittsdruck [Pa]
S_w = Porenwassersättigung [-]
S_{wr} = residuale Porenwassersättigung [-]
n = Formfaktor [-]

Ein charakteristisches Merkmal des van-Genuchten-Modells ist der verschwindende Kapillardruck bei vollständiger Porenwassersättigung ($S_w = 1$). Somit existiert kein kapillarer Schwellendruck im strengen Sinn – vielmehr kann auch unterhalb des scheinbaren Gaseintrittsdrucks $1/\alpha$ eine, wenn auch sehr geringe Entsättigung des Mediums auftreten. Mit dieser Formulierung der Kapillardruck-Sättigungsbeziehung wird dem experimentellen Befund Rechnung getragen, wonach die Porengrössenverteilung im Opalinuston (vgl. Fig. 5.4-6 und 5.4-7) ein relativ weites Spektrum an Porenradien umfasst.

Die relativen Permeabilitäten von Gas und Wasser werden in der Geosynthese mit dem Ansatz nach Mualem (1976) beschrieben:

$$k_{r,g} = (1 - S_e)^{1/2} \cdot (1 - S_e^{\frac{n}{n-1}})^{2(1-1/n)}$$

$$k_{r,w} = S_e^{1/2} \cdot \left[1 - (1 - S_e^{\frac{n}{n-1}})^{\frac{n-1}{n}} \right]^2 \tag{5.9-4}$$

mit $S_e = \frac{S_w - S_{wr}}{1 - S_{gr} - S_{wr}}$

und:

$k_{r,g}$ = relative Gaspermeabilität [-]
$k_{r,w}$ = relative Wasserpermeabilität [-]
S_{gr} = residuale Gassättigung [-]

Zwischen der Aufsättigung bzw. der Entsättigung eines porösen Mediums wird häufig eine ausgeprägte Hysterese in der Kapillardruck-Sättigungs-Beziehung und in den relativen Permeabilitäten beobachtet. Erwähnenswert ist insbesondere, dass beim Aufsättigungsvorgang in der Regel nicht der gesamte Porenraum mit Wasser gesättigt werden kann (residuale Gassättigung). Andererseits muss zur Verdrängung von Porenwasser aus einem vollständig gesättigten porösen Medium eine kritische Gassättigung überschritten werden; unterhalb diesem Schwellenwert ist ein kontinuierlicher Gasfluss nicht möglich. Untersuchungen von Dury et al. (1999) zeigen, dass

die kritische Gassättigung (*emergence point*) durchaus grösser sein kann als die residuale Gassättigung. Im Rahmen der vorliegenden Arbeiten wird aufgrund der beschränkten experimentellen Datenbasis nicht zwischen residualer und kritischer Gassättigung unterschieden.

Für die Ausbreitung der Korrosions- und Degradationsgase im Wirtgestein ist der Prozess der Porenwasserverdrängung durch die Gasphase massgebend. Daher erfolgte die experimentelle Bestimmung der Zweiphasenflussparameter (Kap. 5.9.2) meist durch Einpressen einer Gasphase in das ursprünglich wassergesättigte Gestein.

Dilatanzgesteuerte Gasausbreitung (*Pathway dilation*)

Wegen der relativ geringen Zugfestigkeit des Opalinustons ist nicht zu erwarten, dass das Wirtgestein über einen längeren Zeitraum für einen gegebenen Spannungszustand Gasdrücke aufnehmen kann, die deutlich über dem Wert der minimalen Hauptspannungskomponente σ_3 liegen. Aufgrund der erwarteten mikroskaligen Variabilität der Gesteinsfestigkeit erscheint es sogar plausibel, dass sich bei langsamer Belastung im Opalinuston Mikrorisse bilden, bevor die makroskopische Zugfestigkeit des Gesteins überschritten wird (*pathway dilation*, vgl. Horseman et al. 1996). Diese Mikrorisse führen zu einer Vergrösserung des Porenraums (Dilatanz) und zu einer Erhöhung der Gaspermeabilität. Während im Regime des klassischen Zweiphasenflusses die intrinsische Permeabilität praktisch unabhängig vom absoluten Gasdruck ist, wird bei der dilatanzgesteuerten Gasausbreitung mit steigendem Gasdruck eine markante Permeabilitätserhöhung beobachtet. Das Phänomen der mikroskopischen Rissausbreitung tritt dann auf, wenn die Gasdruckbeaufschlagung langsam erfolgt: das durch Dilatanz geschaffene zusätzliche Porenvolumen muss im Gleichgewicht mit der volumetrischen Gasproduktionsrate stehen, sodass entlang des neu geschaffenen Gasfliesspfads ein quasistationärer Gasfluss entsteht. Die Ansätze zur modellhaften Beschreibung der dilatanzgesteuerten Gasausbreitung reichen von modifizierten *Hydrofrac*-Theorien (Valko & Economides 1997) zu sogenannten Gel-Displacement-Ansätzen (vgl. Rodwell 2000). Im Rahmen der Geosynthese wurde für hydro-mechanisch gekoppelte Gastestauswertungen (Senger et al. 2002) eine in der Kohlenwasserstoffexploration gebräuchliche Formulierung gewählt, in der die dilatanzbedingte Permeabilitätserhöhung in Form eines gasdruckabhängigen Permeabilitätsmultiplikators $F_k(p_g)$ implementiert wird. Beim Überschreiten des Schwellendrucks für dilatante Gasausbreitung p_d beschreibt dieser empirische dimensionslose Koeffizient die Erhöhung der intrinsischen Permeabilität des Gesteins als Funktion des Gasdrucks p_g. Der Schwellendruck p_d hängt einerseits von den geomechanischen Eigenschaften des Wirtgesteins ab und andererseits von den hydraulischen und geomechanischen In-situ-Bedingungen (Porenwasserdruck, Gebirgsspannungsverhältnisse).

Gasausbreitung in makroskopischen Zugrissen (*Gasfrac/Hydrofrac*)

Als Bedingung für die Entstehung makroskopischer Zugrisse gilt näherungsweise, dass der Gasdruck grösser wird als die Summe aus der minimalen Hauptspannung σ_3 und der mechanischen Zugfestigkeit σ_t des Gebirges (*Frac*-Druck). Die Entstehung eines makroskopischen Zugrisses ist nur dann zu erwarten, wenn die Druckbeaufschlagung so rasch erfolgt, dass die Gasproduktionsrate durch Porenwasserverdrängung und mikroskopische Rissbildung (Dilatanz) nicht mehr kompensiert werden kann. Die Initiierung eines solchen makroskopischen Risses wird beim Überschreiten des *Frac*-Drucks instantan ausgelöst und die Ausbreitung erfolgt in der Anfangsphase mit einer Geschwindigkeit, die in der Grössenordnung der Scherwellengeschwindigkeit liegt. Die Rissausbreitung kommt erst zum Erliegen, wenn der Gasdruck entlang des makroskopischen Risses den Wert der minimalen Hauptspannung unterschreitet (*Shut-in*-Druck). Bei wiederholter Druckbeaufschlagung liegt der sogenannte *Refrac*-Druck zwischen dem *Shut-in*-Druck und dem *Frac*-Druck. Zur konzeptuellen Beschreibung der makroskopi-

schen Rissausbreitung stehen ausgereifte theoretische und experimentelle Grundlagen aus der Kohlenwasserstoffexploration zur Verfügung (Daneshy 2002, Valko & Economides 1997).

Deformationsverhalten des Opalinustons bei der Gasausbreitung

Der konzeptuelle Rahmen für die Beschreibung des Deformationsverhaltens des Opalinustons wurde in Kapitel 5.7 eingeführt. In Bezug auf die Gasausbreitung ist vor allem die Beziehung zwischen der mittleren Effektivspannung p' und der Deviatorspannung q relevant, da aus dieser Relation die Grenzzustände abgeleitet werden können, die den Übergang von elastischem zu plastischem Verhalten des Gesteins festlegen. Der visko-kapillare Zweiphasenfluss ist in diesem Sinne dem elastischen Deformationsverhalten zuzuordnen – Zweiphasenflussprozesse finden im Opalinuston nur dann statt, wenn der Gasdruck in den Lagerstollen einerseits den kapillaren Gaseintrittsdruck überschreitet, anderseits jedoch die Gebirgspannung in der unmittelbaren Umgebung der Stollen weder Scherbruchkriterium noch Zugspannungsbegrenzung erreicht. Falls während des Druckaufbaus einer dieser Grenzzustände erreicht wird, ist mit plastischer Deformation des Gebirges zu rechnen – es entstehen mikroskopische bzw. makroskopische Risse. Die bei der Rissbildung wirksamen Bruchmechanismen werden – vor allem in Hinblick auf den Lokalisierungsgrad der Deformationsstrukturen (vgl. Fig. 5.7-5) – durch die Änderung des Belastungszustands ("Spannungspfad") sowie durch die rheologischen Eigenschaften (Zeitabhängigkeit in der Spannungs-/Deformationsbeziehung) des Gebirges festgelegt.

Die zeitliche Entwicklung des Gasdruckaufbaus in den Lagerbereichen ist die kritische Grösse, die den Spannungspfad bestimmt. Bei schnellem Gasdruckaufbau wird das Gebirge entlang eines undrainierten Spannungspfads entlastet, d.h. die mittlere Effektivspannung im Umfeld des Lagerbereichs nimmt im selben Mass ab, wie Gasdruck bzw. Porenwasserdruck zunehmen (vgl. Charlez 1997). Im p'-q-Diagramm (vgl. Fig. 5.9-2) bedeutet dies eine Verschiebung des Mohr'schen Spannungskreises nach links – es entstehen Zugrisse, sobald der Mohr'sche Spannungskreis die Zugspannungsbegrenzung erreicht. Bei langsamem Gasdruckaufbau wird das Gestein jedoch unter drainierenden Bedingungen entlastet (d.h. Abnahme der Effektivspannung entlang der Entlastungs-/Wiederbelastungskurve). Es dehnt sich dann gemäss Figur 5.7-2b aus, indem es Porenwasser aufnimmt. Hierbei verliert das Gestein – wie in Kapitel 5.7 gezeigt – an Festigkeit (vgl. auch Couples 1999). In Figur 5.9-2 manifestiert sich dieser Entfestigungsprozess durch Verschiebung der Grenzzustandsbedingungen (nach unten). Die durch einen langsamen Gasdruckaufbau verursachte Verringerung der Effektivspannung führt also dazu, dass sich im Gebirge eher Scherstrukturen ausbilden (Mohr'sche Spannungskreis erreicht das Scherbruch-Kriterium). Nach Montgomery & Ramos (2001) ist es äusserst schwierig, in weichen Gesteinen (*soft rock*) makroskopische Zugrisse zu erzeugen – aufgrund ihres rheologischen Verhaltens (geringe Kohäsion und Zugfestigkeit) tendieren solche Gesteine zu Scherbrüchen. Aufgrund seiner geomechanischen Eigenschaften ist der Opalinuston im Übergangsbereich zwischen hartem und weichem Gestein einzuordnen – die Annahme, dass das Wirtgestein bei langsamem Gasdruckaufbau vorwiegend Scherstrukturen ausbildet, erscheint daher plausibel.

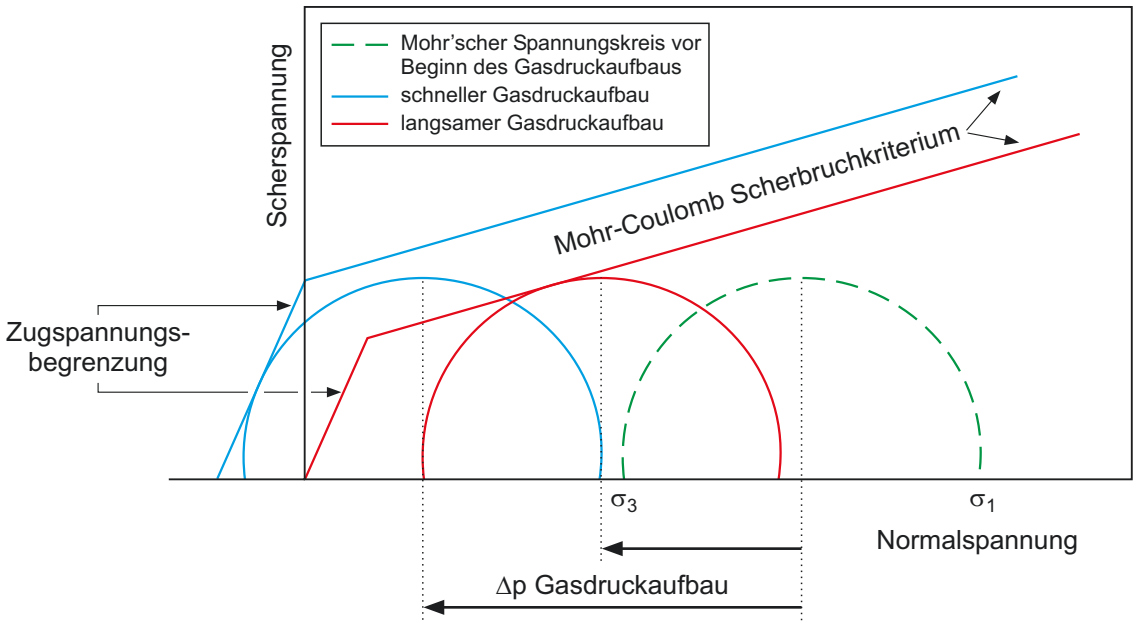


Fig. 5.9-2: Spannungs- und Bruchverhalten des Gebirges bei schneller bzw. langsamer Belastung am Beispiel eines *Hydrofrac*-Tests.

Modifiziert nach Montgomery & Ramos (2001). Die Erhöhung des Fluiddrucks im Bohrloch verursacht eine Verringerung der Effektivspannung. Dies ist gleichbedeutend mit einer Verschiebung des Mohr'schen Spannungskreises nach links. Wenn der Spannungskreis die Zug- oder Scherspannungsbegrenzung erreicht, zerbricht das Gestein. Bei langsamer Belastung, d.h. unter drainierenden Bedingungen, werden Zugfestigkeit und Kohäsion des Gebirges herabgesetzt; es ist daher vorwiegend mit Scherbrüchen zu rechnen.

Unabhängig vom Bruchmechanismus wird die Rissorientierung und -ausbreitung vorwiegend durch den In-situ-Gebirgsspannungszustand und durch die geomechanischen/strukturellen Eigenschaften des Gebirges festgelegt. Folgende Einflussgrössen sind besonders hervorzuheben (vgl. Horseman et al. 1996):

- In einem anisotropen Spannungsfeld erfolgt die Rissausbreitung senkrecht zur Richtung der minimalen Hauptspannung oder – in verallgemeinerter Form – entlang dem maximalen Spannungsgradienten (Annahme: isotrope Gebirgseigenschaften).
- Bei anisotropen Gebirgseigenschaften erfolgt die Rissausbreitung senkrecht zur Richtung der minimalen Zugfestigkeit (Annahme: isotropes Spannungsfeld). Es ist daher anzunehmen, dass Risse vorzugsweise entlang den Schichtflächen des Gesteins entstehen.
- Geologische Deformationsstrukturen (Kap. 5.5), Auflockerungszonen von Untertagebauten sowie technische Barrieren stellen in Bezug auf ihre geomechanischen Materialeigenschaften weitere potenzielle Diskontinuitäten dar, entlang derer sich gasinduzierte Risse ausbilden können. Insbesondere können tektonische Störungen reaktiviert werden, wenn ihre Festigkeitseigenschaften (Zugfestigkeit, Kohäsion, Reibungswinkel) gegenüber dem intakten Wirtgestein herabgesetzt sind.

5.9.2 Standortbezogene Datengrundlage

Die in Kapitel 5.9.1 beschriebenen konzeptuellen Ansätze reflektieren das in der Fachwelt diskutierte Spektrum möglicher Mechanismen zur Gasausbreitung in Tonsteinen (vgl. Rodwell 2000, NEA 2001). Zweck der im Opalinuston-Projekt durchgeführten Arbeiten war es, das

Prozess-Verständnis der Gasausbreitung anhand von standortbezogenen Untersuchungen zu erweitern und die oben erwähnten konzeptuellen Ansätze zu verifizieren. Darüber hinaus sollen – soweit die Übertragbarkeit gewährleistet ist – Parameter für die modellhafte Beschreibung der Gasausbreitung im Wirtgestein bereitgestellt werden. Die wichtigsten experimentellen Untersuchungen im Rahmen des Opalinuston-Projekts sind:

- Gaspermeabilitätstests an Kernproben (Mont Terri und Benken)
- Gas-*Threshold-Pressure*-Tests in Bohrungen (Mont Terri und Benken)
- Langzeit-Gasinjektionstests in Bohrungen (Mont Terri)
- *Hydrofrac*- und *Gasfrac*-Experimente in Bohrungen (Mont Terri und Benken)
- Laborexperimente zur Ermittlung der Kapillardruck-Sättigungsbeziehung

Die Ergebnisse des experimentellen Untersuchungsprogramms sowie die Interpretation der Daten werden im Folgenden diskutiert.

Gaspermeabilitätstests an Kernproben

Gaspermeabilitätstests wurden an zwei Kernproben aus der Bohrung Benken (Horseman & Harrington 2002) und an vier Proben aus dem Felslabor Mont Terri (Marschall et al. 2003) durchgeführt (Tab. 5.9-2). Durch die Verwendung isostatischer Zellen war es möglich, den Manteldruck jeweils auf die erwarteten In-situ-Gebirgsspannungsverhältnisse abzustimmen. Vor jedem Gaspermeabilitätstest wurde ein hydraulischer Langzeittest durchgeführt (Kap. 5.8.4), um einerseits die hydraulische Durchlässigkeit der Probe zu bestimmen und andererseits die vollständige Sättigung des Probenkörpers zu gewährleisten.

Kernproben aus der Bohrung Benken: Die beiden Langzeit-Gaspermeabilitätstests dauerten 4 bzw. 5 Monate. Der Manteldruck betrug 21 MPa, und der abstromseitige Porenwasserdruck lag bei 5 MPa. Eine Kernprobe wurde senkrecht, die andere parallel zur Schichtung durchströmt. Zur Vermeidung von Randläufigkeiten entlang der Mantelfläche wurden auf beiden Stirnseiten des Probenkörpers ringförmige Druckbeobachtungszonen angebracht (vgl. auch Fig. 5.9-3), die als kapillare Barrieren wirkten. Die Druckbeaufschlagung erfolgte mit Heliumgas in mehreren Stufen zwischen 5 und 15 MPa. Abstromseitig wurde die totale Fliessrate (Summe aus Gas und Wasser) gemessen. Figur 5.9-3 zeigt die Testergebnisse (Druckstufen und totale Fliessrate) für die Durchströmung der Probe senkrecht zur Schichtung. Der Versuch belegt, dass die Kernprobe bei vergleichsweise niedrigen Gasdrücken (Gaseintrittsdruck ca. 4 MPa, vgl. Tab. 5.9-2) eine markante Gasmobilität aufweist. Der Test wurde mit Hilfe des Zweiphasenflussmodells TOUGH2 (Pruess 1991) ausgewertet – die vorläufigen Ergebnisse der Modellanpassungen sind in Figur 5.9-3 dargestellt (Senger 2002). Als Zweiphasenfluss-Parametermodell wurde der in Kapitel 5.9.1 beschriebene van-Genuchten/Mualem Ansatz gewählt ($n = 2$, $S_{wr} = 0.25$, $S_{gr} = 0.025$, $1/\alpha = 4$ MPa).

Der Gaseintrittsdruck der zweiten Kernprobe (Strömung parallel zur Schichtung) liegt zwischen 7.5 und 10 MPa (Tab. 5.9-2). Darüber hinaus zeigen vorläufige Testauswertungen, dass im Verhältnis der kumulativen Flüsse (abstromseitig gesammelte Gesamtmenge an Gas und Wasser) der Anteil des Gases wesentlich höher ist als beim vorgängigen Experiment senkrecht zur Schichtung (Horseman & Harrington 2002). Dieser Befund deutet auf eine markante Richtungsabhängigkeit der Gaspermeabilität hin. Eine detaillierte Auswertung des zweiten Gastests im Rahmen numerischer Zweiphasenfluss-Modellierungen liegt noch nicht vor.

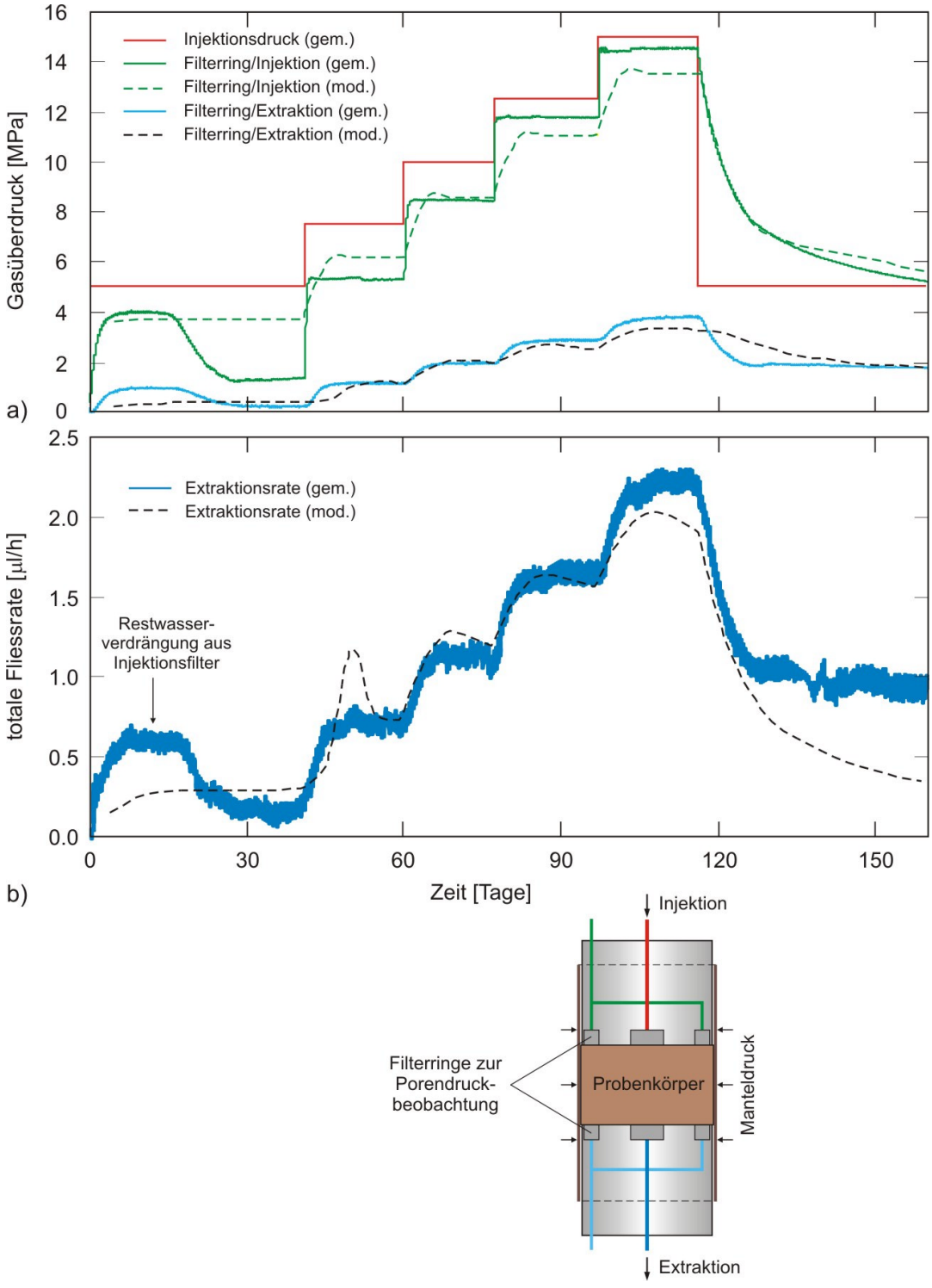


Fig. 5.9-3: Langzeit-Gaspermeabilitätstest an einer Opalinuston-Probe aus der Bohrung Benken.

Strömungsrichtung senkrecht zur Schichtung (Horseman & Harrington 2002). Der Test wurde in einer isostatischen Zelle bei einem Manteldruck von 21 MPa und einem abstromseitigen Porenwasserdruck von 6 MPa durchgeführt (vgl. auch Fig. 5.8-4): (a) Porenwasserdruck auf der Injektionsseite und an den Filterringen, (b) Totale volumetrische Fliessrate (Gas und Wasser) auf der Extraktionsseite. Die Daten wurden mittels inverser Modellierung ausgewertet (Senger 2002).

Kernproben aus Mont Terri: Insgesamt wurden an 4 Kernproben aus dem Felslabor Mont Terri Gasinjektionsexperimente durchgeführt (GP-Experiment). Die Proben stammen aus der sandigen bzw. aus der tonigen Fazies. Der Manteldruck betrug 6 MPa, und der abstromseitige Porenwasserdruck lag bei 2 MPa. Je eine Kernprobe wurde senkrecht bzw. parallel zur Schichtung durchströmt, für die beiden anderen Kerne war die Strömungsrichtung schräg zur Schichtung. Die Gasinjektionsphasen dauerten jeweils 3 bis 6 Monate. Eine der Kernproben wurde nach Beendigung der Gasinjektionsphase nochmals hydraulisch getestet, um mögliche Veränderungen der hydraulischen Durchlässigkeit zu erkennen. Die gemessenen Gaseintrittsdrücke sind ausnahmslos kleiner als 1 MPa (vgl. Tab. 5.9-2). Die Gassättigung der Kernproben am Ende der Gasinjektionsphase ist in den meisten Fällen kleiner als 10 %. Eine Veränderung der hydraulischen Durchlässigkeit nach vorgängiger Gasinjektion wurde nicht festgestellt.

Tab. 5.9-2: Zweiphasenfluss-Parameter aus Laborexperimenten an Opalinustonkernen aus der Bohrung Benken und aus dem Felslabor Mont Terri.

Kernprobe	**Injektions-dauer [d]**	**Durchströmung bzgl. Schichtung**	**Intrinsische Permeabilität** [1] **[m^2]**	**p_{ae} [MPa]**
Benken (606 m)	140	90 °	$0.6 - 6 \times 10^{-21}$	≈ 4
Benken (606 m)	120	0 °	3×10^{-21}	7.5 – 10
Mont Terri (SED-B3 06)[2]	220	0 °	2×10^{-18}	< 0.03
Mont Terri (BFP 16)	110	50 °	2×10^{-20}	0.5
Mont Terri (BWS-E4 06)	180	90 °	2×10^{-20}	0.2
Mont Terri (BED-C5/7)	174	35 °	2×10^{-20}	0.2

[1] Intrinsische Permeabilität abgeleitet aus hydraulischer Durchlässigkeit.

[2] Kernprobe nicht repräsentativ für ungestörten Opalinuston (sichtbarer Riss in Strömungsrichtung).

Gas-*Threshold-Pressure*-Tests und Langzeit-Gasinjektionstests

In der Bohrung Benken sowie in 2 Bohrungen im Felslabor Mont Terri wurden Gas-*Threshold-Pressure*-Tests zur In-situ-Bestimmung des Gaseintrittsdrucks durchgeführt (Tab. 5.9-3). Die Länge der Testintervalle lag je nach Test zwischen 1 m und 4.5 m. Die Testsequenz beinhaltete in der Regel einen hydraulischen Test, den Fluidaustausch (Austausch des Wassers im Testintervall durch Gas), Gasinjektion mit konstanter Fliessrate (*constant rate test*) und eine langandauernde Druckangleichsphase. Die Ermittlung des Gaseintrittsdrucks erfolgte diagnostisch aus der Auswertung der Gasinjektionsphase (Abweichung vom linearen Druckanstieg während der Gasinjektionsphase) sowie in zwei Fällen anhand von numerischen Modellierungen (Croisé et al. 1999, Marschall et al. 2003, Senger et al. 2002).

Benken Test O5: Unmittelbar nach Abschluss des hydraulischen Tests O5 wurde im Testintervall zwischen 600.1 und 603.5 m ein Gas-*Threshold-Pressure*-Test durchgeführt. Im Rahmen des Tests sollte überprüft werden, ob die Diskontinuität bei ca. 602 m eine messbare Gasdurchlässigkeit besitzt. Während der gesamten Gasinjektionsphase wurde bis zu einem Intervalldruck von 11 MPa kein messbarer Gasfluss ins Gebirge festgestellt. Bei einem Formations-Porenwasserdruck von ca. 6 MPa (Packertest O5; vgl. Tab. 4.6-1) lässt dies auf einen Gaseintrittsdruck > 5 MPa schliessen. Während der abschliessenden Druckangleichsphase blieb der Druck im Testintervall über einen Zeitraum von mehreren Stunden praktisch konstant und fiel dann

während der nächsten 24 h um ca. 0.7 MPa ab. Dieser Druckabfall wird daher als Hinweis gewertet, dass beim Einschluss des Gases unter hohem Druck im Gebirge neue Gaspfade entstehen. Senger et al. (2002) zeigen, dass der gemessene Druckabfall einem spezifischen Gasfluss von ca. 1×10^{-5} $m^3/m^2/s$ (STP; d.h. Gasfluss bei Atmosphärendruck) entspricht. Im Rahmen von weiterführenden Zweiphasenfluss-Modellierungen wurde der Druckabfall während der abschliessenden Druckangleichsphase separat modelliert. Die separate Analyse der Druckangleichsphase liefert gegenüber den Hydrotests eine um einen Faktor 2 bis 5 erhöhte intrinsische Permeabilität. Die Permeabilitätserhöhung wird dem Effekt der mikroskopischen Rissbildung (Dilatanz) zugeordnet. Aus den *Hydrofrac*-Messungen (Nagra 2001) kann für das Tiefenintervall des Gastests O5 eine minimale Hauptspannung von ca. 14–15 MPa abgeleitet werden. Das bedeutet, dass dilatanzgesteuerte Gasausbreitung vermutlich schon ca. 3–4 MPa unterhalb der minimalen Hauptspannung einsetzte.

Mont-Terri-Tests (BGP-4 und BGP-6): Im Rahmen des GP-Experiments wurden zwei Gas-*Threshold-Pressure*-Tests durchgeführt (vgl. Tab. 5.9-3). Der Gastest in Bohrung BGP-4 (Testintervall 4.5 m) fand im *Main fault* statt (Fig. 5.5-3), während Test BGP-6 (Testintervall 1 m) im Bereich der sandigen Fazies ausgeführt wurde. Die ermittelten Gaseintrittsdrücke liegen zwischen ca. 0.4 MPa und 1 MPa. Numerische Interpretationen des Tests in BGP-4 zeigen, dass die Gasfront während der Injektionsphase nur wenige Zentimeter in die Formation eindringt. Auch für die Gastests im Felslabor Mont Terri wurden die spezifischen Gasflüsse aus dem Testintervall ins Gebirge berechnet (Tab. 5.9-3; vgl. Marschall et al. 2003).

Tab. 5.9-3: Auswertung der In-situ-Gasinjektionstests im Felslabor Mont Terri und in der Bohrung Benken.

Gaseintrittsdruck, intrinsische Permeabilität und mittlerer spezifischer Gasfluss während der Druckangleichsphase (STP = Gasvolumen bezogen auf Atmosphärendruck).

Test	**Dauer** [h]	**Injektionsrate** [l/min STP]	**Spez. Gasfluss**[1] [$m^3/(m^2\,s)$ STP]	**Intrinsische Permeabilität**[4] [m^2]	p_{ae} [MPa]
Benken Gastest O5	ca. 38	1	1×10^{-5} [2]	1×10^{-21}	> 5
Mont Terri BGP-4	18	0.04	7×10^{-9} [2]	$2-6 \times 10^{-20}$	0.4 – 0.8
Mont Terri BGP-6	150	0.001	2×10^{-8} [3]	2×10^{-20}	~ 1.0

[1] Gasfluss pro Mantelfläche des Testintervalls.
[2] Mittlerer spezifischer Gasfluss während der Druckangleichsphase.
[3] Mittlerer spezifischer Gasfluss während des Langzeit-Gasinjektionstests.
[4] TOUGH2-Modellierungen der Gastest-Sequenzen (Ausnahme: Mont Terri BGP-6 / Hydrotestauswertung).

Schliesslich wurden in der FM-Nische und am GS-Standort zwei Langzeit-Gastests mit mehrwöchigen Gasinjektionsphasen durchgeführt. Der experimentelle Aufbau war an beiden Standorten ähnlich – neben den mit Multipacker-Systemen ausgestatteten Injektionsbohrungen standen im dm- bis m-Abstand Beobachtungsbohrungen zur Verfügung, in denen Porenwasserdrücke bzw. axiale Deformationen gemessen werden konnten (Enachescu et al. 2002, Marschall et al. 2003). In den mit Mikrometer-Systemen ausgestatteten Beobachtungsbohrungen konnten markante mechanische Deformationen (bis ca. 30 µm/m) nachgewiesen werden, sobald der Intervalldruck im Injektionsbohrloch einen Wert von ca. 2 MPa überstieg.

Der am GS-Standort durchgeführte Gasinjektionstest wurde mit Hilfe eines gekoppelten hydromechanischen Modells ausgewertet (Senger et al. 2002). Der Druckaufbau in der Injektionsbohrung als auch die in der Beobachtungsbohrung gemessenen Deformationen konnten im Zeitverhalten und in der Magnitude bermerkenswert gut simuliert werden. Die quantitativen Auswertungen belegen, dass sich die intrinsische Permeabilität bei hohen Intervalldrücken (> 2 MPa) aufgrund der beobachteten Dilatanz um einen Faktor 5 erhöht. Am selben Versuchsstandort wurde mittels *Hydrofrac*-Messungen ein *Shut-in*-Druck von ca. 4.2 MPa ermittelt – das Einsetzen der dilatanzgesteuerten Gasausbreitung erfolgte also ca. 2 MPa unterhalb des *Shut-in*-Drucks.

Nach Abschluss der Gasinjektionsphase wurde an beiden Teststandorten im Injektionsbohrloch ein Hydrotest durchgeführt, um mögliche Änderungen der hydraulischen Durchlässigkeit infolge der Gasinjektion festzustellen. Die K-Werte vor und nach den Gastests waren im Rahmen der Messgenauigkeit identisch. Diese Beobachtung kann als Beleg für das Selbstabdichtungsvermögen des Opalinustons gewertet werden.

Hydrofrac-Experimente in Bohrungen

In der Bohrung Benken wurden im Opalinuston zwei *Hydrofrac*-Tests durchgeführt (Testteufen 629.5 m und 632.5 m, vgl. Nagra 2001). Zweck dieser Tests war die Ermittlung der In-situ-Spannungsverhältnisse. Während des Tests im Teufenintervall 629.5 m wurde die Rissinitiierung bei 17.5 MPa beobachtet. Der *Refrac*-Druck lag bei ca. 14 MPa. Der Test bei 632.5 m lieferte nahezu identische Ergebnisse.

Darüber hinaus wurde im Felslabor Mont Terri im Rahmen des GS-Experiments ein *Hydrofrac*-Test durchgeführt (Enachescu et al. 2002). Der zur Rissinitiierung notwendige Intervalldruck lag bei ca. 9 MPa, während als *Refrac*-Druck ein Wert zwischen 5 und 5.5 MPa gemessen wurde. Der *Shut-in*-Druck lag bei 4.2 MPa. Im Anschluss an den *Hydrofrac*-Test wurden im Testintervall mehrere hydraulische Tests sowie Gastests durchgeführt, um die Abhängigkeit der Risstransmissivität von der effektiven Normalspannung nachzuweisen. Wie die in Kapitel 5.8 beschriebenen Ergebnisse zeigen (Fig. 5.8-7), wurden beim Überschreiten des *Shut-in*-Drucks (d.h. effektive Normalspannung < 0) Risstransmissivitäten in der Grössenordnung 1×10^{-8} m^2/s gemessen.

Laborexperimente zur Bestimmung der Kapillardruck-Sättigungsbeziehung

Ad- und Desorptionsisothermen von Wasser wurden für eine Probe der Bohrung Benken aus 590.3 m bestimmt (Bardot et al. 2001; Gimmi 2003). Hauptziel dieser Untersuchungen war die Charakterisierung des Porenraumes von Opalinuston, insbesondere die Bestimmung der spezifischen Oberfläche sowie die Schätzung der Porengrössenverteilung (Kap. 5.4). Wasserad- und -desorptionsisothermen lassen sich aber auch direkt als Kapillardruck-Sättigungsbeziehungen interpretieren. Lediglich die Vorbehandlung des porösen Mediums unterscheidet sich für die Isothermenmessung gegenüber der Bestimmung der Kapillardruck-Sättigungsbeziehung. Für letztere geht man meist von gesättigtem Gestein aus, für erstere von getrocknetem. Das Probenmaterial von Benken wurde zunächst gemahlen und bei 120 °C und 0.01 Pa getrocknet. Anschliessend wurde langsam, aber kontinuierlich bei einer Temperatur von 30 °C der Feuchtigkeitsgehalt der Luft erhöht und jeweils die Menge des adsorbierten Wassers bestimmt. Nach Erreichen von nahezu 100 % relativer Luftfeuchte wurde in umgekehrter Richtung die Desorptionsisotherme ermittelt. Die relative Luftfeuchte ist über die Kelvin-Gleichung mit dem Wasserpotenzial und somit mit dem Kapillardruck verknüpft. Figur 5.9-4 zeigt die ermittelten Kapillardruck-Sättigungsbeziehungen. Es wurde dabei angenommen, alles Wasser sei kapillar

gebunden. Bei einer Korrektur für das adsorptiv gebundene Wasser, wie sie für die Bestimmung von Porengrössen in Kapitel 5.4 ausgeführt wurde, ergeben sich bei grösseren Kapillardrücken (> 40 MPa) etwas geringere Wassersättigungen.

Die Daten zeigen eine deutliche Hysterese. Der Verlauf der Ad- und Desorptionsdaten lässt sich mit dem Parametermodell nach Van Genuchten (Gl. 5.9-3) beschreiben. Die ermittelten Parameterwerte für die Desorption sind: $1/\alpha = 15$ MPa, $n = 1.6$; für die Adsorption: $1/\alpha = 7$ MPa, $n = 1.5$ bei einer maximalen Sättigung von 0.95 derjenigen der Desorption. Der Wert von $1/\alpha$ gibt ungefähr den Bereich an, bei welchem eine deutliche Entwässerung eintritt.

Gens (2000) führte Kapillardruck-Sättigungsmessungen an Probenmaterial aus dem Mont Terri durch. Hierzu wurden im Exsikkator würfelgrosse, gesättigte Gesteinsproben unter kontrollierter Luftfeuchtigkeit equilibriert und der Gewichtsverlust gegenüber dem gesättigten Ausgangszustand wurde gemessen. Die Ergebnisse dieser Messungen sind vergleichbar mit den Desorptionskurven des Probenmaterials aus Benken (Fig. 5.9-4). Die Anpassung des van Genuchten-Modells führt auf Parameterwerte von $1/\alpha = 21$ MPa und $n = 1.7$.

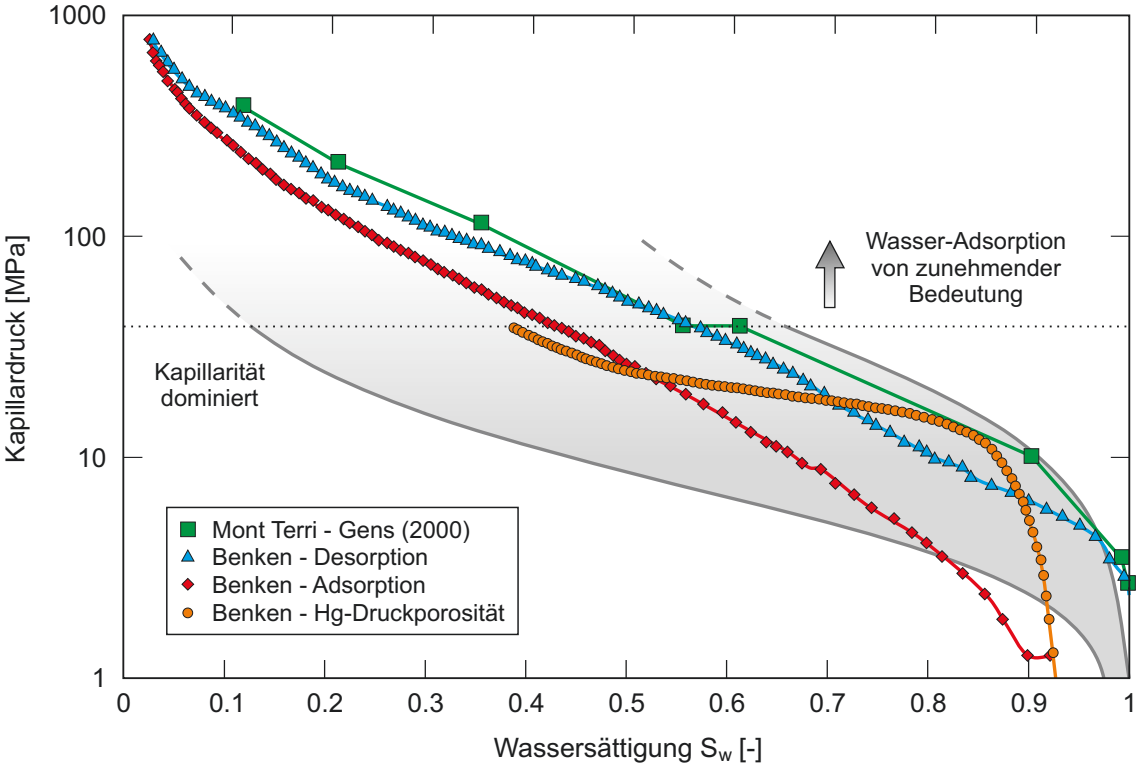


Fig. 5.9-4: Kapillardruck-Sättigungsbeziehung (Bohrung Benken und Felslabor Mont Terri).

Kapillardruck-Sättigungsbeziehung abgeleitet aus Hg-Porosimetrie sowie aus Ad- und Desorptionsisothermen von Wasser an einer Probe aus 590.3 m Tiefe der Bohrung Benken (Gimmi 2003). Saugspannungsmessungen an Gesteinsproben aus dem Felslabor Mont Terri (Gens 2000). In grauer Farbe unterlegt ist die Bandbreite der für das Wirtgestein empfohlenen Kapillardruck-Sättigungsbeziehung auf der Basis des van-Genuchten-Parametermodells.

Sowohl die direkten Messungen der Kapillardruck-Sättigungsbeziehung als auch die Modellierungen von Labor- und In-Situ-Gaspermeabilitätstests bestätigen die Anwendbarkeit des Parametermodells nach van Genuchten (Gl. 5.9-3). Die Bandbreite der ermittelten Parameter ist

allerdings relativ gross. Dieser Befund ist vor allem auf die beobachtete Korrelation zwischen Gaseintrittsdruck und intrinsischer Permeabilität zurückzuführen. Auf der Grundlage der genannten Untersuchungen werden für das Wirtgestein folgende Zweiphasenflussparameter empfohlen: 5 MPa $\leq 1/\alpha \leq$ 21 MPa, $1.5 \leq n \leq 2$, $0 \leq S_{wr} \leq 0.5$ und $0 \leq S_{gr} \leq 0.05$. In Figur 5.9-4 ist die empfohlene Parameter-Bandbreite schraffiert dargestellt.

Diskussion der Untersuchungsergebnisse

Die experimentellen Untersuchungen im Felslabor Mont Terri liefern die Datengrundlage für die modellhafte Beschreibung der Gasausbreitung im Wirtgestein. Im Rahmen des Untersuchungsprogramms Benken wurden für die relevanten Gasausbreitungsmechanismen standortbezogene Parameterwerte ermittelt. Die wichtigsten Untersuchungsergebnisse sind:

- Gaspermeabilitätstests an Kernproben aus Benken und Mont Terri haben ausnahmslos gezeigt, dass der zur Initiierung eines Gasflusses notwendige Gasdruck (Gaseintrittsdruck) wesentlich kleiner war, als der anliegende Manteldruck. Der Gasfluss durch die Gesteinsprobe war in allen Fällen mit dem Auspressen von Porenwasser verbunden. Die Beobachtungen lassen sich als visko-kapillare Zweiphasenflussprozesse erklären.
- Die im Rahmen von Labor- und In-situ-Experimenten gemessenen Gaseintrittsdrücke umfassen einen Wertebereich von ca. 0.2 bis 10 MPa. Es wird eine ausgeprägte Korrelation zwischen der intrinsischen Gesteinspermeabilität und dem Gaseintrittsdruck festgestellt – aus der Literatur sind solche Korrelationen für ein breites Spektrum verschiedener Gesteine bekannt.
- Die Entsättigung der getesteten Kernproben betrug meist nur wenige Prozent (bezogen auf die physikalische Porosität). Auch die gemessenen Kapillardruck-Sättigungskurven (Desorptions-Kurven) zeigen, dass für Kapillardrücke < 10 MPa höchstens 10–20 % des Porenraums entsättigt werden können. Die Kapillardruck-Sättigungsbeziehung weist eine ausgeprägte Hysterese auf – für die Gasausbreitung ist die Hysterese allerdings von untergeordneter Bedeutung und wird daher nicht berücksichtigt.
- Bei In-situ-Gastests wurden für hohe Gasdrücke erhöhte Gebirgspermeabilitäten gemessen. Im Mont Terri wurden in der Umgebung der getesteten Bohrungen Deformationen des Gebirges von bis zu 30 μm/m beobachtet, die mit dem Gasdruck im Injektionsbohrloch korellierbar waren. Diese Befunde deuten auf das Einsetzen von dilatanzgesteuerten Gasausbreitungsprozessen hin, sobald sich der Gasdruck dem Wert der minimale Hauptspannung annähert. Die experimentellen Befunde aus der Bohrung Benken und vom Mont Terri liefern grobe Richtwerte für einen solchen Schwellendruck – bei den erwähnten In-situ-Tests wurden erste Anzeichen für dilatanzgesteuerte Gasausbreitung bis ca. 4 MPa unterhalb der minimalen Hauptspannung beobachtet.
- Für die Erzeugung makroskopischer Zugrisse (*Hydrofracs/Gasfracs*) waren in der Bohrung Benken und im Felslabor Mont Terri hohe Injektionsdrücke notwendig. Der *Frac*-Druck lag ca. 3–5 MPa über der kleinsten Hauptspannung.
- Weder bei den Gaspermeabilitätstests an Kernproben noch bei den In-situ-Experimenten wurde nach Wiederaufsättigung eine Veränderung der hydraulischen Gesteinseigenschaften als Folge des Gasflusses festgestellt.

5.9.3 Konsistenz der standortbezogenen Untersuchungen mit anderen Befunden

Akkumulation und Ausbreitung von freien Gasphasen in Tongesteinen sind seit mehr als einer Dekade Schwerpunktthemen der internationalen Endlagerforschung (NEA 2001, Rodwell 2000, Rodwell et al. 1999, Ortiz et al. 1997, Horseman et al. 1996, Volckaert et al. 1995, NEA 1992). In Bezug auf die Ausbreitungsmechanismen und die bevorzugten Gasfliesspfade wurde eine Vielzahl von Labor- und Felduntersuchungen durchgeführt. Darüber hinaus wurden neue Modellansätze zur quantitativen Beschreibung der Ausbreitungsvorgänge entwickelt (Rodwell 2000). Neben den wissenschaftlichen Arbeiten auf dem Gebiet der Endlagerforschung stellen Forschungsbeiträge aus den Bereichen der natürlichen Gasspeicherung (Katz & Lee 1990; Nielsen & Olsen 1989) und der Kohlenwasserstoffexploration weitere Informationsquellen dar (Goff 1983, Clayton & Hay 1994; Ingram et al. 1997, Couples 1999). Im Folgenden werden wichtige Beiträge und Untersuchungsergebnisse aus den oben genannten Schlüsselreferenzen mit den standortspezifischen Arbeiten aus dem Opalinuston verglichen und bewertet.

Eine zusammenfassende Darstellung der möglichen Gasausbreitungsprozesse in Tonsteinen ist in Horseman (2000) zu finden. Diffusion und advektiver Transport von gelöstem Gas im Grundwasser werden als wenig effizient bewertet. Wegen der geringen hydraulischen Durchlässigkeit der Tonsteine bestimmen bei diesem Prozess die Diffusionskonstante und die Löslichkeit der Gasmoleküle die Transportrate. In sehr geringdurchlässigen Tonsteinen ist für Horseman auch die Anwendbarkeit der klassischen Theorie des Zweiphasenflusses fraglich, insbesondere wenn die Summe aus kapillarem Gaseintritts- und Porenwasserdruck über dem lithostatischen Gebirgsdruck liegt. Dilantanzgesteuerte Gasausbreitung ist in solchen Formationen sehr viel wahrscheinlicher. In derselben Veröffentlichung wird für eine grosse Bandbreite sedimentärer Gesteine eine Korrelation zwischen Gaseintrittsdruck und intrinsischer Permeabilität erstellt. Ein ähnlicher, von Davies (1991) erarbeiteter Datensatz wurde schon im Rahmen der Geosynthese Wellenberg (1996) benutzt, um einen funktionalen Zusammenhang zwischen Gaseintrittsdruck und Permeabilität zu bestimmen. In Figur 5.9-5 werden die Datenkompilationen von Horseman (2000) und Davies (1991) den Untersuchungsergebnissen aus dem Opalinuston-Projekt gegenübergestellt. Ausserdem ist die Potenzfunktion eingezeichnet, mit der Davies die Korrelation zwischen Gaseintrittsdruck und intrinsischer Permeabilität beschreibt:

$$p_{ae}[MPa] = 5.6 \cdot 10^{-7} \cdot k^{-0.346}[m^2]$$

Die im Opalinuston gemessenen Gaseintrittsdrücke liegen generell im unteren Bereich der Horseman-Daten – vor allem die Resultate aus Benken sind jedoch durchaus konsistent mit den Ergebnissen von Davies.

Clayton & Hay (1994) führen die Erdgas-Freisetzung in sogenannten *cap-rock*-Formationen im Dach von Kohlenwasserstofflagerstätten auf zwei verschiedene Ursachen zurück: (i) visko-kapillarer Zweiphasenfluss (*capillary failure*), wenn die treibenden Kräfte der Lagerstätte die kapillaren Rückhaltekräfte der *cap-rock*-Formation überschreiten und (ii) Rissbildung, wenn der Druck in der Lagerstätte die Summe aus kleinster Hauptspannung und Gesteinsfestigkeit übersteigt. In der Lagerstättenexploration wird wegen der vorherrschenden Gebirgsspannungen im Regelfall visko-kapillare Verdrängung beobachtet. Rissbildung findet nur bei extremen Gasdrücken bzw. in flachgründigen Lagerstätten statt. Als Faustregel geben Clayton & Hay an, dass in Tiefen von weniger als 500 m Rissbildung der vorherrschende Versagens-Mechanismus ist, während ab 1'500 m praktisch ausschliesslich Zweiphasenflussprozesse vorherrschen. Weiterhin geben die Autoren Beispiele für spezifische Gasflüsse aus Gaslagerstätten in der Nordsee an. Die spezifischen Fliessraten sind typischerweise < 1 $m^3/m^2/a$ (STP) und werden mit Zweiphasenflussprozessen erklärt. Die Reaktivierung von existierenden Klüften wird nur im Tiefenbereich von wenigen hundert Metern als relevant betrachtet.

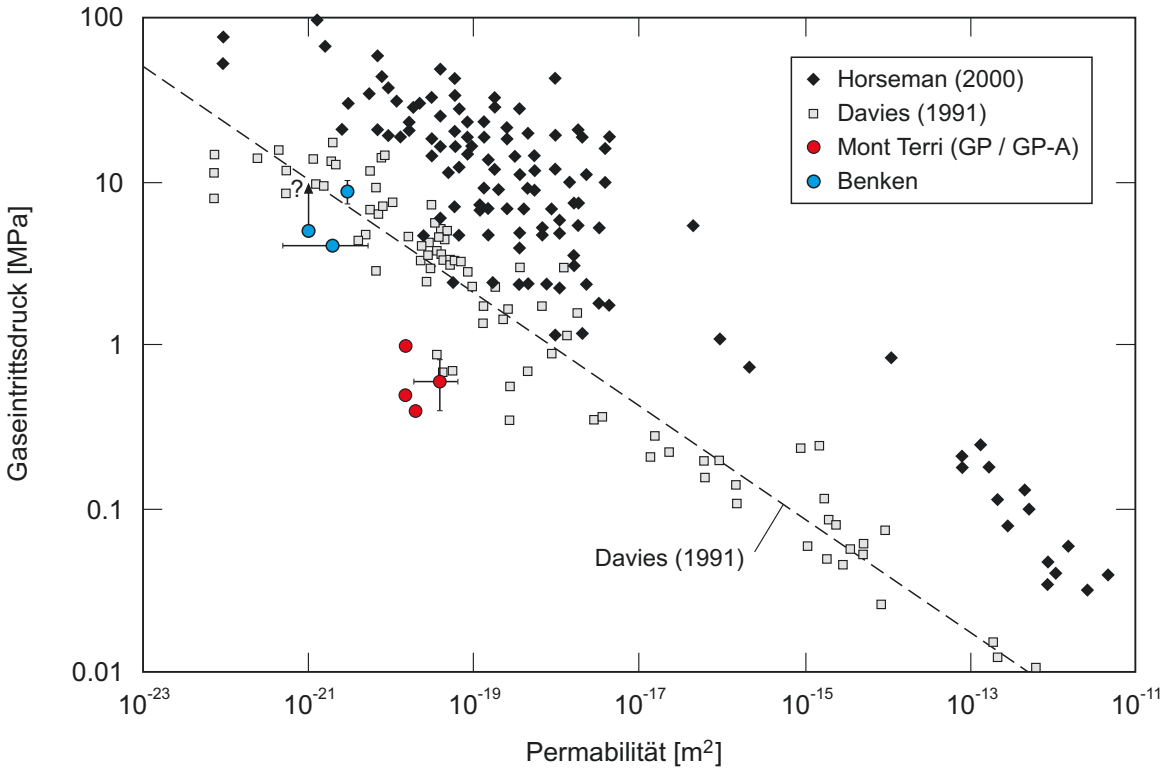


Fig. 5.9-5: Labor- und In-situ-Daten von Davies (1991) und Horseman (2000) zur Korrelation zwischen Gaseintrittsdruck und intrinsischer Permeabilität.

Die Ergebnisse von In-situ-Tests und Laborexperimenten aus dem Opalinuston-Projekt (Felslabor Mont Terri und Bohrung Benken) wurden in das Diagramm eingetragen. Ausserdem ist die von Davies (1991) ermittelte Potenzfunktion eingetragen.

Zwei weitere Fallbeispiele aus der Nordsee werden von Goff (1983) erörtert – für die beiden Erdölvorkommen in einer Tiefe zwischen 3 und 5 km zieht Goff die Schlussfolgerung, dass hauptsächlich kapillare Verdrängung und Mikrorisse für die Kohlenwasserstoffmigration in den *cap-rock*-Formationen verantwortlich sind. Insbesondere wird erwähnt, dass die Bildung von Mikrorissen deutlich vor dem Überschreiten des makroskopischen *Frac*-Drucks einsetzt.

Im Rahmen des MEGAS-Projekts weisen Volckaert et al. (1995) nach, dass die Gasausbreitung in plastischen Tongesteinen bevorzugt entlang von exkavationsbedingten Schwächezonen erfolgt. Im Untertagelabor Mol (B) wurden hierzu Gasinjektionstests in Bohrungen durchgeführt. Die Untersuchungen zeigten, dass sich das Gas vorzugsweise entlang der Verrohrung ausbreitete. Der zur Initiierung eines Fliesspfades notwendige Gasinjektionsdruck war deutlich geringer, als dies anhand von Laboruntersuchungen an Kernproben erwartet worden war. Der bevorzugte Gasfluss entlang der Verrohrung wurde auf die verringerte Kohäsion des umgebenden Gebirges sowie die Spannungsanisotropie im Umfeld der Bohrung zurückgeführt, die auch nach Rückdeformation der Auflockerungszone nicht vollständig abgebaut ist.

Katz & Lee (1990) diskutieren mögliche Gaspfade, die zur Leckage von natürlichen Gasreservoirs führen können. Neben Defekten an den technischen Kontrollsystemen werden als Hauptursachen Gasflüsse entlang der Zementation der Bohrloch-Verrohrungen genannt. Die Möglichkeit eines Versagens des Wirtgesteins (*cap-rock*) wird auf Einzelfälle mit besonderen geologischen Gegebenheiten beschränkt. Berest (1989) beschreibt Fallbeispiele für Unfälle beim Betrieb von untertägigen Gasspeichern. Ursache für das Versagen von Gasreservoirs sind der

Verlust der mechanischen Stabilität unverfüllter Speicherkavernen, Leckagen entlang der Kavernen und Bohrungen sowie das Versagen der übertägigen Kontrolleinheiten. Bei der Vermeidung von Leckagen kommt nach Berest der Zementation der Bohrloch-Verrohrungen eine zentrale Rolle zu. Ein plötzliches makroskopisches Versagen des Speichergesteins (*Gasfracs*) wurde in keinem Fall beobachtet.

5.9.4 Gastransportkapazität des Wirtgesteins und potenzielle Ausbreitungspfade

Die experimentellen Untersuchungen in Benken und im Felslabor Mont Terri sowie die Literaturrecherchen erweitern das grundlegende Prozessverständnis der Gasausbreitung im Wirtgestein. Sie bilden die Basis für die Überprüfung der internen Konsistenz der abgeleiteten Modellkonzepte zur Gasausbreitung. Darüber hinaus sind allerdings ergänzende Betrachtungen notwendig, wenn der Einfluss der Gasausbreitung auf die Langzeitentwicklung eines geologischen Tiefenlagers beurteilt werden soll (Kap. 7.7):

- Abschätzung der Transportkapazität der relevanten Gasausbreitungsmechanismen
- Veränderung der Wirtgesteinseigenschaften infolge der Gasausbreitung
- Potenzielle Gasausbreitungspfade.

Transportkapazität der relevanten Gasausbreitungsmechanismen

Die Transportkapazität der in Kapitel 5.9.1 beschriebenen Gasausbeitungsmechanismen ist sehr unterschiedlich und wird wesentlich vom Gasdruck in den Lagerstollen, vom Porenwasserdruck im Gebirge sowie von den örtlichen Gebirgsspannungsverhältnissen bestimmt. Wichtige Einflussgrössen sind darüber hinaus auch die betrachteten Transportdistanzen und Transportzeiten. Senger et al. (2002) veranschaulichen anhand einfacher Modellrechnungen die Abhängigkeit der Transportkapazität vom Gasdruck. Hierzu wird in einem eindimensionalen Säulenmodell (Länge 50 m, Querschnittsfläche 1 m^2) mit dem Zweiphasenfluss-Simulator TOUGH2 die Verdrängung des Porenwassers durch eine Gasphase simuliert. Wie in Figur 5.9-6a dargestellt, erfolgt die Verdrängung des Porenwassers, indem im Lagerstollen Gasdrücke zwischen 7 und 15 MPa angelegt werden (Annahme: $\sigma_3 \approx 15$ MPa). Der abstromseitige Porenwasserdruck liegt bei 6.5 MPa. Als Zweiphasenfluss-Parametermodell wurde der van-Genuchten-/Mualem-Ansatz ($1/\alpha = 5$ MPa, $n = 2$, $S_{wr} = 0.5$, $S_{gr} = 0.0$) mit einer intrinsischen Permeabiliät von 1×10^{-20} m^2 (aus der hydraulischen Durchlässigkeit parallel zur Schichtung abgeleitet) verwendet.

Die Modellrechnungen zeigen, dass die Transportkapazitäten der verschiedenen Ausbreitungsmechanismen als Funktion der Zeit und der Transportdistanz erheblich variieren. Insbesondere ändert sich systematisch das Verhältnis zwischen Gasfluss und Wasserfluss. Während in der Frühphase der Gasausbreitung relativ viel Wasser verdrängt wird und daher der Anteil an gelöstem Gas dominiert, setzt nach einer gewissen Zeit (> 100 Jahre) ein typisches Zweiphasenflussverhalten ein. Hierbei verringert sich der Wasserfluss durch die Entsättigung des Gebirges ($k_{r,w} \rightarrow 0$) – hingegen bleibt der Gasfluss zunächst mehr oder weniger gleich. Wenn sich die durch den Verdrängungsprozess verursachte Druckwelle schliesslich dem abstromseitigen Modellrand nähert (Transportzeiten > 10'000 Jahre), steigt der Gasfluss an und stabilisiert sich, sobald der Durchbruch des Gases an der Modellgrenze erfolgt ist.

Aufgrund der Komplexität der Transportvorgänge beschränkt sich die Diskussion der Modellresultate auf Zeitmassstäbe, die für die Ausbreitung der in den Lagerbereichen akkumulierten Gase relevant sind (Kap. 7.7). Figur 5.9-6b zeigt die Abhängigkeit der Transportkapazität vom herrschenden Gasdruck zu zwei verschiedenen Zeitpunkten nach Beginn des Verdrängungs-

prozesses (nach 1'000 bzw. 10'000 a). Als Transportkapazität wird hierbei der zustromseitige Gaseintrag ins Gebirge bezeichnet (spezifischer Gasfluss in m^3 Gas/m^2 Eintrittsfläche bei Atmosphärenbedingungen im Querschnitt A). Der Beitrag der einzelnen Gastransportmechanismen zum spezifischen Gesamtfluss wird nachfolgend diskutiert.

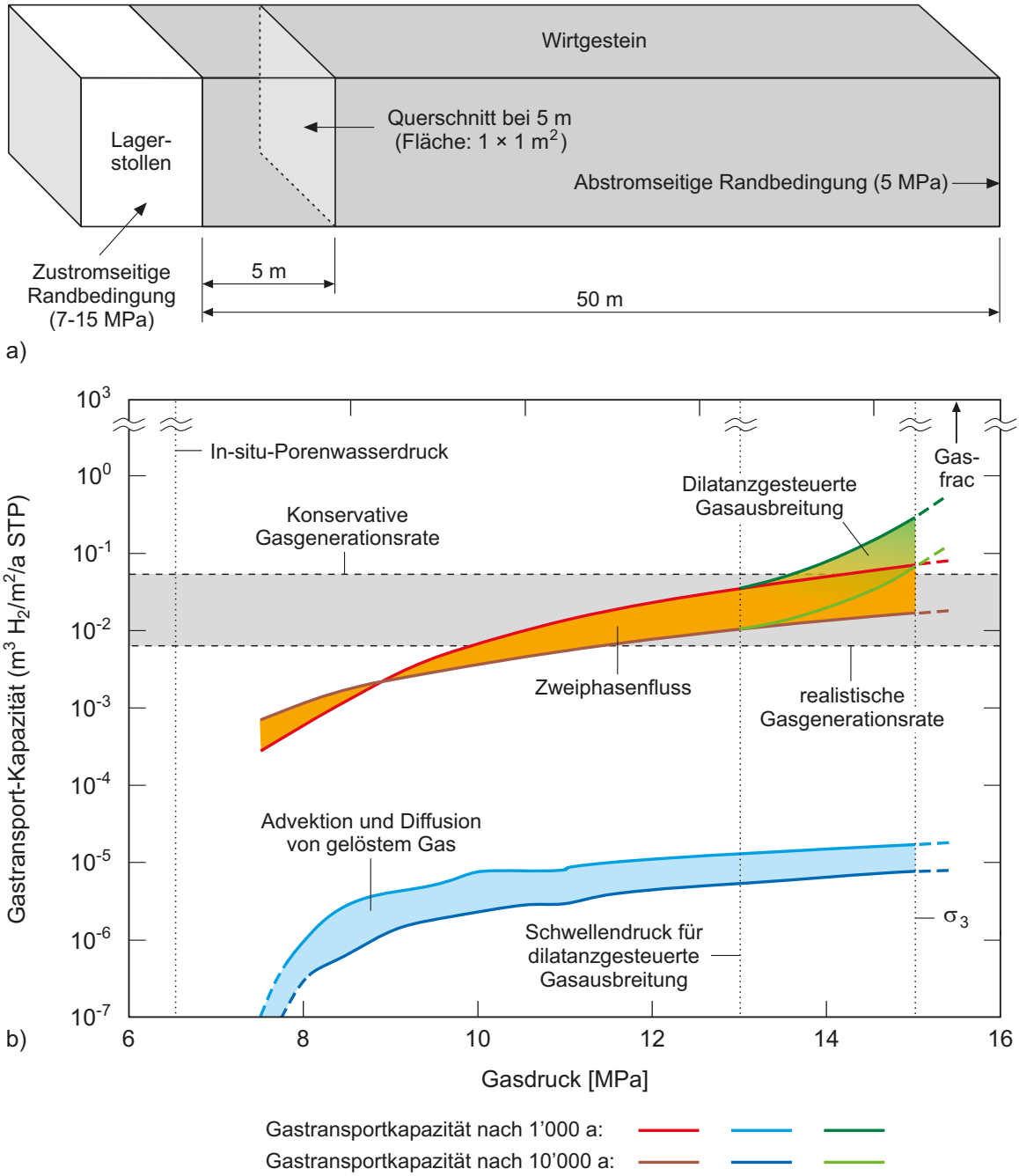


Fig. 5.9-6: Gastransportmechanismen zur Abführung der Korrosions- und Degradationsgase.

(a) Säulenmodell mit Lagerstollen, Gaspfad durch das Wirtgestein (Länge 50 m) und einem abstromigem Porenwasserdruck von 6.5 MPa, (b) spezifischer Gasfluss im Querschnitt A zu zwei verschiedenen Zeitpunkten (1'000 bzw. 10'000 a) in Abhängigkeit vom Gasdruck im Lagerstollen.

Advektion und Diffusion von gelöstem Gas finden bei beliebigem Gasdruck statt. Die Löslichkeit von Wasserstoff und Methan beträgt 1.9×10^{-7} bzw. 3.5×10^{-7} m^3 (STP)/(m^3·Pa). Mit steigendem Gasdruck nimmt die Transportkapazität zu, da advektiver Fluss und Gaslöslichkeit linear vom Gasdruck abhängen (Fig. 5.9-6b). Der Beitrag der Diffusion ist gegenüber der Advektion schon bei einem Gasdruck von 7 MPa praktisch vernachlässigbar. Bei 15 MPa liegt die Transportkapazität des gelösten Gases bei ca. $0.8–2 \times 10^{-5}$ $m^3/m^2/a$ (STP).

Visko-kapillarer Zweiphasenfluss setzt dann ein, wenn der Gasdruck in den Lagerstollen die Summe aus In-situ-Porenwasserdruck und Gaseintrittsdruck übersteigt. Mit dem van-Genuchten/Mualem-Ansatz ergibt sich schon unterhalb des scheinbaren Gaseintrittsdrucks ein Gasfluss, der den durch Advektion verursachten Transport von gelöstem Gas nach 1'000 Jahren um mehr als 3 Grössenordnungen übersteigt (Fig. 5.9-6). Bei einem Gasdruck von 15 MPa beträgt der spezifische Gasfluss ca. $2–6 \times 10^{-2}$ $m^3/m^2/a$ (STP). Verglichen mit den von Clayton & Hay (1994) genannten Leckraten aus Gaslagerstätten in der Nordsee (ca. 1 $m^3/m^2/a$ STP, vgl. Kap. 5.9.3), sind die aus den Modellrechnungen abgeschätzten Gasflüsse eher klein. Clayton & Hay machen vorwiegend Zweiphasenflussprozesse in den *Cap-rock*-Formationen für die beobachteten Leckraten verantwortlich.

Dilatanzgesteuerte Gasausbreitung wurde in Mont Terri im Rahmen von In-situ-Experimenten nachgewiesen. Das Einsetzen dieses Transportmechanismus erfolgte deutlich unterhalb des *Shut-in*-Drucks. Gleichzeitig mit der Beobachtung der Dilatanz wurde eine druckabhängige Permeabilität des Gesteins festgestellt. Für die Abschätzung der Transportkapazität dieses Prozesses wird angenommen, dass der Schwellenwert für dilatanzgesteuerte Gasausbreitung im Wirtgestein bei ca. 13 MPa liegt, d.h. ca. 2 MPa unterhalb der minimalen Hauptspannung. Weiterhin wird angenommen, dass die Gaspermeabilität infolge der Dilatanz zwischen 13 und 15 MPa linear um den Faktor 10 zunimmt. In Figur 5.9-6b ist die resultiertende Transportkapazität der dilatanzgesteuerten Gasausbreitung dargestellt. Infolge der druckabhängigen Permeabilität erhöht sich die Transportkapazität markant – bei 15 MPa beträgt der spezifische Gasfluss ca. $0.6–3 \times 10^{-1}$ $m^3/m^2/a$ (STP).

Die Einführung einer druckabhängigen Gaspermeabilität stellt eine grobe Vereinfachung der dilatanzgesteuerten Gasausbreitung dar, da dilatante Deformationsprozesse im Wirtgestein in komplexer Weise von dessen hydro-mechanischen Eigenschaften und Zustandsgrössen sowie vom zeitlichen Verlauf des Gasdruckaufbaus abhängen. Im Rahmen der experimentellen Untersuchungen im Mont Terri und in Benken wurden spezifische Gasflüsse zwischen 0.2 und 300 $m^3/m^2/a$ (STP) gemessen, ohne dass in den Testbohrungen makroskopische Zugrisse (*Hydrofracs/Gasfracs*) beobachtet wurden. Der Vergleich dieser Gasflüsse mit den Modellrechnungen macht deutlich, dass die Transportkapazität der dilatanzgesteuerten Gasausbreitung vermutlich unterschätzt wurde, d.h. der für das Einsetzen der Dilatanz notwendige Schwellendruck ist niedriger und/oder die Permeabilitätserhöhung ist grösser als in den Modellrechnungen angenommen.

Zur Initiierung eines *makroskopischen Zugrisses* ist ein sehr rascher Gasdruckaufbau notwendig (undrainierter Spannungspfad, vgl. auch Fig. 5.9-2). Der Zugriss entsteht nach Erreichen des *Frac*-Drucks und schliesst sich erst, wenn der *Shut-in*-Druck (≈ *Refrac*-Druck) unterschritten wird. Bei Gasdrücken oberhalb des *Shut-in*-Drucks übersteigt die Transportkapazität eines makroskopischen Zugrisses die Effizienz anderer Gastransportmechanismen um Grössenordnungen.

Die in Kapitel 7.7 beschriebenen Überschlagsrechnungen zum Gasdruckaufbau in den BE/HAA-Lagerstollen und den LMA-Tunneln machen deutlich, dass die Entstehung eines makroskopischen Zugrisses im Lagerbereich wegen der relativ geringen Gasgenerationsraten

faktisch nicht möglich ist, da der Gasdruckaufbau unter drainierenden Bedingungen erfolgt. Durch die Verdrängung des Porenwassers aus den Lagerstollen wird die Effektivspannung im Stollennahfeld langsam aber stetig herabgesetzt, sodass lokal die Scherfestigkeit des Gebirges überschritten werden kann, ohne dass die Bedingungen für einen makroskopischen Zugriss erfüllt wären. Dieser Prozess der Bildung lokaler Scherbrüche wird durch die Gasgenerationsrate gesteuert, da das durch Dilatanz entstandene Porenvolumen mit der Gasgenerationsrate im Gleichgewicht stehen muss.

Für die BE/HAA-Lagerstollen werden realistische Gasgenerationsraten von 0.04 m^3 Gas pro m Lagerstollen und Jahr (STP) angenommen, die konservativen Raten liegen bei 0.4 $m^3/m/a$ (Kap. 7.7). Die spezifischen Gasflüsse in der unmittelbaren Stollenumgebung liegen dementsprechend in der Grössenordnung von 0.005 und 0.05 $m^3/m^2/a$ (STP). In Figur 5.9-6b ist dieser Bereich grau schattiert dargestellt. Die Darstellung verdeutlicht, dass Zweiphasenflussprozesse und – für den Fall konservativer Gasgenerationsraten – dilatanzgesteuerte Gasausbreitung die wichtigsten Transportmechanismen für die Abführung der Korrosions- und Degradationsgase aus den HAA/BE-Lagerstollen sind.

Veränderung der Wirtgesteinseigenschaften

Es ist nicht zu erwarten, dass der advektive bzw. diffusive Transport von im Porenwasser gelöstem Gas die hydraulischen Eigenschaften des Opalinustons signifikant beeinflusst, sofern während des Transportvorgangs keine Phasenübergänge stattfinden (z.B. Freisetzung des gelösten Gases bei Herabsetzung des Porenwasserdrucks). Im Falle eines solchen Phasenübergangs würde die hydraulische Durchlässigkeit des Opalinustons herabgesetzt, da die entstandene freie Gasphase den reibungsbedingten Fliesswiderstand der Porenwasserströmung erhöht. Zweiphasenflussprozesse im Opalinuston führen eher zu einer Erniedrigung der hydraulischen Durchlässigkeit, keinesfalls jedoch zu einer Erhöhung: Durch die Gasphase wird der dem mobilen Wasser zur Verfügung stehende Porenraum des Gesteins vorübergehend oder dauerhaft verringert, nicht jedoch vergrössert. Insbesondere die in Figur 5.9-4 beobachtete Hysterese zwischen Adsorptions- und Desorptionsverhalten spricht für die Entstehung einer residualen Gasphase während des Wiederaufsättigungsvorgangs. Dies bedeutet, dass die hydraulische Durchlässigkeit des Wirtgesteins nach vorgängiger visko-kapillarer Gasausbreitung allenfalls herabgesetzt, nicht jedoch erhöht werden kann.

Wenn Gasausbreitungsprozesse mit plastischen Deformationen (Dilatanz, Bruchbildung) verbunden sind, können sich die hydraulischen Eigenschaften des Wirtgesteins hingegen signifikant verändern. Als Beispiel seien *Hydrofrac*-Methoden genannt, die in der Kohlenwasserstoff-Exploration dazu verwendet werden, die Gebirgsdurchlässigkeit dauerhaft zu erhöhen. Voraussetzung für eine signifikante, permantente Erhöhung der Gebirgsdurchlässigkeit ist die Initiierung von Zugrissen, welche dann während der Rissausbreitungsphase mit hochfestem Granulat gefüllt werden (Valko & Economides 1997, Daneshy 2002). Ohne die Injektion solcher Füllmaterialien schliesst sich der Zugriss nach Unterschreiten des Shut-in-Drucks weitgehend und die Transportkapazität nimmt um Grössenordnungen ab. Im Rahmen des GS-Experiments im Mont Terri wurden in der Bohrung BGS-2 vor und nach einem kombinierten *Hydro*- und *Gasfrac* hydraulische Tests durchgeführt. Die Änderung der hydraulischen Gebirgsdurchlässigkeit nach Abschluss des Fracs betrug weniger als eine Grössenordnung.

Bei hohen Injektionsdrücken (d.h. bei geringer effektiver Normalspannung) zeigte sich eine markante Druckabhängigkeit der Gebirgsdurchlässigkeit. Konzeptuell lässt sich dieser Befund durch die Abhängigkeit der Risstransmissivität von der effektiven Normalspannung erklären (Gl. 5.8-8).

Beurteilung der Gasfliesspfade

Das in den Lagerstollen akkumulierte Gas wird vorzugsweise durch das Porensystem des intakten Wirtgesteins sowie entlang der Auflockerungszone entweichen, da diese auch nach vollständiger Konvergenz der Stollen eine Schwächezone darstellt und deren Klüftung bei entsprechendem Gasdruck reaktiviert werden kann. Der zur Reaktivierung von Klüften in der Auflockerungszone benötigte Gasdruck liegt vermutlich unterhalb der minimalen Hauptspannung des ungestörten Gebirges (ca. 15 MPa auf Lagerebene), da selbst nach vollständiger Konvergenz der verfüllten Stollen entlang der Auflockerungszone eine Spannungsanisotropie erwartet wird, die lokal zu einer Reduktion der Minimalspannung führt (σ_3 im Bereich der Versiegelungspfropfen ca. 14–15 MPa).

Geologische Störungen stellen nur dann einen bevorzugten Gasfliesspfad dar, wenn der Gasdruck die auf die Störung wirkende Normalspannung übersteigt. Der Gasdruck muss in jedem Fall grösser als die minimale Hauptspannung sein, um eine existierende Störung zu reaktivieren. Zu diesem Thema liegen im Rahmen der standortbezogenen Untersuchungen keine Befunde vor. In der Lagerstättenkunde spielen nach Clayton & Hay (1994) reaktivierte Störungen hinsichtlich der Gasausbreitung keine wichtige Rolle.

Im intakten Wirtgestein wird erwartet, dass sich eine Gasphase bevorzugt entlang der Schichtung ausbreitet (Anisotropie der Permeabilität). Experimentelle Befunde im Rahmen der standortbezogenen Untersuchungen liegen nicht vor.

5.9.5 Gastransport im Wirtgestein: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Für den Entsorgungsnachweis Opalinuston können in Bezug auf die Gasausbreitung folgende Schlussfolgerungen gezogen werden:

- Im Wirtgestein stellen visko-kapillarer Zweiphasenfluss und dilatanzgesteuerte Gasausbreitung die wichtigsten Ausbreitungsmechanismen für die Betrachtungen zur Langzeitentwicklung dar.
- Zur Beschreibung des funktionalen Zusammenhangs zwischen intrinsischer Permeabilität und Gaseintrittsdruck (kapillarer Schwellendruck) für Zweiphasenfluss wird die Potenzfunktion nach Davies (1991) empfohlen.
- Der Übergang von visko-kapillarem Zweiphasenfluss zur dilatanten Gasausbreitung erfolgt nicht abrupt. Für beide Mechanismen bestimmt die mikroskopische Porenstruktur des Opalinustons massgeblich die Ausbildung der Gaspfade. Es ist zu erwarten, dass visko-kapillare und dilatanzgesteuerte Gasausbreitung tendenziell entlang der Schichtung erfolgen.
- Die Auflockerungszone um die verfüllten bzw. versiegelten Lagerstollen stellt einen wichtigen potenziellen Gasfliesspfad dar. Auch dilatanzgesteuerte Gasausbreitung entlang existierenden Störungen ist möglich.
- Die Entstehung und die Offenhaltung makroskopischer Zugrisse (*Gasfracs*) ist wegen der geringen Gasgenerationsraten und wegen der rheologischen Eigenschaften desWirtgesteins ausgeschlossen.
- Eine langfristige Beeinträchtigung der Barrierenwirkung des Opalinustons im Anschluss an den Gasausbreitungsprozess ist nicht zu erwarten.

5.10 Diffusionseigenschaften

Eine wichtige Voraussetzung für die quantitative Beschreibung der Diffusion sind Kenntnisse über Diffusionskonstanten und Diffusionsporositäten (Kap. 5.4). Gemäss dem 1. Fick'schen Gesetz ist der diffusive Fluss F eines Stoffs (mol/m^2·s):

$$F = -D_e grad(C) \qquad (5.10\text{-}1)$$

und

$$D_a = \frac{D_e}{nR} = \frac{D_e}{n + K_d \rho_d} \qquad (5.10\text{-}2)$$

wobei:

D_a = scheinbare Diffusionskonstante [m^2/s]
D_e = effektive Diffusionskonstante [m^2/s]
n = Diffusionsporosität [-]
C = Konzentration des Stoffs [mol/m^3]
R = Retentionsfaktor [-]
K_d = Verteilungskoeffizient zwischen Feststoff und Porenwasser [m^3/kg]
ρ_d = Trockendichte [kg/m^3]

Für nicht-sorbierende Stoffe gilt: R = 1 bzw. K_d = 0.

Einen wesentlichen Beitrag für das Verständnis der Diffusionsprozesse liefern die Untersuchungen im Felslabor Mont Terri. So wurden Diffusionsgrössen sowohl an Proben im Labor als auch durch Tracerversuche im Feld bestimmt. Ausserdem konnten Diffusionsparameter auf Grund der grossräumigen Verteilung von gelösten Stoffen und Isotopen in Profilen durch die Formation abgeschätzt werden. Mit Hilfe dieser Methoden lassen sich Diffusionskonstanten und Diffusionsporositäten für verschiedene räumliche Skalen ableiten und miteinander vergleichen. Zusätzlich zu den Untersuchungen am Mont Terri wurden Diffusionsexperimente an Proben aus der Bohrung Benken durchgeführt. In den folgenden Abschnitten werden die Resultate aus den Arbeiten des Mont Terri und der Bohrung Benken unter folgenden Gesichtspunkten dargestellt:

- Konsistenz zwischen den verschiedenen Methoden und Ergebnissen
- Zuverlässigkeit der Laboruntersuchungen im Hinblick auf die Übertragbarkeit auf "ungestörte" In-situ-Bedingungen und auf den allfälligen Einfluss der Druckentlastung
- Übertragbarkeit der Mont-Terri-Untersuchungen auf Benken
- Vergleich der Diffusionseigenschaften des Opalinustons mit denjenigen anderer Tongesteine

5.10.1 Untersuchungsmethoden

Die meisten Diffusionsarbeiten konzentrierten sich auf Laboruntersuchungen. Diffusionsexperimente an Gesteinsproben aus dem Felslabor Mont Terri wurden von verschiedenen Forschungsgruppen in der Schweiz, Frankreich, Spanien, Belgien, England und Kanada durchgeführt. Eine detaillierte Darstellung dieser Untersuchungen am Mont Terri findet sich in Tevissen & Soler (2003). Generell unterscheiden sich die Versuchsanordnungen aus den verschiedenen Labors, in den meisten Fällen wurde jedoch das *through diffusion*-Konzept angewendet. Dabei wird eine Probe von 1–2 cm Dicke in Kontakt mit zwei wässrigen Lösungen gebracht, die derjenigen des Porenwassers möglichst ähnlich sind. In einer der Lösungen befinden sich ein oder mehrere Tracer, die durch die Probe diffundieren. Aus dem Durchbruchverhalten sowie den Ergebnissen

der nachfolgenden stationären Phase lassen sich die Diffusionskonstante sowie die Diffusionsporosität bestimmen. In den meisten Experimenten wurde die Diffusion senkrecht zur Schichtung untersucht. Bisher beschränken sich Untersuchungen parallel zur Schichtung auf Arbeiten in den Labors des CEA/DAMRI, Environmental Canada und des PSI. Als Tracer wurden vor allem Tritium sowie Chlorid und Iodid verwendet. In einigen Fällen wurde die Diffusion von Deuterium, ^{18}O und Bromid untersucht. Der Einfluss des Umgebungsdrucks sowie der Temperatur auf das Diffusionsverhalten wurden im Labor des PSI getestet. In diesem Labor wurden sowohl Mont-Terri-Proben als auch Proben aus der Bohrung Benken untersucht.

Eine andere Untersuchungsmethode stellen Migrationsexperimente unter In-situ-Bedingungen dar. Im Felslabor Mont Terri wurden bisher zwei Migrationsexperimente durchgeführt. Im DI Experiment wurde die Diffusion von Tritium und Iodid in einem senkrechten Bohrloch schräg zur Schichtung während eines Jahres verfolgt. Aus dem überbohrten Kern wurden Profile mit unterschiedlicher Orientierung analysiert und mit Hilfe des numerischen 3-D Transportmodells CASTEM (Tevissen & Soler 2003) ausgewertet. Im FM-C Experiment, das im Bereich einer Störungszone (*Main Fault*, Kap. 5.5) durchgeführt wurde, untersuchte man zuerst die Diffusion von Helium aus dem Gestein ins Bohrloch. In einem zweiten Schritt wurden Tritium und Iodid als Tracer verwendet. Dieser letzte Schritt des FM-C Experiments wird gegenwärtig ausgewertet.

Eine dritte Untersuchungsmethode, die im Felslabor Mont Terri angewendet wurde, war die Interpretation von Konzentrationsprofilen verschiedener Elemente im Gestein. Mit der Auswertung dieser Profile können wichtige Erkenntnisse über grossräumige Diffusionsprozesse gewonnen werden. Allerdings müssen dabei sehr vereinfachte Annahmen über die zeitlichen und räumlichen Randbedingungen getroffen werden. Die Auswertung von Helium-Profilen durch Rübel et al. (2002) erfolgte unter der Annahme eines stationären He-Flusses, der sich aus der He-Produktion im Untergrund und der Diffusion in benachbarte Formationen ergibt. Degueldre et al. (2002) hingegen nahmen zeitlich konstante Diffusionsflüsse zwischen dem Opalinuston und der südlich angrenzenden Kalkformation sowie eine *no-flow boundary* an der Grenze zu den Jurensis-Mergeln an, um Profile von Wasserisotopen (^{18}O, ^{2}H), Chlorid, Bromid und Natrium auszuwerten.

5.10.2 Ergebnisse aus dem Felslabor Mont Terri

Laborexperimente

Tabelle 5.10-1 gibt eine zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse aus den Laboruntersuchungen der Mont-Terri-Proben. Die Werte für die Diffusionskonstanten und -porositäten stellen Mittelwerte aus der jeweiligen Messserie dar. Die angegebenen Wertebereiche widerspiegeln den tiefsten bzw. höchsten gemessenen Wert. Bei den Porositäten sind der tiefste und höchste bestimmte Wert dargestellt. Die den Einzelmessungen zugeordneten Fehler sind im Vergleich dazu meistens klein und werden aus Übersichtsgründen hier nicht angegeben. Aus den experimentellen Untersuchungen lassen sich folgende Erkenntnisse ableiten:

- Die Übereinstimmung zwischen den gemessenen Diffusionskonstanten der Mont-Terri-Proben ist bemerkenswert. Die effektiven Diffusionskonstanten von Tritium, die senkrecht zur Schichtung bestimmt wurden, befinden sich alle im Bereich von $1–2 \times 10^{-11}$ m^2/s. Die Anionen Iodid und Chlorid zeigen 2 bis 4 mal tiefere D_e-Werte. Dies ist in Übereinstimmung mit bisherigen Diffusionsmessungen in kompaktierten Tonen (z.B. Cho et al. 1993) und lässt sich durch den Prozess des Ionenausschlusses erklären, der durch die negativ geladenen Tonteilchen hervorgerufen wird (Pearson 1999). Die systematisch

tieferen Porositätswerte im Vergleich zu den Tritiumdaten, sind ein weiterer Hinweis, dass Ionenausschluss die Diffusion von Anionen beeinflusst.

- Die bisherigen Ergebnisse deuten darauf hin, dass die Diffusionskonstanten parallel zur Schichtung um einen Faktor 4 bis 10 (durchschnittlich rund 5) grösser als senkrecht zur Schichtung sind. Gemäss Tevissen & Soler (2003) können jedoch wegen der unzulänglichen experimentellen Anordnung in den bisherigen Experimenten nur beschränkte Aussagen über die tatsächliche Diffusion parallel zur Schichtung gemacht werden.
- Die Porositätsdaten zeigen eine relativ grosse Streuung. Grosse Unsicherheiten bei der Porositätsbestimmung resultieren aus der Auswertung von *through diffusion*-Experimenten (Cho et al. 1993). Die diffusionszugängliche Porosität, die senkrecht zur Schichtung bestimmt wurde, variiert für Tritium ca. zwischen 0.1 und 0.25, diejenige für Anionen ca. zwischen 0.05 und 0.15.
- Aus den PSI-Experimenten geht hervor, dass der Umgebungsdruck sich praktisch nicht auf die Ergebnisse auswirkt. Tendenziell zeigt sich eine geringfügige Zunahme der Diffusionskonstanten bei abnehmendem Druck. Die Unterschiede liegen jedoch innerhalb des Fehlers der Methode. Dies ist ein deutlicher Hinweis, dass die Druckentlastung der Proben die Diffusionsprozesse nicht signifikant beeinflusst. Eine irreversible Deformation der Probe kann ausgeschlossen werden, da ein In-situ-Experiment im Felslabor Mont Terri eine mit den Laborexperimenten vergleichbare Diffusionskonstante (parallel zur Schichtung, Langzeitwerte) ergab (Tab. 5.10-1).

In-situ-Tracerversuche

Die wichtigsten bisherigen Ergebnisse sind in Tabelle 5.10-1 dargestellt. Die Ergebnisse des DI Experiments sind generell mit den Laborergebnissen kompatibel. Die dargestellten Diffusionskonstanten sowie die -porositäten für Tritium beziehen sich auf das ungestörte Gestein und stimmen gut mit den Labordaten überein. Die Ergebnisse der 3D-Modellierung deuten auf eine ca. 7-fach höhere Diffusionskonstante parallel zur Schichtung als senkrecht dazu hin (Palut et al. 2003). Weiter wird aus den Ergebnissen der Einfluss der Auflockerungszone deutlich, in dem mit zunehmender Dauer des Experiments die Diffusionsgeschwindigkeit abnimmt (Palut et al. 2003). Die Ergebnisse für Helium im FM-C Experiment deuten auf eine erhöhte Migration in der Störungszone, die eine erhöhte Porosität im Vergleich zum ungestörten Gestein aufweist. Dies ist allerdings nicht im Einklang mit den ersten Auswertungen der Tritium- und Iodid-Daten, die auf deutlich tiefere Werte hinweisen (Goméz, pers. Mitteilung).

Interpretation grossräumiger Profile

Die Auswertung der grossräumigen Verteilung des Heliumprofils (Rübel et al. 2002) ergab einen abgeschätzten D_a-Wert von $(3.5 \pm 1.3) \times 10^{-11}$ m^2/s. Anhand von Deuterium-, ^{18}O-, Natrium-, Chlorid- und Bromid-Profilen schätzten Degueldre et al. (2002) D_a-Werte von 2.5 bzw. 7×10^{-11} m^2/s ab (Tab. 5.10-1). Unter Annahme einer Porosität von 0.2 für Natrium, der Isotope von Wasser und Helium ergeben sich dadurch effektive Diffusivitäten im Bereich von $0.5–1.5 \times 10^{-11}$ m^2/s (Tab. 5.10-1). Für die Anionen Chlorid und Bromid werden unter der Annahme einer geringeren Diffusionsporosität etwas geringere effektive Diffusionskonstanten abgeleitet. Diese Ergebnisse aus den In-situ-Profilen stimmen trotz der einfachen Annahmen bezüglich Anfangs- und Randbedingungen bemerkenswert gut mit den Labor- und In-situ-Experimenten überein.

Tab. 5.10-1: Diffusionsdaten für den Opalinuston aus dem Felslabor Mont Terri.

Tevissen & Soler (2003); Van Loon et al. (2002a,b, 2003).

Labor	**Tracer**	**⊥ oder ∥***	**Anzahl Versuche**	**D_e [$\times 10^{-11}$ m^2/s]**	**n [-]**	**Kommentar**
Laborversuche						
PSI (CH)	^{3}H	⊥ ∥	6 2	1.37 ± 0.2 5.3 ± 0.1	0.09 – 0.17 0.15	1, 5, 7 MPa Umgeb.druck 7 MPa Umgebungsdruck
Harwell (UK)	^{3}H	⊥	2	1.2 ± 0.2	0.12	0.3, 4.5 MPa Umgeb.druck
CIEMAT (E)	^{3}H	⊥	4	1.7 ± 0.6	0.17 – 0.26	
SCK·CEN (B)	^{3}H	⊥	2	1.65 ± 0.1	0.16 – 0.17	
CEA (F)	^{3}H	⊥ ∥	2 2	1.1 ± 0.1 5.9 ± 2.6	0.12 – 0.26 0.10 – 0.33	Analytische und numerische Auswertung
Env. Canada	^{2}H ^{18}O	∥ ∥	4 4	6.8 ± 1.6 7.2 ± 2.8	0.18 – 0.24 0.20 – 0.25	Radiale Diffusion
Harwell (UK)	$^{125}I^-$	⊥	1	0.41	0.09	0.3 MPa Umgeb.druck
CIEMAT (E)	I^-	⊥	4	0.27 ± 0.03	0.12 – 0.17	
SCK·CEN (B)	$^{125}I^-$	⊥	2	0.29 ± 0.04	0.07	
CEA (F)	$^{125}I^-$	⊥ ∥	2 2	0.31 ± 0.01 1.1 ± 0.3	0.04 – 0.08 0.04 – 0.10	
PSI	$^{36}Cl^-$	⊥	2	0.48 ± 0.1	0.04 – 0.06	1, 5 MPa Umgeb.druck
	$^{125}I^-$	⊥	2	0.41 ± 0.1	0.08 – 0.11	1, 5 MPa Umgeb.druck
Env. Canada	$^{36}Cl^-$	∥	4	4.3 ± 2.5	0.10 – 0.15	
	Br^-	∥	4	3.7 ± 2.0	0.10 – 0.15	
Migrationsversuche						
DI Experiment	^{3}H	∥		5	0.15	Numerische Auswertung, Werte beziehen sich auf ungestörtes Gestein
FM-C Exper.	^{4}He	∥		21	0.3	
In-situ-Profile						
PSI	^{2}H, ^{18}O Na^+ Cl^-, Br^-	⊥ ⊥		1.4 0.5 0.25		Analytische Auswertung von In-situ-Profilen ergibt $D_a = 7 \times 10^{-11}$ m^2/s; D_e berechnet unter der Annahme, dass n = 0.2 $D_a = 2.5 \times 10^{-11}$ m^2/s; Annahme, dass n = 0.2 $D_a = 2.5 \times 10^{-11}$ m^2/s; Annahme, dass n = 0.1
Uni Heidelberg	^{4}He	⊥		0.7		Analytische Auswertung von In-situ-Profilen ergibt $D_a = 3.5 \times 10^{-11}$ m^2/s; Annahme, dass n = 0.2

* ⊥: senkrecht zur Schichtung, ∥: parallel zur Schichtung

5.10.3 Bohrung Benken: Diffusionseigenschaften des Wirtgesteins

Die bisherigen Ergebnisse der PSI-Untersuchungen an Benken-Proben sind in Tabelle 5.10-2 dargestellt. Für die Diffusion senkrecht zur Schichtung wurden für Tritium Diffusionskonstanten von ca. 6×10^{-12} m^2/s bestimmt. Für die Anionen Chlorid und Iodid resultierten D_e-Werte von etwa $4–8 \times 10^{-13}$ m^2/s, d.h. um einen Faktor 7–12 tiefer als für Tritium. Die erhaltenen Diffusionsporositäten sind für Tritium bei ca. 0.14, für Chlorid ca. 0.04. Für Iodid wird die gegenüber Chlorid etwas grössere "scheinbare" Porosität von 0.08 mit einer schwachen Sorption erklärt[23] (Van Loon et al. 2002a,b, 2003).

Tab. 5.10-2: Diffusionsdaten für den Opalinuston aus der Bohrung Benken.

Van Loon et al. (2002b, 2003).

Tracer	⊥ oder ‖	Anzahl Versuche	De [$\times 10^{-11}$ m^2/s]	n [-]	Kommentar
^{3}H	⊥	8	0.61 ± 0.1	0.13 – 0.15	4, 8, 14, 15 MPa Umgebungsdruck
	‖	2	3.15 ± 0.05	0.13 – 0.15	14 MPa Umgebungsdruck
$^{36}Cl^-$	⊥	3	0.08 ± 0.01	0.03 – 0.04	4, 8, 15 MPa Umgebungsdruck
$^{125}I^-$	⊥	3	0.05 ± 0.02	0.06 – 0.08	4, 8, 15 MPa Umgebungsdruck; höhere Porosität gegenüber ^{36}Cl erklärt durch schwache Sorption

Die Diffusionskonstanten der Benken-Proben für Tritium ($\approx 6 \times 10^{-12}$ m^2/s) sind etwa um einen Faktor zwei tiefer als diejenigen, die für die Mont-Terri-Proben bestimmt wurden. Dies lässt sich aus dem höheren Kompaktionsgrad und der geringeren Porosität des Gesteins erklären (s. nächsten Abschnitt sowie Kap. 5.4). Die Werte sind kompatibel mit den Modellrechnungen, die für die Beschreibung der grossräumigen Profile von verschiedenen stabilen Isotopen durchgeführt wurden (Kap. 4.7). Die Diffusivitäten für Anionen zeigen deutlich tiefere Werte gegenüber den Mont Terri-Messungen (um einen Faktor von ca. 6). Dies könnte auf die geringere Porengrösse und die damit verbundenen grösseren Ionenausschluss-Effekte zurückzuführen sein. Allerdings sind zusätzliche Messungen notwendig, um dieses Resultat zu erhärten.

Die gemessenen Diffusionsporositäten von ca. 0.14 für Tritium liegen im oberen Bereich der mit unabhängigen Methoden bestimmten Porositäten (Wasserverlust-, Pyknometer-, Massenbilanzporosität; s. Kap. 5.4). Allerdings ist die Diffusionsporosität gegenüber derjenigen der Mont-Terri-Proben erhöht, was im Widerspruch mit den übrigen Porositätsbestimmungen sowie den mineralogischen Beobachtungen ist. Diese zeigen nämlich, dass die Porosität in Benken tiefer als am Mont Terri ist. Diese Inkonsistenz könnte durch die grossen Unsicherheiten der Porositätsbestimmung aus Diffusionsexperimenten entstanden sein. Zusätzliche Diffusionsmessungen an Benken-Proben sind jedoch erforderlich, um diesbezüglich ein klareres Bild zu erhalten. Die Porositäten für Anionen sind für Benken etwas tiefer als für Mont Terri.

---

[23] Aus den experimentellen Daten wird nämlich nicht direkt die Porosität sondern die Grösse $n + K_d \cdot \rho_d$ (*rock capacity factor*) bestimmt (vgl. Gleichung (2)).

Untersuchungen zur Temperaturabhängigkeit zwischen 5 und 70 °C lieferten eine Aktivierungsenergie für die Selbstdiffusion von Wasser (Tritium) von 22 kJ/mol (Van Loon et al. 2002b, 2003). Die Diffusionskonstante zeigt in diesem Temperaturbereich folgende Korrelation mit der Temperatur: $\log D_e = -6.13 - 1'490 \times 1 / T\ [°K]$). Demnach ist bei 38 °C (erwartete Temperatur im Wirtgestein in 650 m Tiefe) eine Erhöhung der Diffusionskonstante um einen Faktor von ca. 2 im Vergleich zur Raumtemperatur zu erwarten.

5.10.4 Vergleich des Opalinustons mit anderen Tongesteinen

Für verschiedene Tongesteine wurden Diffusionseigenschaften bestimmt, mit denen die Opalinustondaten verglichen werden können. Die meisten Arbeiten konzentrieren sich auf Laboruntersuchungen. Tabelle 5.10-3 zeigt Diffusionsdaten aus *through diffusion*-Experimenten für Boom Clay (De Cannière et al. 1996), London Clay (Bourke et al. 1993), Toarcian-Tongestein aus dem Felslabor Tournemire (F) (Cabrera et al. 2001), Callovo-Oxfordian-Tonstein aus Bohrungen am Site de Meuse/Haute-Marne (F) (Andra 2001) sowie den Opalinuston aus dem Felslabor Mont Terri und aus der Bohrung Benken (Van Loon et al. 2002a,b, 2003). Zusätzlich sind die abgeschätzten Daten für den Wellenberg Tonmergel (Lineham & Stone 1991) und die Diffusionskonstante in freiem Wasser angegeben.

Tab. 5.10-3: Diffusionsdaten für verschiedene Tongesteine.

Aus Laborexperimenten durch Messung senkrecht zur Schichtung.

Tongestein	**Tracer**	**Anzahl Versuche**	**D_e [$\times 10^{-11} m^2/s$]**	**n [-]**	**Referenz**
Boom Clay (B)	^{3}H I^-, Br^-	4 10	8 – 11 2 – 6	0.44 – 0.49 0.12 – 0.24	De Cannière et al. (1996)
London Clay (UK)	^{3}H, ^{2}H I^-	14 3	7 – 9 3 – 5	0.56 – 0.62 0.21 – 0.31	Bourke et al. (1993)
Callovo-Oxfordian, Site de Meuse / Haute-Marne (F)	^{3}H $^{125}I^-$	24 5	1.4 0.12	0.1 – 0.2 ?	Andra (2001) n (I^-) Angaben im Text widersprüchlich
Toarcian (supérieur), Tournemire (F)	^{3}H I^-	16 4	0.4 0.02	0.02 – 0.2 -	Cabrera et al. (2001)
Tonmergel, Wellenberg	^{3}H I^-	1 1	0.2 0.01	0.03 0.001	Lineham & Stone (1991)
Opalinuston, Mont Terri	^{3}H I^-	14 9	1 – 2 0.3 – 0.4	0.10 – 0.25 0.06 – 0.15	vgl. Tab. 5.10-1
Opalinuston, Benken	^{3}H $^{36}Cl^-$	3 3	0.5 – 0.7 0.07 – 0.09	0.13 – 0.15 0.03 – 0.04	vgl. Tab. 5.10-2
Wasser	^{3}H		226	1	Atkins (1990)

Die Daten zeigen eine Abhängigkeit der Diffusionskonstanten von der Porosität bzw. vom Kompaktionsgrad, auf die schon mehrfach hingewiesen wurde (z.B. De Cannière et al. 1996). So zeigen die plastischen Tone deutlich höhere Diffusionskonstanten als die konsolidierteren

Tonsteine. Die Diffusionsdaten des Opalinustons für Mont Terri und Benken sind konsistent mit dem generell beobachteten Trend, der in Figur 5.10-1 für die Diffusion von Tritium in Abhängigkeit der Porosität dargestellt ist.

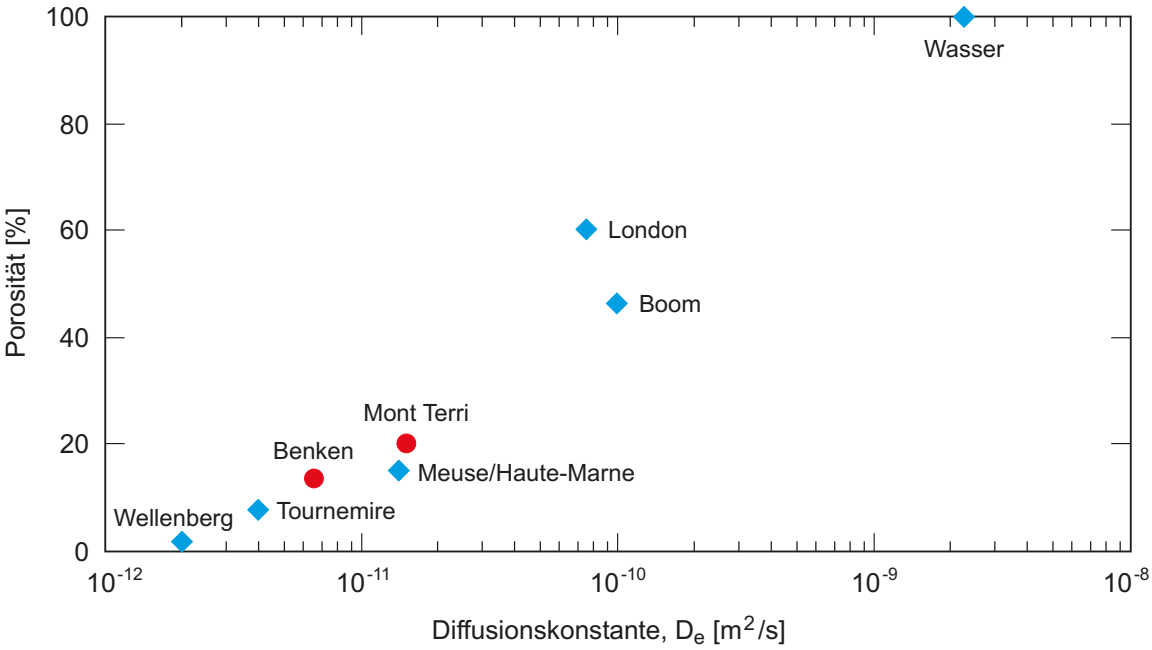


Fig. 5.10-1: Diffusionskonstante und -porosität für Tritium.

Für verschiedene Tongesteine, senkrecht zur Schichtung (s. Tab. 5.10-3).

5.10.5 Weiterführende Untersuchungen

Die Diffusion von Kationen wurde im Opalinuston experimentell noch nicht untersucht. Erste *through diffusion*-Experimente an Callovo-Oxfordian-Tonsteinen des Site de Meuse/Haute-Marne ergaben im Vergleich mit Tritium ($D_e = 1.4 \times 10^{-11}$ m^2/s) ähnliche D_e-Werte für Li^+, aber deutlich erhöhte Werte für Na^+ (4.7×10^{-11} m^2/s) und Cs^+ (8.5×10^{-11} m^2/s) (Andra 2001). Die Versuche wurden mit synthetischem Porenwasser und verschiedenen Tracer-Konzentrationen durchgeführt.

Auf Grund von Diffusionsexperimenten in kompaktiertem Bentonit leiteten verschiedene Autoren für sorbierende Kationen etwas erhöhte effektive Diffusionskonstanten (Faktor 2–4) ab, was durch den Prozess der Oberflächendiffusion erklärt wurde (z.B. Yu & Neretnieks 1997). Andererseits konnten in anderen Untersuchungen keine Hinweise auf erhöhte Diffusion von Kationen gefunden werden (z.B. Oscarson 1994). Die Bedeutung der Oberflächendiffusion in Tonsystemen ist gegenwärtig umstritten und Gegenstand wissenschaftlicher Diskussionen.

Für eine Vertiefung des Verständnisses der Diffusionsprozesse im Opalinuston sind weitere experimentelle Untersuchungen im Labor und Feld geplant. Dies betrifft insbesondere die Diffusion parallel zur Schichtung und die Diffusion von Kationen sowie sorbierenden Stoffen. Experimente, die diesen Fragestellungen nachgehen, sind im Labor des PSI für 2002/2003 geplant. Ausserdem ist ein Langzeit-Diffusionsexperiment (DI-A Experiment) mit sorbierenden und kationischen Tracern im Felslabor Mont Terri im Gange.

5.10.6 Migration von Kolloiden

Kolloide sind kleine mineralische oder organische Partikel (nm bis µm). Diese können grundsätzlich eine Rolle für die Sicherheit eines geologischen Tiefenlagers spielen, wenn sie als Transportvehikel für Radionuklide dienen. Kolloide sind nämlich auf Grund ihrer hohen reaktiven Oberfläche effiziente Sorbenten von gelösten Schwermetallen. Voraussetzung für die Relevanz von Kolloiden ist allerdings, dass diese im gegebenen wässrigen Medium stabil und über längere Stecken auch mobil sind. Diese Aspekte wurden für den Opalinuston anhand von Literaturangaben und Modellrechnungen untersucht (Voegelin & Kretzschmar 2001).

Mögliche Kolloide im Opalinuston sind Tonminerale, Quarz, Calcit, Eisenoxide und organisches Material. Die Stabilität dieser Kolloide ist unter den erwarteten geochemischen Bedingungen des Porenwassers, das hohe Salzgehalte und neutrale pH-Bedingungen aufweist (s. oben), eher gering. Die Kolloidkonzentrationen am Mont Terri, die bei Durchflussraten von 20 ml/d gemessenen wurden (Degueldre et al. 2002), bewegen sich im Bereich von $1–2 \times 10^{-5}$ g pro Liter Porenwasser. Auf Grund der mikro- und mesoporösen Struktur des Wirtgesteins und der sehr geringen Durchlässigkeit ist die Mobilität von Kolloiden sehr gering. Die Diffusion von Kolloiden hängt von ihrer Grösse ab, ist jedoch immer geringer als diejenige von gelösten Stoffen. Gemäss Modellrechnungen basierend auf der Filtrationstheorie lassen sich unter pessimistischen Annahmen maximale Transportdistanzen (99.99 % der Kolloide immobilisiert) von weniger als 1 m ableiten (Voegelin & Kretzschmar 2001).

Die Rolle des organischen Materials im Opalinuston für die Kolloidbildung ist wissenschaftlich noch wenig untersucht und die Mobilität von kleinen Teilchen im nm-Bereich recht ungewiss. Sorptionsexperimente von Glaus et al. (2001) ergaben allerdings keine Hinweise auf geringere Sorptionseigenschaften von Nickel, Europium und Thorium in Gegenwart von extrahiertem organischen Kolloiden.

5.10.7 Diffusionseigenschaften des Wirtgesteins: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Im Bezug auf den Entsorgungsnachweis lassen sich die wichtigsten Erkenntnisse über die Diffusionseigenschaften des Wirtgesteins wie folgt zusammenfassen:

- Die detaillierten Untersuchungen im Felslabor Mont Terri liefern wertvolle Grundlagen für das Verständnis der Diffusionsprozesse im Opalinuston von Benken. Die generelle Übereinstimmung der Mont-Terri-Daten für verschiedene räumliche und zeitliche Skalen bestätigen im Einklang mit den hydrogeologischen und hydrochemischen Ergebnissen, dass die Diffusion den wichtigsten Transportprozess für gelöste Stoffe darstellt.
- Bei den Proben aus der Bohrung Benken wurden etwas niedrigere effektive Diffusionskonstanten als bei denjenigen des Mont Terri gemessen, was auf Grund des höheren Kompaktionsgrads und der geringeren Porosität den Erwartungen entspricht.
- Die effektiven Diffusionskonstanten von Tritium für den Opalinuston aus der Bohrung Benken, die senkrecht zur Schichtung bestimmt wurden, liegen bei ca. 6×10^{-12} m^2/s. Die Diffusionskonstanten für Anionen sind um ca. eine Grössenordnung niedriger. Die Diffusionsporosität für Tritium liegt im Bereich von 0.12–0.15, für Anionen ist sie etwa halb so gross. Die Anisotropie wirkt sich deutlich auf die Diffusion aus. Die Diffusionskonstanten parallel zur Schichtung sind rund 5 mal grösser als diejenigen senkrecht zur Schichtung.
- Die bisherigen Untersuchungen zur Temperaturabhängigkeit deuten darauf hin, dass sich bei höheren Temperaturen von knapp 40 °C, wie sie im Opalinuston im Zürcher Weinland erwartet werden, die Diffusionkonstanten senkrecht zur Schichtung für Tritium bei ca.

1×10^{-11} m^2/s liegen. Die Diffusionskonstanten der Kationen sind ionenspezifisch und gegenüber derjenigen für Tritium wahrscheinlich etwas erhöht.

- Die Plausibilität der Diffusionsdaten für den Opalinuston wird durch den Vergleich mit anderen Tongesteinen bestätigt. Bei den verschiedenen Tongesteinen korrelieren Diffusionskonstanten mit der Porosität. Leicht bis mittel überkonsolidierte Tonsteine wie z.B. des Callovo-Oxfordian des Site de Meuse/Haute-Marne und des Toarcian von Tournemire zeigen vergleichbare Diffusionswerte wie der Opalinuston.
- Bisherige Messungen deuten darauf hin, dass die Konzentration von Kolloiden im Porenwasser des Opalinustons gering ist. Diese werden zudem im allgemeinen sehr effizient durch physikalische und chemische Prozesse immobilisiert. Die Rolle des organischen Materials im Opalinuston und die Mobilität von kleinen organischen Kolloiden ist jedoch noch nicht eindeutig geklärt.

5.11 Osmotische Prozesse im Wirtgestein

Das Phänomen der Osmose ist bei der Behandlung der Wirtgesteinseigenschaften in dreierlei Hinsicht von Bedeutung, nämlich als potenzieller Fluidtransportmechanismus, als mögliche Ursache für die in Benken beobachteten Porenwasser-Überdrücke sowie als thermodynamisches Potenzial, das die geomechanischen Eigenschaften von Tonsteinen massgeblich mitbestimmt ("osmotisches Quellen"). In der Literatur gibt es zahlreiche Evidenzen, dass stark konsolidierte Tonsteine wie der Opalinuston als semipermeable Membranen wirken können und dass in Grundwassersystemen mit grossen geochemischen Gradienten osmotische Flüsse (resp. Drücke) auftreten können (z.B. Hanshaw 1962, Young & Low 1965, Fritz 1986, Neuzil 2000). Bekannt ist auch, dass solche Effekte zu Stabilitätsproblemen in Bohrungen und Untertagebauwerken führen können (van Oort 1994, Wong & Heidug 1994).

Neuzil (1994b) hat erstmals anhand langjähriger Feldexperimente in Bohrungen in einer Tonstein-Formation (*Pierre Shale*, USA) osmotische Flüsse in situ nachgewiesen. Das Experiment hat zudem gezeigt, dass gleichzeitig diffusive Prozesse in umgekehrter Richtung stattfinden, d.h. dass der *Pierre Shale* eine nicht-ideale Membran darstellt.

Aufgrund dieser Beobachtungen war es naheliegend, auch im Opalinuston entsprechende Labor- und Feldexperimente durchzuführen, um Angaben über dessen osmotische Effizienz zu erhalten. Damit sollte einerseits abgeklärt werden, ob die heute beobachteten Porenwasserdrücke im Opalinuston von osmotischen Effekten beeinflusst sein könnten, andererseits wurden Antworten im Hinblick auf das Auftreten von osmotisch erzeugten Artefakten bei hydraulischen Tests in Bohrungen erwartet. Im Hinblick auf Langzeitsicherheit eines geologischen Tiefenlagers sollte schliesslich überprüft werden, ob Osmose einen Einfluss auf den Radionuklidtransport im Wirtgestein haben könnte.

5.11.1 Grundlagen

Osmose wird nur in kleinstporigen Materialien beobachtet und beruht auf dem Phänomen, dass das poröse Medium zwar für Wassermoleküle durchlässig ist, nicht jedoch für die im Wasser gelösten Moleküle (semipermeable Membran). Trennt eine solche Membran zwei Lösungen mit unterschiedlicher Konzentration, so findet in der Membran infolge der Diffusion der Wassermoleküle ein osmotischer Fluss statt und zwischen den beiden Seiten der Membran bildet sich eine osmotische Druckdifferenz aus. Analog zum Darcy-Gesetz besteht zwischen dem osmotischen Fluss und dem osmotischen Druckgradienten ein linearer Zusammenhang (z.B. Horseman et al. 1996, Harrington et al. 2001):

$$v_\Pi = \zeta \cdot K \cdot \frac{\text{grad}\,\Delta\Pi}{\rho \cdot g} \qquad (5.11\text{-}1)$$

mit:

v_Π = osmotischer Fluss [m/s]
ζ = osmotische Effizienz [-]
K = hydraulische Durchlässigkeit [m/s]
$\Delta\Pi$ = Osmotische Druckdifferenz [Pa]
ρ = Fluiddichte [kg/m^3]
g = Erdbeschleunigung [m/s^2]

Die osmotische Effizienz lässt sich auch aus dem Verhältnis zwischen der effektiv gemessenen Druckdifferenz und der theoretisch hergeleiteten osmotischen Druckdifferenz (respektive dem Verhältnis der osmotischen Durchlässigkeit und hydraulischen Durchlässigkeit) bei verschwindendem osmotischen Fluss ermitteln:

$$\zeta = \frac{K_\Pi}{K} = \left.\frac{\Delta P}{\Delta\Pi}\right|_{v_\Pi = 0} \qquad \text{mit } \Delta\Pi = \frac{R \cdot T}{V_w} \cdot \ln\frac{a_{tf}}{a_{pw}} \qquad (5.11\text{-}2)$$

mit:

ΔP = effektiv gemessene Druckdifferenz [Pa]
K_Π = osmotische Durchlässigkeit [m/s]
a_{tf}, a_{pw} = chemische Aktivität des Testfluids/Porenwassers [-]
V = Molvolumen von Wasser [m^3/mol]
T = Temperatur [K]
R = Gaskonstante [J/(mol·K)]

Nach Fritz (1986) kann für NaCl-Konzentrationen < 1 Mol die van't Hoff-Beziehung angewendet werden:

$$\Delta\Pi \approx \nu \cdot R \cdot T \cdot \Delta C \qquad (5.11\text{-}3)$$

mit:

ν = Zahl der dissoziierten Ionen [-]

Nimmt man als obere Grenze für die Chloridkonzentration im Opalinuston einen Wert von 0.2 mol/l an (Kap. 5.12), so ergibt sich aus Gleichung 5.11-3 ein maximaler osmotischer Druck von ca. 1 MPa (bezogen auf destilliertes Wasser und Raumtemperatur).

Der Umkehrprozess zur Osmose wird als Ultrafiltration bezeichnet: wird eine wässrige Lösung durch eine semipermeable Membran gepresst, so entsteht entlang des Fliesswegs ein Konzentrationsgefälle, da die gelösten Stoffe die Membran nicht passieren können. Ultrafiltration wurde in Laborexperimenten an Tonsteinen nachgewiesen (Andra 2001). Horseman et al. (1996) nennen Osmose und Ultrafiltration als mögliche Ursachen für Abweichungen vom linearen Fliessgesetz ("hydraulischer Anfangsgradient", vgl. Kap. 5.8.1).

5.11.2 Experimentelle Bestimmung der osmotischen Effizienz

Die osmotische Effizienz des Opalinustons wurde im Felslabor Mont Terri im Rahmen des Experiments *Osmotic Pressure* anhand von Labor- und Feldexperimenten bestimmt. Die Laborexperimente wurden bei Effektivspannungen von 4.5 bis 6.5 MPa (natürlicher Umgebungsdruck) an 1 cm dicken, schichtparallelen Bohrkernscheiben durchgeführt. Nach einer Äquilibrierungsphase mit synthetischem Porenwasser auf beiden Seiten der Probe wurde das synthe-

tische Porenwasser auf einer Seite der Probe durch de-ionisiertes Wasser ersetzt. Nach einer durch Quellvorgänge bedingten transienten Phase konnte ein konstanter osmotischer Fluss des de-ionisierten Wassers durch die Probe gemessen werden. In einem zusätzlichen Experiment wurde die hydraulische Durchlässigkeit der Probe ermittelt und daraus eine relativ geringe osmotische Effizienz von 1 bis 6 % (Harrington et al. 2001).

Im In-situ-Experiment in einer Bohrung im Felslabor Mont Terri wurde die osmotische Effizienz parallel zur Schichtung ermittelt, indem nach dem Fluidaustausch (synthetisches Porenwasser/de-ionisiertes Wasser) die Entwicklung des Intervalldrucks ausgewertet wurde. Für dieses Feldexperiment ergab sich eine osmotische Effizienz von 12 % (Noy 2000). Dieser Wert ist durchaus vergleichbar mit den Ergebnissen der Laborexperimente.

5.11.3 Abschätzung natürlicher osmotischer Effekte im Opalinuston

Aus den Ergebnissen von Porenwasseruntersuchungen entlang des Mont-Terri-Versuchsstollens berechnete Soler (1999) anhand der chemischen Potenziale ein Profil mit osmotischen Drücken. Während in den kalkigen Nebengesteinen kleine Werte von weniger als 0.1 MPa ermittelt wurden, beträgt der osmotische Druck im Zentrum des ca. 160 m mächtigen Opalinuston-Schichtpakets bis zu 1.3 MPa, woraus sich ein mittlerer Gradient in der Grössenordnung von 1–2 (m/m) ableiten lässt. Der Vergleich mit den hydraulischen Gradienten im Einflussbereich des Laborstollens (typischerweise < 5 m/m im Stollennahbereich) zeigt, dass chemo-osmotisch bewirkte Flüsse im Felslabor Mont Terri keine dominante Rolle spielen. Legt man eine osmotische Effizienz von maximal 12 % zugrunde, so ist mit einem nennenswerten Einfluss osmotischer Prozesse auf den Porenwasserfluss zu rechnen, wenn der hydraulisch Gradient in der Grössenordnung zwischen 0.1 und 1 liegt.

Im Profil der Bohrung Benken weisen die Grundwasserproben und ausgepressten Porenwässer in der Schichtreihe von Malm bis zur Stubensandstein-Formation durchwegs ähnlich hohe Gesamtmineralisierungen auf. Daraus kann abgeleitet werden, dass die chemischen Potenzialunterschiede zwischen den verschiedenen Schichten gering sind, und bei der ohnehin kleinen osmotischen Effizienz damit auch ein allfälliger osmotischer Fluss. Insbesondere lässt sich im Tiefenbereich Opalinuston/Wedelsandstein-Formation kein Zusammenhang zwischen den Isotopenprofilen und den anomalen Porenwasserdrücken feststellen; es erscheint daher unwahrscheinlich, dass die gemessenen Porenwasser-Überdrücke durch osmotische Prozesse verursacht worden sind.

Als Transportprozess wirkt die Osmose der Diffusion entgegen und ist daher bei der Betrachtung der Langzeitsicherheit eines geologischen Tiefenlagers grundsätzlich als Bonus zu werten (vgl. Soler 1999). Aufgrund der geringen osmotischen Effizienz des Opalinustons ist der Einfluss auf die Stoffausbreitung allerdings gering.

5.11.4 Abschätzung möglicher Artefakte bei hydraulischen Tests im Opalinuston

Aufgrund der relativ niedrigen osmotischen Effizienz (Kap. 5.11.2) werden bei der Durchführung von hydraulischen Tests im Opalinuston keine signifikanten Artefakte erwartet, insbesondere auch weil generell ein Testfluid verwendet wird, welches der Porenwasserzusammensetzung möglichst ähnlich ist. Zudem existieren direkte Beobachtungen, dass osmotische Prozesse die Interpretation von Packertests im Opalinuston nicht wesentlich verfälschen:

- Im Mont-Terri-Experiment *Deep Borehole* wurden systematische Packertests mit verschiedenen Testfluiden durchgeführt, zu denen synthetisches Porenwasser, KCl-Spülung sowie Silikat-Polymer-Spülungen zählten (Enachescu et al. 1999). Die Analyse der Tests zeigt

keine signifikante Abhängigkeit der Testergebnisse vom verwendeten Testfluid (vgl. auch Marschall et al. 2003).

- In der Bohrung Benken wurden im Verlauf des Packertests O7 sequenziell zwei verschiedene Testfluide verwendet (Silikatspülung zu Beginn, Austausch durch synthetisches Porenwasser). Die einzelnen Testsequenzen wurden unabhängig voneinander ausgewertet und zeigten ebenfalls keine signifikante Abhängigkeit der Testergebnisse vom verwendeten Testfluid (Nagra 2001).

5.11.5 Osmotische Prozesse im Wirtgestein: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Im Felslabor Mont Terri wurden Labor- und Feldexperimente zum grundlegenden Verständnis osmotischer Prozesse im Wirtgestein durchgeführt. Im Rahmen des Untersuchungsprogramms in der Bohrung Benken wurde überprüft, wie die Ergebnisse von Packertests durch das Phänomen der Osmose verfälscht werden können. Die wichtigsten Erkenntnisse werden im Folgenden zusammengefasst:

- Die in Feld- und Laborexperimenten ermittelte osmotische Effizienz des Wirtgesteins ist gering (maximal 12 %).
- Im Zürcher Weinland sind osmotische Prozesse als Ursache für die im Wirtgestein gemessenen Porenwasser-Überdrücke von untergeordneter Bedeutung, da die chemischen Gradienten in den Poren- und Grundwässern des Opalinustons bzw. der angrenzenden Rahmengesteine relativ klein sind.
- Bei kleinen hydraulischen Gradienten ($i < 1$) können osmotische Flüsse gegenüber dem advektiven Porenwasserfluss dominieren und zu (scheinbaren) Abweichungen vom Darcy-Gesetz führen ("Anfangsgradient").
- Osmose wirkt als Transportprozess der Diffusion entgegen; in seiner Transportkapazität ist der osmotische Fluss allerdings gegenüber dem diffusiven Fluss zu vernachlässigen.
- Eine signifikante Beeinflussung der im Opalinuston durchgeführten Packertests durch osmotische Effekte (Test-Artefakte) wird ausgeschlossen.

5.12 Geochemie des Porenwassers im Wirtgestein

Die Kenntnis der geochemischen Zusammensetzung des Porenwassers im Wirtgestein eines geologischen Tiefenlagers bildet eine wichtige Grundlage für die Ableitung

- der Sorption und Löslichkeit der Radionuklide im Tiefenlager und in der Geosphäre sowie
- der chemischen Reaktionen dieser Wässer mit den technischen Barrieren und den radioaktiven Abfällen.

Die Abschätzung der In-situ-Porenwasserzusammensetzung an einem Referenzstandort wird als *Referenzwasser* bezeichnet. Neben dem Nominalwert eines Parameters wird jeweils auch ein Wertebereich angegeben, welcher die Unsicherheiten darstellt. Die wichtigsten Parameter im Hinblick auf die oben erwähnten Anwendungen sind pH/pCO_2, das Redoxpotenzial (Eh), die Art und Menge der gelösten organischen Stoffe, die Ionenstärke und die Kalium-Konzentration (Einfluss auf Illitisierung von Montmorillonit im Bentonit). Die Herleitung des Referenzwassers für den Opalinuston im Untersuchungsgebiet (Referenzwasser Benken) ist in Pearson (2002) dokumentiert.

Laborexperimente, bei welchen die untersuchten Prozesse von der Porenwasserzusammensetzung abhängen (z.B. Diffusionsexperimente), werden im Allgemeinen mit einem Wasser durchgeführt, welches in Anlehnung an die Referenzwasserzusammensetzung synthetisch hergestellt wird (Pearson 2000).

5.12.1 Methodische Aspekte

Bei der Charakterisierung des In-situ-Porenwassers muss zwischen der Bestimmung von freien und kontrollierten gelösten Stoffen unterschieden werden. Bei freien Stoffen (*mobile elements* nach Thompson 1959 und Michard 1987, *free elements* nach Beaucaire et al. 2000) handelt es sich um Elemente, deren Konzentrationen zu keiner Zeit signifikanten Beeinflussungen durch lokale Reaktionen mit dem Gestein unterworfen sind. Bei den für das Referenzwasser relevanten Komponenten sind das die Anionen Chlorid und Bromid. Aufgrund der Untersuchungen am Mont Terri und in Benken dürfte sich im Opalinuston auch Sulfat überwiegend als freier Stoff verhalten, wobei für Benken aufgrund der vorhandenen Daten eine Kontrolle des Sulfatgehalts durch ein Mineralgleichgewicht nicht ausgeschlossen werden kann (s. unten). Die Konzentrationen von kontrollierten Stoffen (*inert elements* nach Michard 1987, *controlled elements* nach Beaucaire et al. 2000) werden durch Wechselwirkung mit dem Gestein bestimmt. In erster Linie sind das die gelösten Kationen und die Komponenten des Karbonatsystems. Die Unterscheidung zwischen freien und kontrollierten Stoffen wird nicht nur in der Modellierung des Referenzwassers benötigt, sondern spielt schon bei der Interpretation der mit verschiedenen Extraktionsmethoden erhaltenen Daten von Porenwasser eine bedeutende Rolle.

In einem Tongestein kommt Wasser sowohl frei als auch gebunden an Tonoberflächen vor, wobei der Übergang kontinuierlich ist (diffuse Doppelschicht, Kap. 5.4). In Wasser gelöste Substanzen können dabei nur in ihrer geochemischen Porosität, d.h. im Anteil des für sie zugänglichen Wassers auftreten (Horseman et al. 1996, Pearson 1999). Die geochemische Porosität für eine in Wasser gelöste Substanz entspricht der in Kapitel 5.4 definierten Diffusionsporosität. Sie wird zur Umrechnung der im wässrigen Auszug für diesen Stoff bestimmten Gehalte pro Masse Gestein in Gehalte pro Volumen Porenwasser benötigt.

5.12.2 Datengrundlage

Im gering durchlässigen Wirtgestein ist eine konventionelle Wasserentnahme in einer Tiefbohrung nicht möglich. Für den Opalinuston im Zürcher Weinland musste die Charakterisierung des In-situ-Porenwassers deshalb auf indirektem Weg anhand von Untersuchungen an nach Entnahme luftdicht verpackten Bohrkernen erfolgen. Dafür standen verschiedene Methoden zur Verfügung. Diese können aber jeweils nur Teilaspekte des Porenwassers beschreiben und sind nur zum Teil repräsentativ für die In-situ-Zusammensetzung, weshalb sie korrigiert werden müssen (z.B. Sacchi & Michelot 2000, Pearson et al. 2003). Im Felslabor Mont Terri wurden solche Methoden für den Opalinuston getestet und optimiert. Der Vergleich mit dort in Langzeitexperimenten beprobtem Porenwasser erlaubt die Identifikation von methodisch bedingten Artefakten und Korrekturmöglichkeiten (Pearson et al. 1999, Waber & Pearson 2001, Pearson et al. 2003).

Die Charakterisierung des Porenwassers im Wirtgestein basiert auf verschiedenen Datensätzen: Für die freien Stoffe sind dies Daten von unter hohen Drücken ausgepresstem Wasser (*squeezing*), von der Zusammensetzung wässriger Auszüge (*aqueous leaching*) sowie Daten betreffend Porositäten (s. unten). Für die kontrollierten Stoffe sind dies Daten betreffend die spezifischen Formationseigenschaften Mineralogie, Kationenpopulationen und Selektivitätskoeffizienten der Tonmineralien, sowie Daten von Laborexperimenten zur Bestimmung des CO_2-Partialdrucks.

Chlorid, Bromid, Sulfat

Die Chloridgehalte im Porenwasser des Wirtgesteins nehmen mit zunehmender Tiefe ab (vgl. Kap. 4.7), womit sich auch die anderen Komponenten des Porenwassers verändern. Aus dem Opalinuston ausgepresstes Wasser hat Chloridgehalte von 0.161 mol/l (ca. 5'700 mg/l) bei 563 m Tiefe und 0.086 mol/l (ca. 3'030 mg/l) bei 645 m Tiefe (Fig. 5.12-1). Der tiefere Wassergehalt des Opalinustons der Bohrung Benken erforderte zum Auspressen von Porenwasser deutlich höhere Drücke als im Fall von Mont Terri (512 MPa gegenüber < 200 MPa). Dadurch induzierte Effekte von Membranfiltration und/oder Freisetzen von gebundenem Wasser resultieren in den zwei Proben aus dem Wirtgestein in einer Unterschätzung der Chloridgehalts gegenüber dem In-situ-Porenwasser von bis zu 25 % (Waber et al. 2003).

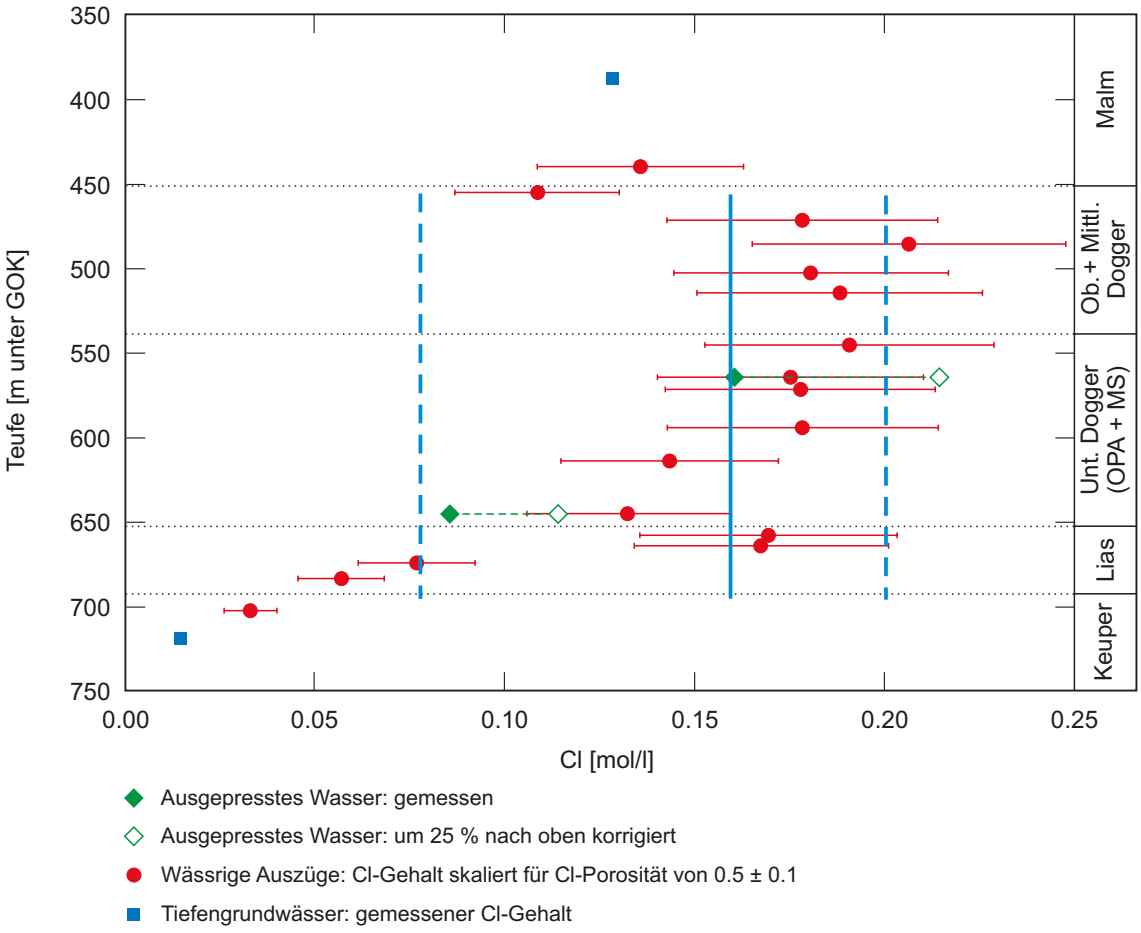


Fig. 5.12-1: Chloridgehalt des Referenzwassers für das Wirtgestein im Vergleich zu Wässern aus der Bohrung Benken.

Nominaler Chloridgehalt des Referenzwassers (fette blaue Linie) und entsprechender Wertebereich (gestrichelte Linien) für das Wirtgestein im Vergleich zu Chloridkonzentrationen aus Poren- und Grundwässern aus der Bohrung Benken (Erklärung s. Text).

Für Benken wird für das Verhältnis von Chloridporosität zu Wasserverlustporosität ein repräsentativer Wertebereich von 0.5 ± 0.1 festgelegt. Dies geschieht in Analogie zum Opalinuston vom Mont Terri, wo dieses Verhältnis für 40 Proben in Abhängigkeit von der Lithologie zwischen 0.5–0.6 variiert (Pearson et al. 2003).

Für die Porenwässer im Opalinuston vom Mont Terri und von der Bohrung Benken kann davon ausgegangen werden, dass die ursprüngliche Herkunft von Chlorid, Bromid und Sulfat Meerwasser war. Die maximale Salinität des Porenwassers im Opalinuston von Benken ist nur rund halb so gross wie diejenige im Porenwasser vom Mont Terri und nur rund ein Drittel derjenigen von Meerwasser. In den Porenwässern von Benken nehmen zudem die Bromid- und auch die Sulfatgehalte mit der Tiefe tendenziell zu. Im Gegensatz zum Mont Terri weichen hier die Bromid/Chlorid- und Sulfat/Chlorid-Verhältnisse von demjenigen von Meerwasser ab (Pearson & Waber 2001). Diese Unterschiede verdeutlichen die komplexere Entstehungsgeschichte der Porenwässer im Opalinuston des Zürcher Weinlands gegenüber derjenigen vom Mont Terri.

Kationen und weitere gelöste Stoffe

Die Konzentrationen von Kationen im Porenwasser können am Gesteinsmaterial nicht mittels wässriger Auszüge oder Auspressen von Porenwasser bestimmt werden. Dies basiert auf der schnellen Reaktionskinetik des Karbonatsystems und des Kationenaustausches auf Tonmineraloberflächen und der Sensitivität dieser Reaktionen bezüglich Veränderungen der Umgebungsbedingungen. Für das Karbonatsystem sind die thermodynamischen Grundlagen vorhanden. Dagegen müssen für Kationenaustauschreaktionen die benötigten Grundlagen, d.h. die Kationenpopulationen und Selektivitätskoeffizienten, experimentell am Opalinuston bestimmt werden. Die Bestimmung erfolgt durch eine Kombination von Auszügen mit verschiedenen, stark selektiven Reagenzien und wässrigen Auszügen. Für den Opalinuston vom Mont Terri wurden dabei für die Kationenpopulationen mit verschiedenen Methoden vergleichbare Resultate erhalten (Bradbury & Baeyens 1997/98, Blanc et al. 2001, Fernández et al. 2001, Gaucher et al. 2001, Pearson et al. 2003). Der Vergleich der Methoden erlaubte auch die Identifizierung von Artefakten, welche durch die Entnahme, Lagerung und Bearbeitung der Bohrkernproben induziert wurden und welche nur zum Teil korrigiert werden können (Pearson et al. 2003).

Bei vergleichbaren Tongehalten ist die Summe der austauschbaren Kationen im Opalinuston von Benken und Mont Terri innerhalb des analytischen Fehlers gleich, und Natrium stellt die grösste adsorbierte Kationenpopulation dar (Tab. 5.12-1). Die totale Austauschkapazität ist durchschnittlich 5-10 % höher als die Summe der ausgetauschten Kationen. Dies ist auf Protonenaustausch und/oder nicht analysierte ausgetauschte Kationen (z.B. NH_4^+, Fe, Al) zurückzuführen (Gaucher et al. 2001).

Tab. 5.12-1: Summe der austauschbaren Kationen und In-situ-Kationenpopulationen.

Opalinuston (inkl. Murchisonae-Schichten) aus der Bohrung Benken und aus dem Felslabor Mont Terri.

Parameter	**Methode**	**Benken [meq/kg Gestein]**	**Mont Terri [meq/kg Gestein]**
Summe ausgetauschter Kationen	Ni-en[1] Na-Acetat[2] Co-Hexamin[3]	106 (101.2 – 113.6)	111 (94.4 – 133.5) 123 (116 – 129) 160 (153.3 – 167.5)
In-situ-Kationenpopulationen			
K	Ni-en[1]	8 (7.5 – 8.6)	8 (5.8 – 9.2)
Na	Ni-en[1]	54 (51.9 – 57.6)	51 (36.1 – 63.7)
Ca	Ni-en[1]	29 (24.3 – 34.3)	30 (22.5 – 35.8)
Mg	Ni-en[1]	13 (11.6 – 15.2)	20 (15.5 – 23.8)
Sr	Ni-en[1]	1.2 (1.0 – 1.6)	2 (1.0 – 3.6)

Daten von: [1] Pearson et al. (2003), [2] Fernández et al. (2001), [3] Blanc et al. (2001, beinhaltet NH_4^+).

Andere für die Porenwasserzusammensetzung wichtige Stoffe wie Silizium, Aluminium und Fluorid, können ebenfalls nicht am Gesteinsmaterial mittels wässrigen Auszügen oder Auspressen von Porenwasser bestimmt werden. Solche Stoffkonzentrationen müssen mittels geochemischer Modellrechnungen von Mineralreaktionen bestimmt werden.

Partialdruck von CO_2 (pCO_2) und pH-Wert

Laborexperimente durch Ausgasen eines rund ein Jahr lang hermetisch abgeschlossen gelagerten Bohrkerns ergaben für eine Opalinustonprobe aus Benken einen pCO_2 von $10^{-1.8}$ bar (Lassin et al. 2000). Für eine frisch verarbeitete Opalinustonprobe vom Mont Terri mit ähnlichem Chloridgehalt wurde mit der gleichen Methode ein pCO_2 von $10^{-2.2\pm0.1}$ bar erhalten. Experimente mit frischen und gelagerten Proben ergaben eine bis zu fünffache Zunahme des pCO_2 in den gelagerten Proben (Pearson et al. 2003). Für den Bohrkern von Benken würde das heissen, dass der pCO_2 im frischen Zustand etwa $10^{-2.5}$ bar gewesen wäre. Für den Opalinuston von Benken kann dieser Wert mangels frischer Bohrkernproben experimentell nicht weiter unterstützt werden. Für die Messung des pH-Werts im Porenwasser eines Bohrkerns, welcher repräsentativ für In-situ-Bedingungen wäre, bestehen zur Zeit noch keine geeigneten Methoden.

Für ein beprobtes Wasser wird der pCO_2 mit den gemessen Werten von pH und Alkalinität und/oder TIC (total anorganisch gelöster Kohlenstoff) entsprechend den thermodynamischen Beziehungen berechnet. Im Felslabor Mont Terri konnten solche Werte an den in Langzeitexperimenten aus isolierten Bohrlochintervallen gewonnen Porenwässern aus dem Opalinuston bestimmt und der pCO_2 berechnet werden (Pearson et al. 2003). Sind solche Daten nur teilweise vorhanden und/oder nicht repräsentativ für In-situ-Bedingungen, so kann der pCO_2 mit Hilfe von Mineralgleichgewichten berechnet werden, wobei verschiedene Ansätze existieren (vgl. z.B. Coudrain-Ribstein et al. 1998, Beaucaire et al. 2000, Pearson 2002, Pearson et al. 2003). Von theoretischen Betrachtungen (z.B. Pearson & Scholtis 1995), aber auch von den Daten aus dem Felslabor Mont Terri ist bekannt, das der pCO_2 im Porenwasser von Tongesteinen in Abhängigkeit zur Salinität variiert. Für im Felslabor Mont Terri gewonnene Opalinuston-Porenwässer mit ähnlichen Salinitäten wie in Benken ergibt sich für den pCO_2 ein Wertebereich von $10^{-1.5}$ bis $10^{-3.5}$ mit einem Zentralwert von $10^{-2.2}$ (Fig. 5.12-2). Dieser Wert liegt innerhalb der Bandbreite empirischer Daten aus verschiedenen Sedimentformationen im entsprechenden Temperaturbereich (Coudrain-Ribstein et al. 1998). Aufgrund von geochemischen Modellrechnungen von Karbonat-Silikat-Reaktionen nach Coudrain-Ribstein et al. (op. cit.) ergeben sich ebenfalls vergleichbare Werte (Pearson 2002).

Organischer Kohlenstoff

In einer Wasserprobe wird zwischen totalem organischen Kohlenstoff (TOC) und gelöstem organischem Kohlenstoff (DOC) unterschieden. Die Unterscheidung ist methodisch bedingt und beruht auf der Art der Filtration der Probe vor der Analyse. Für das Porenwasser in Wirt- und Rahmengesteinen von Benken gibt es keine Daten bezüglich organischem Kohlenstoff. Im Felslabor Mont Terri variieren die Gehalte an TOC von nicht offensichtlich kontaminierten, in situ beprobten Porenwässern zwischen 3.5 bis 82 mg C/l und diejeningen von DOC zwischen 3 bis 81 mg C/l (Pearson et al. 2003).

Organisches, im Porenwasser gelöstes, respektive aus dem Gestein herausgelöstes Material könnte für Radionuklide und Kationen komplexierend wirken. Die Komplexierungskapazität bzw. -stärke von wasserlöslichem organischem Material in Opalinuston-Proben aus dem Felslabor Mont Terri und der Bohrung Benken wurde von Glaus et al. (2001) untersucht und – für die untersuchten Elemente Ni, Eu und Th – als vernachlässigbar eingestuft.

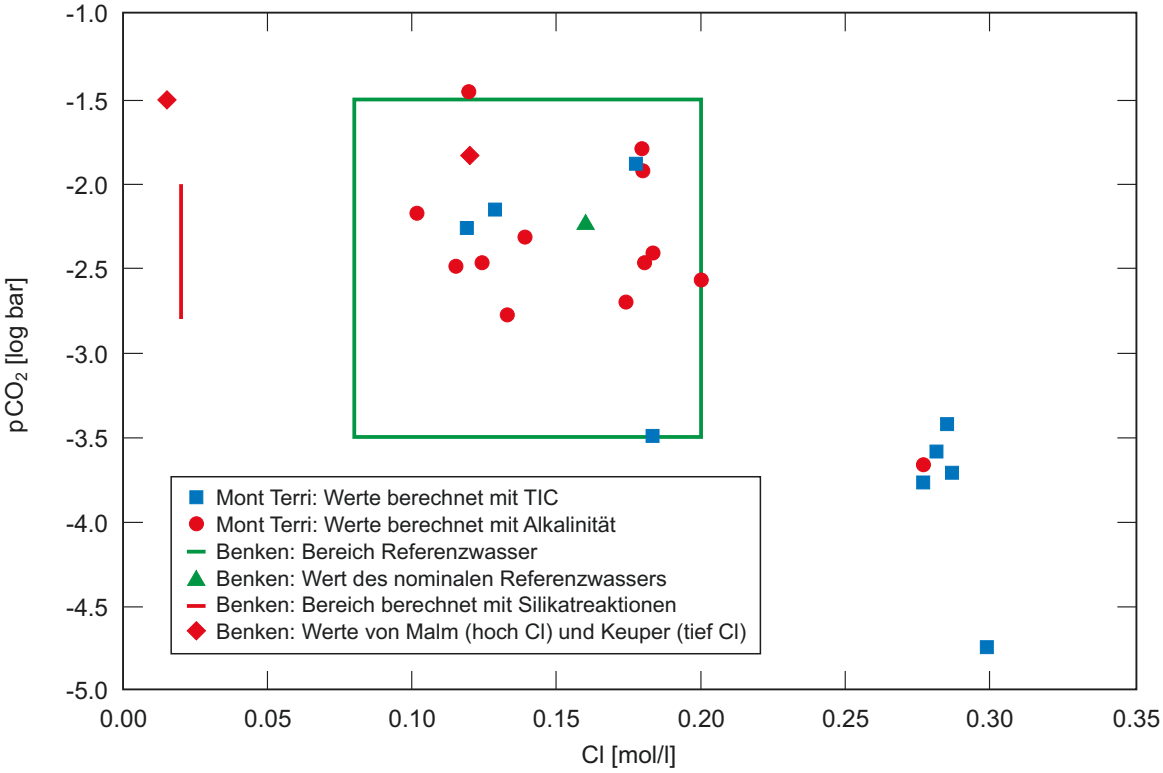


Fig. 5.12-2: Nominaler pCO_2-Wert (Zentralwert) und Wertebereich für das Referenzwasser aus der Bohrung Benken, aufgetragen gegen die Chloridkonzentration.

Dargestellt sind die pCO_2-Werte aus Wasserproben vom Mont-Terri-Opalinuston, welche für die Herleitung verwendet wurden, und die pCO_2-Werte der Grundwässer in der Bohrung Benken (Daten Mont Terri: Pearson et al. 1999, Pearson et al. 2003).

Redoxbedingungen

Eine direkte Messung von In-situ-Redoxbedingungen in Porenwässern ist in Tiefbohrungen nicht möglich. Die Redoxbedingungen müssen deshalb mit Hilfe von geochemischen Modellrechnungen aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung des Gesteins und aufgrund von Erfahrungen aus dem Felslabor Mont Terri erarbeitet werden.

Entsprechend der mineralogischen Zusammensetzung sind die wichtigsten redoxaktiven Elemente im Opalinuston Eisen, Mangan und Schwefel (Nagra 2001, Pearson et al. 2003). Reduziertes Eisen ($Fe^{(II)}$) kommt vor allem in den Karbonaten Siderit und Ankerit und in Pyrit vor. Oxidiertes Eisen ($Fe^{(III)}$) tritt in situ ausschliesslich in den wenig reaktiven Silikaten, vor allem Chlorit, auf. Mangan ist als Mischungsglied in den Karbonaten ebenfalls in reduziertem Zustand als $Mn^{(II)}$ vorhanden. Schwefel kommt im Opalinuston vor allem in reduzierter Form in Pyrit und in Spuren auch als Sulfat in Coelestin und selten Baryt vor.

Der Sauerstoffverbrauch bei vollständiger Pyritoxidation im Opalinuston beträgt rund 0.35 mol pro Kilogramm Gestein und zusätzliche 0.09 mol, wenn auch alles $Fe^{(II)}$ im Siderit oxidiert wird (Mäder 2002a). Theoretisch könnte der Gehalt an organischem Kohlenstoff der Gesteinsformation weitere 0.5 mol O_2 verbrauchen, jedoch erscheint der organische Kohlenstoff so reaktionsträge, dass er nicht oder nur in unbedeutendem Mass oxidiert wird (Kap. 7.5.1; Mäder 2002a).

5.12.3 Berechnung der In-situ-Porenwasserchemie

Konzeptuelles Vorgehen

Untersuchungen von in Langzeitexperimenten aus dem Opalinuston im Felslabor Mont Terri beprobten Porenwässern zeigen, dass deren Zusammensetzung mit chemischen Gleichgewichtsmodellen reproduziert werden kann (Bradbury & Baeyens 1997/98, Pearson et al. 1999, Arcos et al. 2001, Blanc et al. 2001, Pearson et al. 2003). Für die Herleitung der Zusammensetzung eines für die Porenwässer repräsentativen Referenzwassers wurde für den Opalinuston in Benken deshalb ein analoges Verfahren gewählt (Pearson 2002). Ähnliche Modellierungen von Porenwässern in Tongesteinen wurden z.B. von Pearson & Scholtis (1995) und Pearson et al. (1998) für die Palfris-Formation am Wellenberg, von De Windt et al. (1998) und Beaucaire et al. (2001) für Toarcian-Tonsteine von Tournemire und von Beaucaire et al. (2000) für den Boom Clay von Mol durchgeführt.

Die Modellierung basiert auf zwei Annahmen: Erstens wird – mit Ausnahme einiger freier Stoffe – die Porenwasserchemie durch ein chemisches Gleichgewicht mit der umgebenden Gesteinsmasse kontrolliert. Dies erscheint plausibel angesichts der feinkörnigen Textur des Opalinustons und der langen Verweildauer des Porenwassers in diesen Tongesteinen. Die Annahme wird weiter durch die Tatsache unterstützt, dass die zwischen dem Opalinuston und dem Wasser über geologische Zeiträume ablaufenden Reaktionen Wasserzusammensetzungen ergaben, welche mit den Resultaten der Gleichgewichtsmodellierung konsistent sind (Vergleich mit frei auslaufenden Porenwässern aus Bohrungen im Felslabor Mont Terri, Pearson et al. 2003). Zweitens wird angenommen, dass das Wasser-Gesteins-Gleichgewicht, welches die Konzentrationen der kontrollierten Stoffe bestimmt, durch die Reaktionen mit Karbonatmineralien und Kationenaustausch mit Tonmineralien modelliert werden kann. Die Gültigkeit dieser Annahme ist wegen möglicher signifikanter Kontrollen durch Silikatminerale weniger sicher. Sie wird jedoch durch die erfolgreiche Modellierung des Porenwassers im Opalinuston vom Mont Terri bestätigt (Pearson et al. 2003).

Bei den Berechnungen werden die Konzentrationen der freien Stoffe als bekannte Eingabeparameter vorgegeben. Die Konzentrationen der wichtigsten Kationen, d.h. der kontrollierten Stoffe, werden dann durch die entsprechenden Gleichungen von Mineralreaktionen iterativ berechnet. Ein Nachteil dieses Verfahrens ist, dass das Gleichungssystem aufgrund der Gibbs'schen Phasenregel nicht eindeutig gelöst werden kann. Für eine eindeutige Lösung muss ein weiterer Parameter, in diesem Fall der pH-Wert oder der CO_2-Partialdruck (pCO_2), vorgegeben werden. Der für die Modellierung des Referenzwassers Benken gewählte Parameter ist der pCO_2.

Die Berechnungen erfolgten bezüglich Temperatur und Druck bei Standardbedingungen (25°C und 1 bar), da alle Experimente unter diesen Bedingungen durchgeführt wurden und viele thermodynamische Daten nur für diese Bedingungen gelten (Hummel et al. 2002). Eine Sensitivitätsanalyse der Berechnungen bei Formationstemperatur (38 °C) wurde durchgeführt und zeigt keine signifikanten Abweichungen (Pearson 2002).

Zur Berechnung der Wasserzusammensetzung mit den genannten Randbedingungen wurde das geochemische Modellierungsprogramm PHREEQC (v. 2.3.1, Parkhurst & Appelo 1999) mit der kürzlich überarbeiteten thermodynamischen Datenbank (Nagra/PSI TDB Version 01-01, Hummel et al. 2002) verwendet. Die für die Modellierung des Kationenaustauschs erforderlichen Spezies, Reaktionen und Selektivitätskoeffizienten wurden dem in PHREEQC verwendeten Datenfile hinzugefügt.

Parameter mit festgelegten Konzentrationen

Diese Parameter können entweder direkt gemessen oder mit Hilfe der Porosität und Erfahrungen vom Felslabor Mont Terri auf In-situ-Gehalte berechnet werden. Dabei handelt es sich um die Konzentrationen von Chlorid, Bromid und Sulfat und den Partialdruck von CO_2. Der Nominalwert und der Wertebereich für das Referenzwasser sind in Tabelle 5.12-2 dargestellt, eine detaillierte Diskussion der Herleitung findet sich in Pearson 2002. Der Nominalwert (wahrscheinlichster Wert unter Referenzbedingungen) für Chlorid von 0.16 mol/l (ca. 5'700 mg/l) entspricht auch dem empfohlenen Wert für das Wasser, mit dem die Experimente an Bohrkernmaterial von Benken durchgeführt wurden (Pearson 2000).

Tab. 5.12-2: Zusammenstellung der Parameter, Herkunft der Daten, deren Behandlung und die Eingabewerte für die Modellierung des Referenzwassers.

Detaillierte Diskussion dieser Parameter in Pearson (2002).

Parameter	**Herkunft der Daten**	**Behandlung im Modell**	**Eingabewert im Modell**
Cl^-	ausgepresstes Wasser, wässrige Auszüge	festgelegt	$0.16\ ^{+0.04}_{-0.08}$ mol/l
Br^-	Meerwasser Br/Cl	festgelegt	$Cl^- \times (1.5 \times 10^{-3})$
S_{total}	SO_4/Cl gemessen in wässrigen Auszügen	festgelegt	Cl^- * $0.15\ ^{+0.05}_{-0.10}$ mol/l
CO_2-Partialdruck	Experiment Erfahrung Mont Terri	festgelegt	$-2.2\ ^{+0.7}_{-1.3}$ log bar
pH-Wert	Thermodynamik	Elektroneutralität der Lösung	minimiert auf Elektroneutralität
CO_3^{2-}	Thermodynamik	Gleichgewicht zwischen gelösten Karbonatspezies	pH und pCO_2
Ca^{2+}	Thermodynamik, Geologie	Calcit-Sättigung	log K_{Calcit}
Mg^{2+}	Thermodynamik, Geologie	Dolomit-Sättigung	log $K_{Dolomite_ord}$
Na^+	Experiment Erfahrung Mont Terri	$Ca^{2+} - Na^+$-Austausch	log $K_{Ca/Na}$ $[CaX_2] / [NaX]^2$
K^+	Experiment Erfahrung Mont Terri	$K^+ - Na^+$-Austausch	log $K_{K/Na}$ [KX] / [NaX]
Sr^{2+}	Experiment Erfahrung Mont Terri	$Sr^{2+} - Na^+$-Austausch	log $K_{Sr/Na}$ $[SrX_2] / [NaX]^2$
$SiO_{2\ aq}$	Thermodynamik, Geologie	Quarz-Sättigung	log K_{Quarz}
Al_{tot}	Thermodynamik, Geologie	Kaolinit-Sättigung	log $K_{Kaolinit}$
F^-	Thermodynamik	Fluorit-Sättigung	log $K_{Fluorit}$
Redoxpotential	Thermodynamik, Geologie	SO_4^{2-} / Pyrit	
Fe^{2+}	Thermodynamik, Geologie	Siderit-Sättigung	log $K_{Siderit}$
S^{-2}	Thermodynamik, Geologie	Pyrit-Sättigung	log K_{Pyrit}
U_{tot}	Thermodynamik	UO_2-Sättigung	log K_{UO_2}
Mn_{tot}	Thermodynamik	Rhodochrosit-Sättigung	log$K_{Rhodochrosit}$

Der Wertebereich für log pCO_2 des Referenzwassers beträgt -2.2 (+0.7/-1.3) bar. Der Nominalwert unter Referenzbedingungen von $10^{-2.2}$ bar entspricht dem Zentralwert vom Mont Terri (Fig. 5.12-2). Der obere Wert von $10^{-1.5}$ bar entspricht dem höchsten pCO_2- Wert im Mont Terri. Der untere Wert von $10^{-3.5}$ bar entspricht dem der Atmosphäre und würde den pCO_2 eines Lagers, unmittelbar nach dessen Verschluss, darstellen.

Parameter festgelegt durch Gestein-Wasser-Reaktionen

Diese Parameter werden durch Gleichgewichte mit Mineralien und mit den Kationenpopulationen auf Tonmineraloberflächen berechnet. Dabei handelt es sich um die Konzentrationen der Kationen und anderer gelöster Stoffe sowie die Redoxbedingungen (Tab. 5.12-2, detaillierte Diskussion in Pearson 2002). Der pH-Wert wird in der Modellierung formell mit der Bedingung der Elektroneutralität einer wässrigen Lösung assoziiert und iterativ berechnet.

Die Vorgabe des Partialdrucks von CO_2 bestimmt die Konzentration des gelösten CO_2 ($CO_{2(aq)}$). Bei bekannter Konzentration von CO_2 und pH sind auch die Konzentrationen der anderen gelösten Karbonatspezien HCO_3^- und CO_3^{-2} festgelegt.

Das Redoxpotenzial (-0.167 V) wurde über das Sulfat-Pyrit-Gleichgewicht berechnet. Betreffend der Verwendung dieses Gleichgewichts können Vorbehalte angebracht werden, da in Laborexperimenten Sulfat in reinen Lösungen nicht redoxaktiv ist und der Übergang von 6 bis 8 Elektronen in den Gleichgewichtsreaktionen kinetisch sehr langsam ist. Es konnte aber gezeigt werden, dass langsame Reaktionen wie diejenige von Sulfat zu Sulfid in Porenwässern mit langen Aufenthaltszeiten redoxbestimmend werden können (Grenthe et al. 1992). Zudem werden in natürlichen Systemen Redoxreaktionen mit Sulfat durch mikrobielle Aktivität und Spurenelemente katalysiert, sodass solche Reaktionen bei den für ein Tiefenlager relevanten Temperaturen und Zeiträumen ablaufen können. Dies dürfte auch am Mont Terri der Fall sein (Pearson et al. 2003). Eine ausführliche Argumentation zur Verwendung des Sulfat-Pyrit-Gleichgewichts zur Berechnung des Redoxpotenzials findet sich in Pearson (2002).

Zusammensetzung des Referenzwassers und Wertebereich

Die mit zahlreichen Kombinationen von Eingabewerten modellierten Zusammensetzungen des Referenzwassers sind in den Tabellen 5.12.-3 und 5.12-4 dargestellt. Die erste, zweite und dritte Wasserzusammensetzung wurde jeweils unter Verwendung der nominalen Cl-, Br- und SO_4-Konzentrationen berechnet. Für die erste Zusammensetzung wurde der nominale pCO_2 von $10^{-2.2}$ bar verwendet, was einen pH-Wert von 7.24 und eine Alkalinität von 2.50×10^{-3} mol/l ergibt. Für die zweite und dritte Zusammensetzung wurde der pCO_2-Wert variiert und entspricht der unteren bzw. oberen Grenze des Wertebereichs ($10^{-3.5}$ bzw. $10^{-1.5}$ bar). Dies resultiert in pH-Werten von 7.89 bzw. 6.88 und dazugehörenden Alkalinitäten (Tab. 5.12-3). Die Kombination des niedrigsten bzw. höchsten pCO_2 mit den niedrigsten bzw. höchsten Cl-, Br- und SO_4-Konzentrationen in der vierten und fünften Zusammensetzung führen zum höchsten pH-Wert von 8.17 bzw. niedrigsten Wert von 6.80 (Tab. 5.12-3). Die Sättigungsindizes ausgewählter Festphasen und die Partialdrücke ausgewählter Gase (in log bar) für diese fünf Wasserzusammensetzungen sind in Tabelle 5.12-4 wiedergegeben.

Tab. 5.12-3: Zusammensetzung der Referenzwässer.

Die ersten drei Zusammensetzungen zeigen nominale Cl-, Br- und SO_4-Konzentrationen bzw. nominale, niedrige und hohe pCO_2-Werte. Die letzten beiden Zusammensetzungen weisen Kombinationen von Inputparametern auf, die zu den höchsten und niedrigsten pH-Werten führen.

	Nominale Konzentrationen und Parameterwerte		**Nominale Cl-, Br- & SO_4-Konzentrationen tiefer pCO_2**		**Nominale Cl-, Br- & SO_4-Konzentrationen hoher pCO_2**		**Tiefe Cl-, Br- & SO_4-Konzentrationen tiefer pCO_2**		**Hohe Cl-, Br- & SO_4-Konzentrationen hoher pCO_2**	
pH	7.24		7.89		6.88		8.17		6.80	
Pe	-2.83		-3.58		-2.43		-4.02		-2.29	
Eh [Volt]	-0.17		-0.21		-0.14		-0.24		-0.14	
Temperatur [°C]	25.0		25.0		25.0		25.0		25.0	
Gelöste Stoffe	**[mg/kg H_2O]**	**[mol/kg H_2O]**	**[mg/kg H_2O]**	**[mol/kg H_2O]**	**[mg/kg H_2O]**	**[mol/kg H_2O]**	**[mg/kg H_2O]**	**[mol/kg H_2O]**	**[mg/kg H_2O]**	**[mol/kg H_2O]**
Na	3880	1.69×10^{-1}	3850	1.67×10^{-1}	3920	1.71×10^{-1}	1840	8.02×10^{-2}	4920	2.14×10^{-1}
K	221	5.65×10^{-3}	219	5.61×10^{-3}	223	5.71×10^{-3}	102	2.61×10^{-3}	284	7.27×10^{-3}
Mg	182	7.48×10^{-3}	179	7.35×10^{-3}	187	7.68×10^{-3}	33	1.34×10^{-3}	316	1.30×10^{-2}
Ca	420	1.05×10^{-2}	412	1.03×10^{-2}	432	1.08×10^{-2}	75	1.86×10^{-3}	734	1.83×10^{-2}
Sr	26.6	3.04×10^{-4}	26.1	2.98×10^{-4}	27.4	3.13×10^{-4}	4.8	5.44×10^{-5}	46.5	5.31×10^{-4}
Alkalinität als HCO_3^-	153	2.50×10^{-3}	36	5.96×10^{-4}	337	5.52×10^{-3}	61	1.01×10^{-3}	292	4.79×10^{-3}
$S^{(VI)}$ als SO_4^{2-}	2310	2.40×10^{-2}	2310	2.40×10^{-2}	2310	2.40×10^{-2}	384	4.00×10^{-3}	3840	4.00×10^{-2}
$S^{(-II)}$ als H_2S	4.7×10^{-7}	1.41×10^{-11}	4.5×10^{-7}	1.38×10^{-11}	5.6×10^{-7}	1.69×10^{-11}	1.1×10^{-6}	3.38×10^{-11}	4.6×10^{-7}	1.40×10^{-11}
F	3.2	1.66×10^{-4}	3.2	1.67×10^{-4}	3.1	1.65×10^{-4}	5.1	2.67×10^{-4}	2.8	1.48×10^{-4}
Cl	5670	1.60×10^{-1}	5670	1.60×10^{-1}	5670	1.60×10^{-1}	2840	8.00×10^{-2}	7090	2.00×10^{-1}
Br	19.2	2.40×10^{-4}	19.2	2.40×10^{-4}	19.2	2.40×10^{-4}	9.6	1.20×10^{-4}	24.0	3.00×10^{-4}
Fe (total)	2.4	4.33×10^{-5}	2.3	4.13×10^{-5}	2.6	4.69×10^{-5}	4.5×10^{-1}	8.00×10^{-6}	4.3	7.74×10^{-5}
Mn (total)	1.3	2.42×10^{-5}	1.3	2.31×10^{-5}	1.4	2.61×10^{-5}	2.6×10^{-1}	4.81×10^{-6}	2.4	4.28×10^{-5}
U (total)	1.7×10^{-3}	6.96×10^{-9}	2.8×10^{-4}	1.20×10^{-9}	9.0×10^{-3}	3.79×10^{-8}	3.1×10^{-4}	1.30×10^{-9}	8.2×10^{-3}	3.46×10^{-8}
Al (total)	4.8×10^{-4}	1.78×10^{-8}	2.0×10^{-3}	7.24×10^{-8}	4.8×10^{-4}	1.76×10^{-8}	3.4×10^{-3}	1.28×10^{-7}	4.9×10^{-4}	1.81×10^{-8}
Si (total) als $SiO_{2\,aq}$	10.7	1.78×10^{-4}	10.8	1.80×10^{-4}	10.7	1.77×10^{-4}	11.0	1.84×10^{-4}	10.6	1.77×10^{-4}
Tot. Mineralisation [mg/l]	12898		12739		13143		5366		17568	
Ionenstärke [mol/l]		2.28×10^{-1}		2.26×10^{-1}		2.31×10^{-1}		9.43×10^{-2}		3.07×10^{-1}
Karbonatsystem	**[mg/kg H_2O]**	**[mol/kg H_2O]**	**[mg/kg H_2O]**	**[mol/kg H_2O]**	**[mg/kg H_2O]**	**[mol/kg H_2O]**	**[mg/kg H_2O]**	**[mol/kg H_2O]**	**[mg/kg H_2O]**	**[mol/kg H_2O]**
pCO_2 [log bar]		-2.20		-3.50		-1.50		-3.50		-1.50
$\Sigma\, C^{(+IV)}$ als C	32.4	2.70×10^{-3}	7.0	5.84×10^{-4}	79.0	6.58×10^{-3}	11.8	9.80×10^{-4}	70.3	5.85×10^{-3}
$\Sigma\, C^{(-IV)}$ als CH_4	5.9×10^{-14}	3.70×10^{-18}	1.7×10^{-14}	1.04×10^{-18}	1.2×10^{-13}	7.30×10^{-18}	3.3×10^{-13}	2.06×10^{-17}	5.1×10^{-14}	3.18×10^{-18}

Tab. 5.12-4: Sättigungsindices und Gaspartialdrücke für die Zusammensetzung des Referenzwassers.

Sättigungsindices (SI) und Gaspartialdrücke (in log bar) für die Zusammensetzung des Referenzwassers in Tabelle 5.12-3. SI = 0: Gleichgewicht zwischen der Festphase und in Lösung; SI > 0: Mineral hat Tendenz zu präzipitieren, SI < 0: Lösung hat Tendenz Mineral zu lösen (s. Text).

Festphase	**Nominale Konzentrationen und Parameterwerte**	**Nominale Cl-, Br- & SO_4-Konzentrationen; tiefer pCO_2**	**Nominale Cl-, Br- & SO_4-Konzentrationen; hoher pCO_2**	**Tiefe Cl-, Br- & SO_4-Konzentrationen; tiefer pCO_2**	**Hohe Cl-, Br- & SO_4-Konzentrationen; hoher pCO_2**
Calcit	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coelestin	0.15	0.15	0.16	-0.98	0.47
CH_4 (g)	-14.57	-15.13	-14.28	-13.83	-14.64
CO_2 (g)	-2.20	-3.50	-1.50	-3.50	-1.50
Dolomit (geordnet)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$Fe(OH)_3$ (amorph)	-4.16	-2.95	-4.81	-3.11	-4.76
$Fe(OH)_3$ (mikrokristallin)	-2.16	-0.95	-2.81	-1.11	-2.76
Fluorit	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Goethit	1.84	3.05	1.19	2.89	1.24
Gips	-0.38	-0.38	-0.37	-1.51	-0.06
Hämatit	0.57	2.98	-0.73	2.66	-0.64
Kaolinit	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Magnesit	-0.32	-0.32	-0.32	-0.32	-0.32
Magnetit	1.13	4.84	-0.87	4.52	-0.78
Pyrit	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pyrochroit	-5.98	-4.68	-6.68	-4.68	-6.68
Quarz	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rhodochrosit	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rutherfordin (UO_2CO_3)	-6.08	-7.57	-5.28	-7.89	-5.19
S (rhombisch)	-7.43	-8.17	-7.03	-8.33	-6.98
Schoepit	-6.19	-6.38	-6.09	-6.70	-6.00
Siderit	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Strontianit	-0.73	-0.73	-0.73	-0.73	-0.73
UO_2 (s)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$USiO_4$ (s)	-3.75	-3.75	-3.75	-3.75	-3.75

5.12.4 Mikroben im Opalinuston

Mikroben existieren in geologische Formationen bis in Tiefen von mehreren Kilometern. Meist ist die vorhandene Biomasse gering; durch die Katalyse von chemischen Reaktionen kann aber der mikrobielle Einfluss auf die Geochemie (Porenwasser, Festphasen) gross sein. Der Abbau von organischen Stoffen, das Einstellen des Redoxpotenzials, die Auflösung und Ausfällung

von Festphasen können durch Mikroben katalysiert sein. Eine Einschätzung der mikrobiellen Aktivität im Opalinuston ist für die Beurteilung von positiven und negativen Einflüssen auf das Barrierensystems des geplanten Tiefenlagers wichtig.

Gut konsolidierte Tonsteine gelten als eher lebensfeindlich und konservierend für organisches Material (Stroes-Gascoyne, 2002). Ein gutes Beispiel für diese konservierende Wirkung fand man in einer Tonschicht bei Dunarobba in Italien, wo fossile Baumstämme rund zwei Millionen Jahre der Degradation durch Mikroben widerstanden haben (Fig. 1.4-1). In stärker durchlässigen sandigen Sedimenten werden bedeutend höhere mikrobielle Zelldichten und Aktivitäten beobachtet als in dichtem Ton. Krumholtz et al. (1997) fanden in der Grenzschicht zwischen Tonschiefern und Sandstein besonders hohe Aktivität von Sulfat reduzierenden Bakterien, was wohl auf das Austreten von organischen Stoffen aus dem Schiefer in die lebensfreundlichere Umgebung des Sandsteins zurückzuführen ist. Der Grund für die lebensfeindlichen Eigenschaften von Tonen liegt hauptsächlich in der Porenstruktur und in der beschränkten Verfügbarkeit des Porenwassers.

Die kleine Porengrösse in Tonsteinen – im Opalinuston sind mehr als 75% der Poren kleiner als 25 nm (Kap. 5.4.6) – behindern sowohl Wachstum als auch Beweglichkeit von Mikroben, deren Zelldurchmesser in der Regel 0.1 bis einige μm beträgt. Ausserdem sind die Porenräume nur beschränkt untereinander verbunden, was sowohl die Zufuhr von Nährstoffen, als auch die Abfuhr von metabolischen Abfallstoffen behindert (Chapelle 1993).

Durch die starke Bindung des Porenwassers an die Tonmineraloberflächen, aber auch bei hohen Salzgehalten, ist dessen Aktivität und somit dessen Verfügbarkeit für Mikroben eingeschränkt (Brown 1990). Ein anschauliches Beispiel dafür findet man in der Lebensmittelkonservierung, welche diesen "Wasserentzug" durch Trocknen, Einpökeln oder die Zugabe von Zucker nutzt.

Diese Argumente legen den Schluss nahe, dass die Anzahl Mikroben im Opalinuston klein, und deren metabolische Aktivität eingeschränkt ist. Allerdings können Mikroben bei einer Erhöhung der Porosität und Durchlässigkeit rasch aktiv werden, sodass beim Bau des geplanten Tiefenlagers zum Beispiel in der Auflockerungszone vorübergehend eine erhöhte Aktivität von heimischen oder eingeschleppten Mikroben möglich ist, bis durch Selbstabdichtungsprozesse die ursprüngliche geringe Durchlässigkeit des Tonsteins annähernd wieder erreicht ist (Kap. 7.4.3).

5.12.5 Geochemie des Porenwassers im Wirtgestein: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Im Wirtgestein kann keine konventionelle Wasserprobenentnahme durchgeführt werden. Die Herleitung der Nominalzusammensetzung und der Wertebereich des In-situ-Porenwassers (Referenzwasser) muss deshalb mit Hilfe eines indirekten Verfahrens basierend auf Bohrkerndaten von Benken, Erfahrungen aus dem Felslabor Mont Terri und geochemischen Modellrechnungen erfolgen.

- Das Porenwasser im Wirtgestein ist vom Na-Cl-(SO_4)-Typ, mit einer Ionenstärke von 0.23 Mol/l und einem nominalen Chloridgehalt von 0.16 Mol/kg H_2O (ca. 5'700 mg/ kg H_2O)
- Die Zusammensetzung des Porenwassers im Wirtgestein wird durch das Gestein über Reaktionen mit Karbonatmineralien, Kationenaustausch an Tonmineralien sowie Pyrit gepuffert.
- Der nominale pH-Wert beträgt rund 7.2 bei einem assozierten CO_2-Partialdruck von $10^{-2.2}$ bar und das Redoxpotenzial liegt im reduzierenden Bereich (Eh = -0.167V).
- Die Komplexierungskapazität von wasserlöslichen organischen Substanzen im Opalinuston ist nicht signifikant.

- Die Bandbreite der einzelnen Parameter ist bekannt. Sie reflektiert dabei nicht nur die Unsicherheiten bezüglich der Bestimmung einiger spezifischer Parameter (vor allem pH, pCO_2 und Redoxpotenzial), sondern auch die Variation des heutigen Porenwassers mit der Tiefe und der chemischen Veränderungen, wie sie in Zukunft zu erwarten sind.
- Die Erfahrungen aus dem Felslabor Mont Terri zeigen, dass das gewählte Verfahren zur Ableitung des Referenzporenwassers mit den Felddaten konsistent ist. Die modellierte Nominalzusammensetzung und der Wertebereich sind deshalb geeignet für deren Verwendung in der Sicherheitsanalyse (Berechnung der Speziation, Löslichkeit und Sorption von Radionukliden, Interaktion des Opalinuston-Porenwassers mit den technischen Barrieren).
- Eine mikrobielle Aktivität im ungestörten Wirtgestein ist gering.

5.13 Eigenschaften des Wirtgesteins: Zusammenfassung der wichtigsten generellen Erkenntnisse

Die Eigenschaften des Wirtgesteins im Untersuchungsgebiet im Zürcher Weinland wurden anhand einer integralen Analyse aller zur Verfügung stehenden Datensätze – auch von ausserhalb des Untersuchungsgebiets – eruiert, und mit Daten von anderen Tongesteinen verglichen. Es ergeben sich folgende übergeodnete Schlussfolgerungen (detailliertere Schlussfolgerungen am Schluss der fachspezifischen Kapitel):

- Das Wirtgestein ist im Dezimeter- bis Dekameter-Bereich sehr homogen.
- Seine felsmechanischen, hydraulischen und geochemischen Eigenschaften werden massgeblich durch seine feinporöse Struktur und die elektrostatischen Wechselwirkungen zwischen den Tonmineralien, Wasser und gelösten Ionen bestimmt.
- Das felsmechanische Verhalten ist genügend verstanden, um zuverlässige Aussagen hinsichtlich der bautechnischen Machbarkeit und des Langzeitverhaltens der Auflockerungszone um die Untertagebauten zu machen.
- Die hydraulische Durchlässigkeit ist generell sehr gering. Bei niedrigen hydraulischen Gradienten ist das Darcy-Gesetz vermutlich nicht mehr gültig; es existiert wahrscheinlich ein Anfangsgradient (*threshold gradient*).
- Im projektrelevanten Tiefenbereich sind Störungen und Klüfte hydraulisch nicht wirksam, weil der Opalinuston ein inhärentes Selbstabdichtungsvermögen besitzt. Das Selbstabdichtungsvermögen ist durch Beobachtungen belegt und stimmt mit hydromechanischen Modellvorstellungen überein.
- Eine allenfalls durch das Wirtgestein erfolgende Freisetzung von Gas aus dem Tiefenlager erfolgt diffusiv, durch nicht-dilatante Zweiphasenflussprozesse, oder dilatanzgesteuert. Eine Freisetzung entlang induzierter makroskopischer Zugrisse ist bei den erwarteten Gasbildungsraten ausgeschlossen.
- Für die projektrelevanten Zeiträume und Transportdistanzen ist Diffusion der massgebende Transportprozess für die Radionuklid-Freisetzung durch das Wirtgestein. Die Diffusionsparameter für verschiedene Spezies sind bekannt; Kolloidtransport ist vernachlässigbar.
- Grossmassstäblich spielen osmotische Prozesse wegen der geringen osmotischen Effizienz des Wirtgesteins und den geringen geochemischen Gradienten nur eine untergeordnete Rolle.
- Die geochemischen Bedingungen sind reduzierend und stabil.
- Im Vergleich mit anderen Tongesteinen liegen alle ermittelten Parameter in einem Bereich, der bei den Opalinuston-spezifischen Porositäten zu erwarten ist.

6 Darstellung der hydrogeologischen Verhältnisse im Zürcher Weinland und hydrogeologische Barrierenwirkung von Wirtgestein und Rahmengesteinen

6.1 Einleitung

Aus hydrogeologischer Sicht leitet sich die Eignung des Untersuchungsgebiets im Zürcher Weinland für die Aufnahme eines geologischen Tiefenlagers nicht nur aus den hydraulischen Eigenschaften der einzelnen Komponenten des geologischen Barrierensystems ab, sondern vielmehr aus deren Zusammenwirken im Massstab der lokalen Grundwasserzirkulationsverhältnisse (vgl. Kap. 6.2). Bei dieser integralen Systembetrachtung sind neben den verschiedenen hydrogeologischen Einheiten auch geologische Störungen sowie die zeitliche Entwicklung der hydraulischen Potenzialverteilung im Untersuchungsgebiet zu berücksichtigen.

Die hydraulischen Druckhöhen in der Bohrung Benken (Tab. 4.6-1) repräsentieren eine Momentaufnahme in der Entwicklung der Grundwasserfliesssysteme im Zürcher Weinland. Die Analyse der hydrogeologischen Geschichte des Untersuchungsgebiets ermöglicht daher eine zuverlässigere Abschätzung seiner zukünftigen Entwicklung. Besonders die Porenwasser-Überdrücke im Wirtgestein sind Gegenstand solcher Betrachtungen, da diese Überdrücke einerseits die geringe hydraulische Durchlässigkeit des Wirtgesteins bestätigen und andererseits das Spektrum der hydrogeologischen Langzeitszenarien mitprägen. In Kapitel 6.3 werden verschiedene Ansätze zur Deutung der gemessenen Porenwasser-Überdrücke auch mit Hilfe numerischer Kompaktionsmodelle geprüft.

Die heutigen Grundwasserfliessverhältnisse im Zürcher Weinland (Kap. 6.4) bilden den Ausgangspunkt für die quantitative Bewertung der geologischen Barrierensysteme. Wichtige Beurteilungskriterien sind unter anderem die hydraulischen Gradienten und die Darcy-Flüsse im Wirtgestein, in den Rahmengesteinen und in den regionalen Aquiferen. Darüber hinaus gibt die Analyse der Exfiltrationspfade Aufschluss über die typischen Fliesspfadlängen in Rahmengesteinen und regionalen Aquiferen. Im Rahmen der hydrodynamischen Modellierungen werden komplementäre Hypothesen zur hydraulischen Barrierenwirkung von Wirtgestein und Rahmengesteinen mit Hilfe von Sensitivitätsanalysen systematisch überprüft.

Die numerischen Studien zur Langzeitentwicklung des Porenwasserdrucks im Wirtgestein und die hydrodynamischen Modelle der lokalen Grundwasserfliessverhältnisse geben Einblick in das Zusammenwirken der verschiedenen Systemkomponenten, welche das hydrogeologische Isolationsvermögen des geologischen Barrierensystems ausmachen. Auf der Grundlage dieses erweiterten Systemverständnisses werden in Kapitel 6.5 konkrete Freisetzungspfade als Beitrag für die sicherheitstechnische Bewertung abgeleitet.

6.2 Wirtgestein und Rahmengesteine als geologische Barrieren

Das hydrogeologische Langzeitisolationsvermögen eines geologischen Tiefenlagers im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland wird durch folgende hydrogeologischen Systemkomponenten bestimmt (vgl. auch Fig. 6.1-1):

- das Wirtgestein als primäre geologische Barriere
- die Rahmengesteine als sekundäre geologische Barrieren und z.T. als Exfiltrationspfade
- regionale Aquifere als Exfiltrationspfade
- allfällige geologische Störungen als potenzielle Exfiltrationspfade.

Der Beitrag der einzelnen Systemkomponenten zur hydrogeologischen Barrierenwirkung der Geosphäre ist sehr unterschiedlich, und der im Rahmen der Felderkundungen gewonnene Kenntnisstand bezüglich ihrer hydrogeologischen Transporteigenschaften ist nicht einheitlich. Die Bedeutung der einzelnen Systemkomponenten wird im Folgenden diskutiert. Die Untertagbauten und ihre möglichen Störeinflüsse werden in Kapitel 7 behandelt.

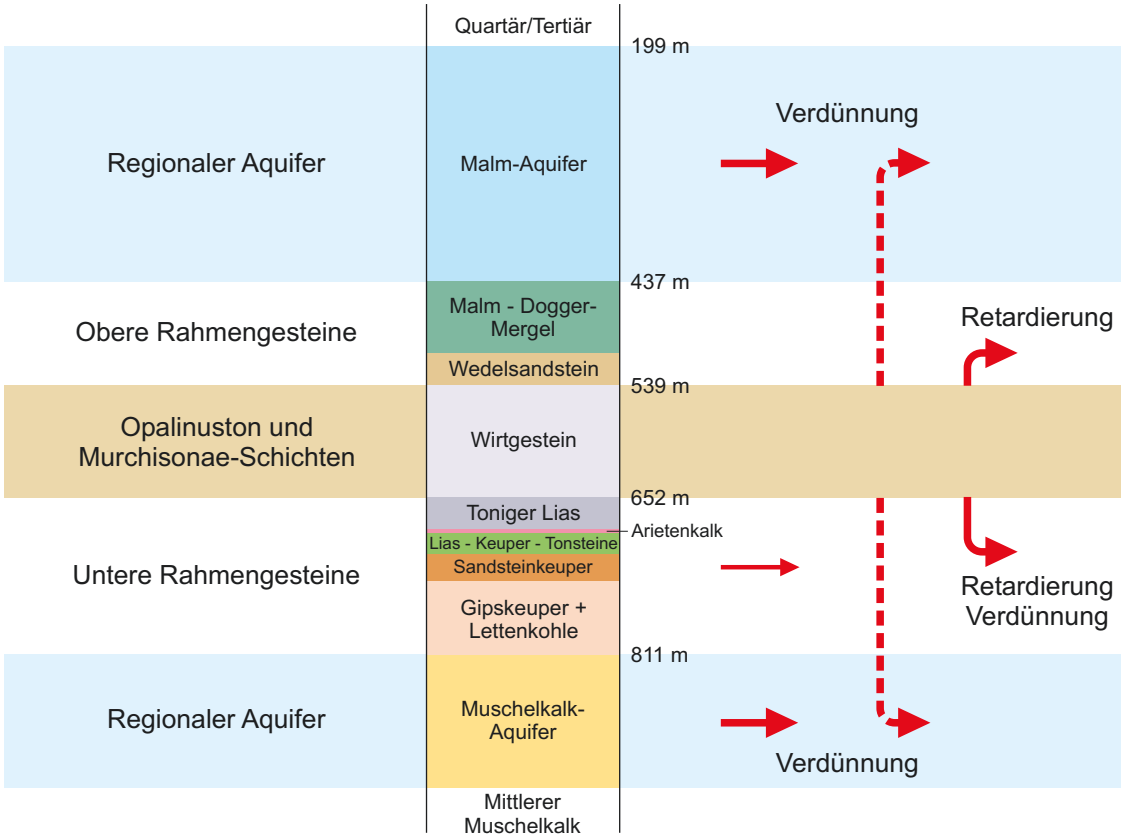


Fig. 6.1-1: Konzept der möglichen Freisetzung/Verdünnung von Radionukliden aus dem Wirtgestein durch wasserführende Formationen der Rahmengesteine und/oder regionale Aquifere.

Wirtgestein als primäre hydrogeologische Barriere

Es gibt klare Hinweise darauf, dass im Wirtgestein der Transport von gelösten Wasserinhaltsstoffen diffusionsdominiert ist, d.h. der advektive Fluss von Porenwasser spielt gegenüber dem diffusiven Transport eine untergeordnete Rolle (Kap. 4.7). Die Peclet-Zahl liefert das Kriterium zur Beurteilung des Transportprozesses (Bear 1972):

$$Pe = \frac{v_f \cdot \Delta l}{n \cdot D_e} \qquad (6.1)$$

mit:

Pe	=	Peclet-Zahl (Verhältnis zwischen advektivem und diffusivem Fluss) [-]
v_f	=	spezifischer Fluss (Darcy-Fluss) [m/s]
Δl	=	Transportpfadlänge [m]
n	=	Porosität [-]
D_e	=	Diffusionskonstante [m^2/s]

Für Pe < 1 wird ein Transportprozess als diffusionsdominiert bezeichnet, hingegen prägen für Pe > 10 Advektion und hydrodynamische Dispersion die Stoffausbreitung (vgl. auch de Marsily 1986).

Im Wirtgestein ist der *vertikale Porenwasserfluss* der Schlüsselparameter, um den Beitrag der Advektion zum Transport von gelösten Radionukliden zu beurteilen. Er wird durch die hydraulischen Eigenschaften des Wirtgesteins sowie durch die Potenzialverhältnisse (Porenwasser-Überdrücke im Wirtgestein, Potenziale in den massgeblichen Aquifersystemen) bestimmt. Im Rahmen der hydrodynamischen Modellierungen (Kap. 6.4) werden verschiedene Modellszenarien untersucht, um den vertikalen Fluss durch den Opalinuston abzuschätzen.

Die konsistente Deutung der *Porenwasser-Überdrücke,* die in der Bohrung Benken gemessen wurden, ist ein weiterer Schritt zu einem umfassenden Verständnis der Porenwasserbewegung im Wirtgestein. Unter den möglichen Hypothesen zur Erklärung dieser Überdrücke werden hydro-mechanische Prozesse als die plausibelsten betrachtet (Kap. 6.3).

Rahmengesteine und regionale Aquifere

Die oberen und die unteren Rahmengesteine werden aufgrund ihrer geringen hydraulischen Durchlässigkeit, ihrer beträchtlichen Mächtigkeit und ihres hohen Tongehalts als potenzielle hydrogeologische Zusatzbarrieren angesehen. Insbesondere der Tonige Lias besitzt die hydraulischen Attribute des Wirtgesteins (Porenwasser-Überdruck, sehr geringe Durchlässigkeit). Den regionalen Aquiferen des Malms und des Muschelkalks kommt die Funktion von möglichen Exfiltrationspfaden zu (Kap. 3.6). Eine Reihe von hydrogeologischen Evidenzen spricht allerdings dafür, dass auch der Sandsteinkeuper und der Wedelsandstein grundwasserführende Einheiten sind und damit als Exfiltrationspfade in Frage kommen (Fig. 6.1-1). Mit dem lokalen hydrodynamischen Modell wird anhand von unabhängigen Beobachtungsdaten (z.B. hydraulische Druckhöhen, Isotopenprofile; Kap. 6.4) die sicherheitstechnische Relevanz der Rahmengesteine als hydrogeologische Barrieren bzw. als mögliche Exfiltrationspfade überprüft.

Bedeutung von geologischen Störungen

Bei der Anordnung der Lagerstollen und -tunnel wird ein Sicherheitsabstand zu den bekannten regionalen Störungen eingehalten (Neuhauser Störung). Zudem sollen im Bereich der Wildensbucher Flexur keine Lagerstollen platziert werden (Kap. 9.3). Mit kleineren Störungen im Bereich des Tiefenlagers – etwa vergleichbar mit der in der Bohrung Benken in einer Tiefe von ca. 600 m angetroffenen Störung – muss hingegen gerechnet werden. Obwohl alle Beobachtungen darauf hinweisen, dass solche Störungen im Opalinuston in grösserer Tiefe die Gebirgsdurchlässigkeit nicht beeinflussen (Kap. 5.8), kann eine hydraulische Wirksamkeit nicht vollständig ausgeschlossen werden. Aus diesem Grund werden in Kapitel 6.5 in sogenannten *what if*-Szenarien auch Freisetzungspfade entlang solcher Störungen betrachtet. Als Ergänzung wird in Kapitel 6.4 am Beispiel der Neuhauser Störung und der Wildensbucher Flexur mit Hilfe von hydrodynamischen Modellierungen auch gezeigt, welchen Einfluss grössere Störungen ausserhalb des Lagers auf die lokalen Grundwasserfliessverhältnisse haben könnten, falls sie hydraulisch wirksam sind.

6.3 Porenwasserdrücke im Wirtgestein und in den Rahmengesteinen

6.3.1 Untersuchungsschwerpunkte und Vorgehen

Mit hydraulischen Packertests sind im Wirtgestein sowie in den gering durchlässigen Einheiten der oberen und unteren Rahmengesteine in der Bohrung Benken überhydrostatische Druckhöhen gemessen worden (Kap. 4.6). Mit den seit Mitte 1999 laufenden Langzeitbeobachtungen konnten diese Porenwasser-Überdrücke bisher nicht bestätigt werden (Kap. 4.6). Die Ergebnisse der in den 80er Jahren durchgeführten Packertests im Opalinuston anderer Nagra-Bohrungen sind mit grossen Unsicherheiten behaftet (Kap. 3.6); es wurden sowohl unterhydrostatische (Schafisheim) als auch hydrostatische (Riniken) Druckhöhen gemessen. Auch in Sondierbohrungen im Rahmen des Eisenbahntunnel-Projekts Wisenberg im Faltenjura zwischen Olten und Sissach wurden im Opalinuston (allerdings unsichere) unterhydrostatische Druckhöhen gemessen (Horseman et al. 1991). Im Felslabor Mont Terri variieren die Druckhöhen örtlich von hydrostatisch bis unterdydrostatisch, sind aber an keiner Stelle anomal erhöht.

Die genannten Grundlagendaten zu den hydraulischen Druckhöhen des Porenwassers im Opalinuston sind generell mit erheblichen Unsicherheiten verbunden und erscheinen zum Teil widersprüchlich. Schwerpunkt der im Folgenden dargelegten Arbeiten ist es daher, ein vertieftes Verständnis der Porenwasserdrücke im Wirtgestein zu entwickeln und mögliche Inkonsistenzen der verschiedenen Befunde zu identifizieren. Folgende Fragestellungen bilden den Ausgangspunkt der Untersuchungen:

- Sind die gemessenen Porenwasser-Überdrücke im Opalinuston des Zürcher Weinlands plausibel; sind sie konsistent mit anderen geologischen, felsmechanischen und chemischen Befunden (Versenkungsgeschichte, Kompaktions- und Deformationsverhalten, Spannungsfeld, Osmose und Quellverhalten)?
- Können die in der Bohrung Benken beobachteten Porenwasser-Überdrücke als Argument für die geringe hydraulische Durchlässigkeit des Wirtgesteins herangezogen werden?
- Welche Aussagen können zur Langzeitentwicklung der Porenwasserdrücke im Wirtgestein für einen Zeitraum von ca. 1 Ma gemacht werden, u.a. auch unter Berücksichtigung zukünftiger Vergletscherungen?

Diese Fragestellungen wurden auf verschiedenen Ebenen bearbeitet: Im Rahmen einer Literaturrecherche wurden bekannte Prozesse zur Entstehung von Überdrücken zusammengestellt und bezüglich ihrer Übertragbarkeit auf die Verhältnisse im Zürcher Weinland bewertet (Kap. 6.3.2). Darauf basierend wurden bevorzugte Hypothesen zur Entwicklung der Porenwasserdrücke im Zürcher Weinland erstellt (Kap. 6.3.3). Diese Hypothesen wurden mit Hilfe von numerischen Kompaktionsmodellen überprüft und interpretiert (Kap. 6.3.4). In Kapitel 6.3.5 schliesslich werden die aus den Literaturstudien und den numerischen Modellrechnungen gezogenen Schlussfolgerungen zusammengefasst. Auf die Langzeitentwicklung der Porenwasserdrücke im Zusammenhang mit Vergletscherungen wird im Kapitel 8.5 eingegangen.

6.3.2 Porenwasser-Überdrücke in Tonformationen: Ursachen und Prozesse

Anomal erhöhte Porenwasserdrücke werden weltweit häufig in Ablagerungsbecken mit mächtigen, tonreichen Formationen unterschiedlichen Alters beobachtet. Da solche Sediment-Akkumulationen besonders für die Erdölindustrie von Interesse sind (als Erdölmutter- und Speichergesteine oder als sog. *cap rocks*, aber auch als Problemgesteine für die Tiefbohrtechnik), gibt es vor allem in der Erdölliteratur eine Fülle von Publikationen, die sich mit Entstehung und Bedeutung von anomal erhöhten Porenwasserdrücken befassen. Eine gute Übersicht über die

Entstehungsmöglichkeiten geben z.B. Gretener & Feng (1985), Fertl et al. (1994), Neuzil (1995), Grauls (1997) und Swarbrick & Osborne (1998). Darüber hinaus gibt es zahlreiche weitere Publikationen mit Fallstudien und/oder Untersuchungen spezifischer Prozesse. Eine Literaturrecherche zur Entstehung von Porenwasser-Überdrücken ist in Senger et al. (2000) enthalten. Im Folgenden werden einige wichtige Ursachen und Mechanismen für die Entstehung von Porenwasser-Überdrücken erörtert.

Hydro-mechanische Prozesse (Kompaktions-Ungleichgewicht)

Gekoppelte hydro-mechanische Prozesse werden am häufigsten als Ursache für anomal erhöhte Porenwasserdrücke in gering durchlässigen Formationen genannt. In einem elastoplastisch deformierenden Tongestein kann die Änderung der In-situ-Spannungsverhältnisse ein Kompaktions-Ungleichgewicht verursachen, welches unmittelbar mit der Entstehung von anomalen Porenwasserdrücken verbunden ist (Kap. 5.7). Ein Tonstein kompaktiert entweder durch Zunahme der mittleren Effektivspannung oder durch Zunahme der Deviatorspannung. Eine (rasche) Erhöhung der Gebirgsspannung (undrainierter Spannungspfad) wird nach dem Prinzip der Effektivspannung (Terzaghi 1925, Kap. 5.7.2) zunächst durch eine Zunahme des Porenwasserdrucks kompensiert ("Überdruck"). Je nach Gesteinsdurchlässigkeit und Formationsmächtigkeit wird der Überdruck durch das Auspressen von Porenwasser mehr oder weniger schnell abgebaut. Das Drainieren ist Voraussetzung für die Kompaktion des Gesteins.

In einem typischen geologischen Szenarium wird eine Formation durch Sedimentakkumulation in einem Becken kompaktiert. Wenn während der Erstbelastungsphase (OCR = 1, Kap. 5.7.5) die Entwässerung mit der Lastzunahme nicht Schritt halten kann, entsteht ein Kompaktions-Ungleichgewicht mit Porenwasser-Überdrücken. Diese korrelieren in der Regel mit vergleichsweise zu hohen Porositäten. Erst durch den Abbau der Porenwasser-Überdrücke wird ein Kompaktions-Gleichgewicht erreicht, und die Porosität entspricht der normalen Porositäts-Tiefenbeziehung. Der Porenwasserdruck gleicht sich hydrostatischen Verhältnissen an.

Ein Kompaktions-Ungleichgewicht mit erhöhten Porenwasserdrücken kann auch in schwach überkonsolidierten Formationen mit geringer Porosität entstehen. Als Ursache kommen vor allem erhöhte Horizontalspannungen infolge tektonischer Prozesse in Frage. Figur 6.3-1 zeigt die 3D-Darstellung eines möglichen Spannungspfades für ein schwach überkonsolidiertes Gestein. Als Ausgangspunkt wird der normal konsolidierte Zustand des Gebirges aus der Erstbelastungsphase angenommen (Punkt A). Durch die Herabsetzung der mittleren Effektivspannung p' (z.B. durch Hebung) wird das Gebirge unter drainierenden Bedingungen entlastet und dehnt sich hierbei entlang der Entlastungs-/Wiederbelastungslinie aus (Punkt B) ohne dass anomale Porenwasserdrücke entstehen. Je nach Spannungssituation kann durch eine tektonische Spannungskomponente entweder die Effektivspannung wieder erhöht werden (Rückkehr zu Punkt A mit anschliessender normaler Kompaktion und Porenwasser-Überdrücken), oder das Gebirge wird unter undrainierten Bedingungen einer Scherspannung q ausgesetzt. Bei zunehmender Scherspannung wird schliesslich die Roscoe-Grenzzustandsfläche erreicht (Punkt C). Da sich beim Übergang von Punkt B nach Punkt C das Porenvolumen nicht verändert, entsteht ein Porenwasser-Überdruck. Dieser Überdruck dissipiert, indem die sich die mittlere Effektivspannung verringert und das Gebirge durch Scherkompaktion entlang der Roscoe-Grenzzustandsfläche plastisch deformiert wird (Übergang zu Punkt D auf der kritischen Zustandslinie). Neben dem anisotropen Spannungsregime ist eine geringe Überkonsolidierung (OCR ≈ 1.5–2.5) eine notwendige Voraussetzung für das Auftreten von Scherkompaktion; stark überkonsolidierte Gesteine neigen eher zur Dilatanz und damit zur Entstehung von Porenwasser-Unterdrücken.

Auch ein zeitabhängiges Deformationsverhalten des Wirtgesteins (z.B. visko-elastische Rheologie) und die räumliche Variabilität seiner hydro-mechanischen Eigenschaften beeinflussen die zeitliche Entwicklung des Kompaktions-Ungleichgewichts. Die resultierenden Porenwasser-Überdrücke sind ein transientes Phänomen. Unabhängig von den verursachenden hydromechanischen Prozessen wird das Kompaktions-Gleichgewicht dann erreicht, wenn der Porenwasserdruck hydrostatischen Bedingungen entspricht.

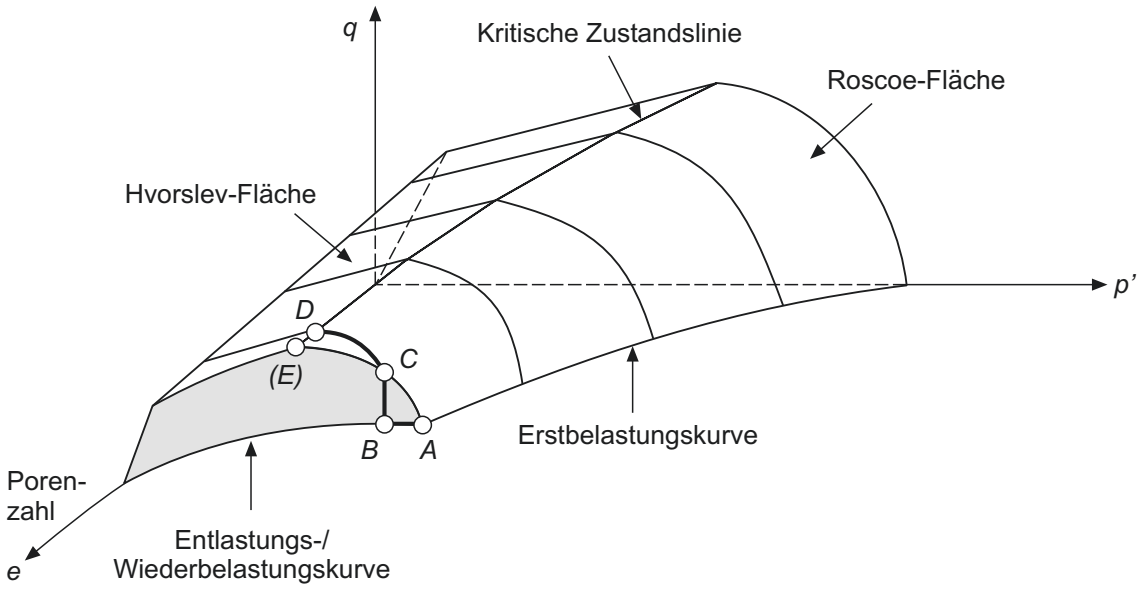


Fig. 6.3-1: Entstehung von Porenwasser-Überdrücken in leicht überkonsolidierten Tongesteinen.

3D-Darstellung des undrainierten Spannungspfads für Scherkompaktion als Folge tektonischer Horizontalspannung.

Aquathermale und mineralogisch-chemische Prozesse, Osmose, Entstehung von flüssigen oder gasförmigen Kohlenwasserstoffen

Zu einer Erhöhung des Porenwasserdrucks kommt es auch, wenn z.B. bei behinderter Deformation eines gering durchlässigen Gesteins das Porenvolumen durch chemische oder mineralogische Prozesse verringert wird, ohne dass Porenwasser entweichen kann, etwa durch Ausfällung von gelösten Stoffen im Porenraum während der Diagenese. Auch die Ausdehnung und/oder Zunahme von Wasser bei konstantem Porenvolumen hat eine Druckerhöhung zur Folge, z.B. bei einer Temperaturerhöhung bzw. der Freisetzung von Zwischenschicht-Wasser bei der Phasenumwandlung Smektit-Illit. Zu einer Druckerhöhung führt oft auch die Entstehung von flüssigen und/oder gasförmigen Kohlenwasserstoffen durch thermokatalytisches Cracken von unreifem organischem Material (Kerogen). Osmose ist ein weiterer Prozess, der zu erhöhtem Druck führen kann (vgl. Kap. 5.11). Der mögliche Beitrag solcher Prozesse zur Entstehung von Porenwasser-Überdrücken in tonreichen Formationen war während der letzten Dekaden Gegenstand zahlreicher Studien, deren Ergebnisse Eingang in die einschlägige Literatur fanden (vgl. unten).

Porenwasser-Überdrücke im Wirtgestein des Zürcher Weinlands

Die Enwicklungsgeschichte des Wirtgesteins im Zürcher Weinland mit Kompaktion, Diagenese, Versenkungs- und Temperaturgeschichte (Kap. 3.3) eröffnet ein ganzes Spektrum an Erklärungsmöglichkeiten für die beobachteten Porenwasser-Überdrücke. Gestützt auf die im Rahmen der Geosynthese erarbeiteten geologischen, geomechanischen und hydrochemischen Kenntnisse ist es aber möglich, dieses Spektrum wesentlich einzuschränken.

Im Wirtgestein und den angrenzenden Rahmengesteinen des Gebiets Zürcher Weinland fällt die Entstehung von grösseren Mengen flüssiger und/oder gasförmiger Kohlenwasserstoffe ausser Betracht, da die dazu erforderlichen Temperaturen zu keiner Zeit erreicht wurden (Kap. 3.3). Thermal bedingte Ausdehnung des Porenwassers ist gemäss vielen Autoren ohnehin keine Hauptursache für Porenwasser-Überdrücke (Daines 1982, Bethke 1985, Shi & Wang 1986, Luo & Vasseur 1995, Osborne & Swarbrick 1997). Für das Wirtgestein im Zürcher Weinland kann ein Beitrag aufgrund des zeitlichen Verlaufs und der Amplituden der Temperaturentwicklung vernachlässigt werden. Dasselbe gilt auch für mögliches, aus der Smektit-Illit-Umwandlung stammendes Zwischenschicht-Wasser im deutlich Illit/Kaolinit-dominierten Wirtgestein. Die theoretisch mögliche freiwerdende Wassermenge würde auch bei vollständiger Phasenumwandlung nicht ausreichen, um eine Druckerhöhung zu erzeugen (Osborne & Swarbrick 1997).

Für einen wirksamen osmotischen Fluss bzw. Druck im Wirtgestein des Zürcher Weinlands fehlen die hydrochemisch-paläohydrogeologischen Voraussetzungen; weiter ist die osmotische Effizienz des Opalinustons vergleichsweise gering (Kap. 5.11). Die hydrochemischen Profile weisen auf diffusive Konzentrationsabnahme verschiedener gelöster Komponenten gegen die Randbereiche des Wirtgesteins bzw. gegen die Rahmengesteine und Aquifere hin (Kap. 4.7) und damit auch auf relativ geringe osmotische Druckgradienten. Zudem sind die Salinitätskontraste zwischen Tonstein-Porenwasser und Grundwasser in den angrenzenden Aquiferen gering. Schliesslich gibt es auch keinerlei Anzeichen für eine Porenraum-Verringerung durch chemische Ausfällungen oder Mineralneubildungen in jüngerer geologischer Zeit (d.h. seit ca. 10 Ma).

Aufgrund der komplexen Versenkungsgeschichte des Untersuchungsgebiets liefern gekoppelte hydro-mechanische Prozesse ("Porenwasser-Überdrücke in leicht überkonsolidierten Tonsteinen") die plausibelste Erklärung für die beobachteten Porenwasser-Überdrücke. Die relativ ausgeprägte laterale Anisotropie der Gebirgspannung ($\sigma_H/\sigma_h \approx 1.4$) ist als Hinweis auf eine mögliche tektonische Ursache zu werten. Es sei in diesem Zusammenhang nochmals erwähnt, dass auch bei den meisten Fallbeispielen in der Literatur ein Kompaktions-Ungleichgewicht als Hauptursache für die Entstehung anomaler Porenwasserdrücke herangezogen wird.

Die Deutung der Porenwasser-Überdrücke als Folge hydro-mechanischer Prozesse ist auch für die Prognose der hydrogeologischen Langzeitentwicklung relevant. Sofern es möglich ist, aus den Szenarien zur geologischen Langzeitentwicklung (Hebung/Erosion und zukünftige Vergletscherungen; vgl. Kap. 8.2 und 8.3) die zukünftige Entwicklung der Spannungsverhältnisse im Wirtgestein abzuschätzen, kann auch die tendenzielle Entwicklung der Porenwasserdrücke im Wirtgestein prognostiziert werden (Kap. 8.5).

6.3.3 Hydro-mechanische Prozesse zur Deutung der Porenwasser-Überdrücke

Als Beitrag zur Überprüfung der Konsistenz hydrogeologischer und geomechanischer Modellansätze wurden unter Berücksichtigung der geologischen Entstehungsgeschichte verschiedene Hypothesen und Szenarien identifiziert, deren Plausibilität im Hinblick auf die Entstehung/Kon-

servierung von Porenwasser-Überdrücken mit Hilfe von Kompaktions-Modellierungen untersucht wurden. Drei mögliche Arbeitshypothesen wurden formuliert (Fig. 6.3-2):

- Aus der Beckengeschichte (Miozän-Versenkung) ererbter Porenwasser-Überdruck
- Porenwasser-Überdruck durch eine tektonische Horizontal-Spannungskomponente
- Auswirkung einer visko-elastoplastischen Rheologie auf den Porenwasserdruck.

Die Umsetzung dieser Arbeitshypothesen in konzeptuelle Modelle basiert auf der in Kapitel 3.3 rekonstruierten geologischen Beckengeschichte sowie auf den in Kapitel 5.7.4 beschriebenen Annahmen zum Langzeit-Deformationsverhalten des Wirtgesteins. Rheologisch wird das Wirtgestein als elastoplastischer Tonstein betrachtet. Die charakteristischen Langzeit-Deformationseigenschaften sind in Tabelle 5.7-5 zusammengestellt. Im Folgenden werden die verschiedenen Ansätze zur Entstehung der Porenwasser-Überdrücke dargestellt (Fig. 6.3-2 a-c).

Aus der Miozän-Versenkung ererbter Porenwasser-Überdruck

Dieser konzeptuelle Ansatz wird durch Figur 6.3-2a illustriert. Wirt- und Rahmengesteine waren während der oben beschriebenen Beckengeschichte wiederholt Versenkung und Hebung unterworfen. Bei einer Überlagerung von 1'050 bis 1'100 m, unterstützt durch diagenetische Verringerung des Porenraums, wurde das Wirtgestein bereits während der langen Versenkung in der Kreidezeit kompaktiert und konsolidiert. Es folgte eine erste Hebung im Alttertiär mit einer Abnahme der Wirtgesteins-Überlagerung auf rund 500 m, was bei Annahme drainierender Bedingungen zu Überkonsolidierung führte. Die erneute Versenkung im Miozän erzeugte vor rund 10 Ma eine maximale Überlagerung von 1'650 bis 1'700 m. Daraus resultierten die heutigen Gesteinseigenschaften Porosität, Dichte, Kompressibilität und Durchlässigkeit. Unter drainierenden Bedingungen betrug der Porenwasserdruck vor 10 Ma entsprechend der Versenkungstiefe rund 17 MPa, falls ein Kompaktionsgleichgewicht erreicht wurde. Wurde ein solches nicht erreicht (was durch die geologisch "schnelle" Versenkung plausibel erscheint), konnte ein hoher Porenwasser-Überdruck (p_{exz}) entstehen. Danach erfolgte in einem geologisch sehr kurzen Zeitraum von wenigen Ma die Hebung/Erosion bis zur heutigen Tiefenlage des Opalinustons von rund 600 m. Bezüglich seiner heutigen Tiefenlage ist das Wirtgestein mit einem OCR = 1.5–2.5 schwach überkonsolidiert (vgl. Kap. 5.7 bzw. 5.8). Wie in Figur 6.3-2a dargestellt, konnte sich während der Hebung und erosiven Entlastung der Miozän-Porenwasserdruck nur bis auf die in Benken gemessenen Werte abbauen (Tab. 4.6-1: Beste Schätzwerte für Druckhöhen 30–300 m überhydrostatisch, entsprechend 0.3–3 MPa Porenwasser-Überdruck).

Für den Fall ererbter Porenwasserdrücke aus der Miozän-Versenkung wäre deren teilweise Konservierung bzw. eine Verzögerung des Druckabbaus in den mächtigen tonreichen Formationen von Wirt- und Rahmengesteinen über einen Zeitraum von wenigen Ma erforderlich. Dies setzt eine sehr geringe Durchlässigkeit voraus, verbunden mit einer verzögerten volumetrischen Deformation des Gesteins während der Entlastung (Rheologie des Wirtgesteins, räumliche Variabilität der hydro-mechanischen Gesteinsparameter).

Die schnelle Versenkung im Miozän bis in eine Tiefe von 1'700 m kann vorübergehend zu beträchtlichen Porenwasser-Überdrücken geführt haben. Diese hätten allenfalls die Gesteinsfestigkeit überschreiten und zu Klüften oder Mikrorissen führen können. Strukturen dieser Art sind indessen im Wirtgestein heute nicht sichtbar; falls sie einmal existierten, müsste ihr Verschwinden durch Selbstheilungsprozesse im engeren Sinne erklärt werden.

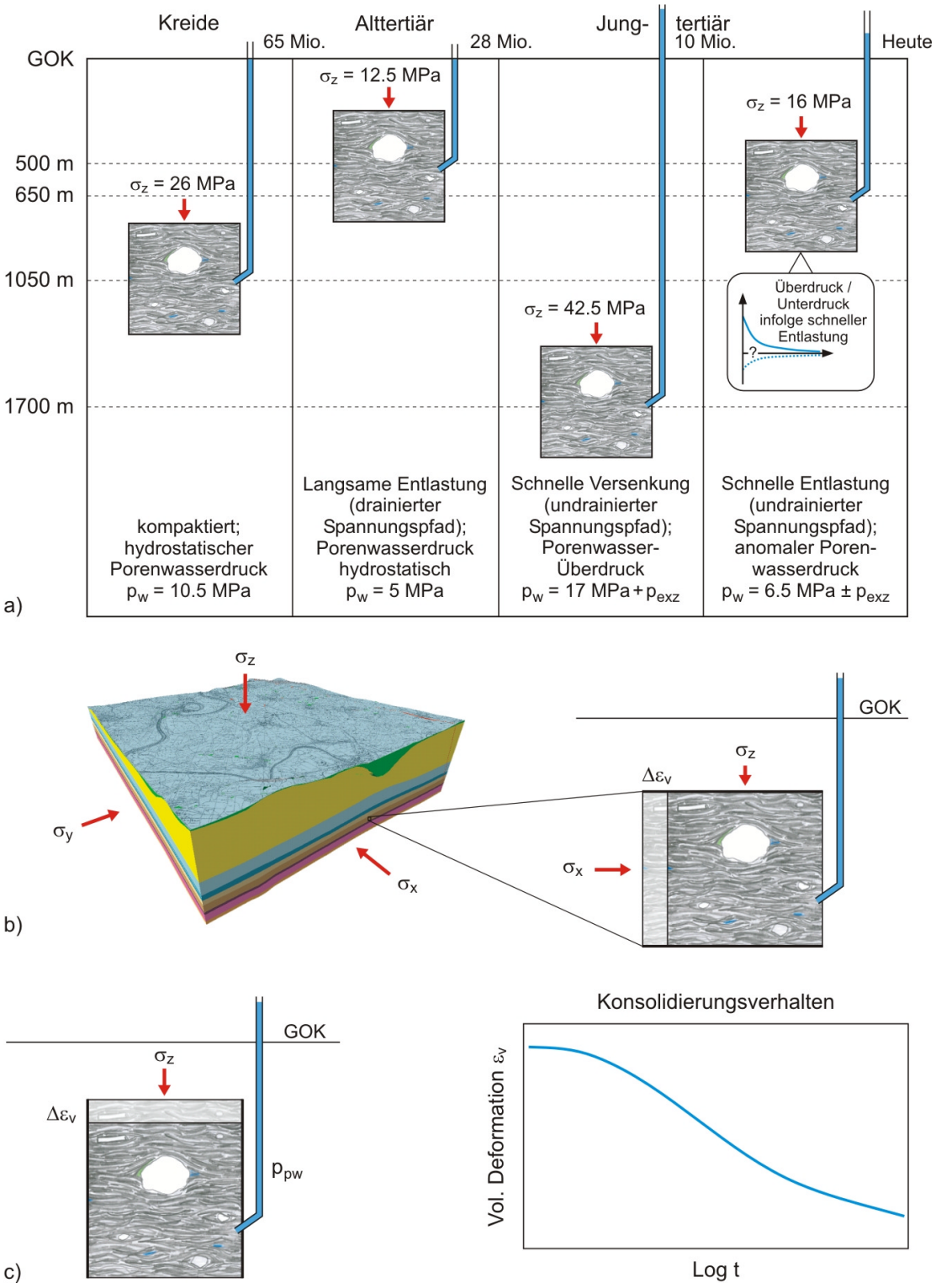


Fig. 6.3-2: Konzeptuelle Ansätze zur Deutung der Porenwasser-Überdrücke im Opalinuston.

(a) Porenwasserdruck aus Miozän-Versenkung ererbt bzw. bisher nicht abgebaut.

(b) Porenwasser-Überdruck durch horizontale Spannungskomponente tektonischen Ursprungs.

(c) Rheologie mit visko-elastoplastischer Komponente, z.B. durch Gefügeänderung.

Überdruck durch laterale Einengung (tektonische Horizontal-Spannungskomponente)

Ein zweiter konzeptueller Ansatz wird durch Figur 6.3-2b illustriert; er erhält durch die neotektonischen Befunde im erweiterten Untersuchungsgebiet, die auch mit dem Spannungszustand des Deckgebirges konsistent sind, besonderes Gewicht (vgl. Kap. 3.5 und 4.4). Der seit etwa dem späten Miozän anhaltende Fernschub, der zur Abscherung des mesozoisch-tertiären Sedimentstapels in der Anhydritgruppe und zur Entstehung des Faltenjuras führte, erzeugt im Untersuchungsgebiet ein kompressives Spannungsfeld mit einer im Wirtgestein etwa Nord-Süd gerichteten horizontalen Hauptspannungskomponente von mehr als 20 MPa, die deutlich grösser ist als die in 600 m Tiefe durch die Auflast bedingte vertikale Normalspannung von 16 MPa. Diese ungefähr schichtflächenparallele, horizontale Spannungskomponente kann zu einer kompressiven, d.h. volumenreduzierenden Verformung des Wirtgesteins führen:

- durch Erhöhung der mittleren Effektivspannung (normale Konsolidierung).
- durch Erhöhung der Deviatorspannung (Scherkompaktion; Fig. 6.3-1).

Das resultierende Kompaktions-Ungleichgewicht hat eine vorübergehende Erhöhung des Porenwasserdrucks zur Folge und bewirkt letztlich eine weitere Kompaktion des Gesteins.

Einfluss einer visko-elastoplastischen Rheologie

Zusammen mit den einwirkenden Spannungen bestimmen im Wesentlichen die rheologischen Eigenschaften das Deformationsverhalten der tonigen Formationen (vgl. Kap. 5.7.4). Zur erweiterten Untersuchung des Zusammenhangs Deformationsverhalten – Porenwasserdruck im überkonsolidierten Wirtgestein wurden im Rahmen der Modellrechnungen dessen rheologische Eigenschaften durch den Einbezug einer Viskositäts-Komponente (Fig. 6.3-2c; Einführung eines Makro-Viskositätswerts für Tongestein) modifiziert:

$$\dot{\varepsilon}_s = \frac{1-n}{\mu_s} \cdot p' \qquad (6.3\text{-}2)$$

mit:

$\dot{\varepsilon}_s$ = Deformationsrate (sekundäres Kriechen) [s^{-1}]
n = Porosität [-]
μ_s = Makroviskosität des Gebirges [Pa·s]
p' = mittlere Effektivspannung [Pa]

Der Einfluss der resultierenden visko-elastoplastischen Rheologie auf den Porenwasserdruck wurde in der Kompaktionsmodellierung sowohl für den Lastfall ohne als auch für den Fall mit Berücksichtigung einer horizontalen Spannungskomponente untersucht.

6.3.4 Kompaktions-Modellierungen zur Untersuchung der Porenwasser-Überdrücke

Verwendete Modelle, Parameterbeziehungen und Eingangsparameter

Für erste Abschätzungen der Durchlässigkeiten und der zeitlichen Entwicklung der Porenwasserdrücke im Wirtgestein gibt es einfache analytische Rechenansätze, die auf einer linear-vertikalen Betrachtung der Kompaktion basieren. Unter Einführung einer dimensionslosen Zeit stellte auch Neuzil (1995) eine einfache Beziehung zwischen Durchlässigkeit, Speicherkoeffizient/Kompressibilität und Mächtigkeit einer Formation her, welche eine Abschätzung

von möglichen Parameter-Kombinationen und zeitlichen Verhältnissen erlaubt. Mit solchen überschlägigen Rechnungen kann bereits gezeigt werden, dass z.B. eine Konservierung von Porenwasser-Überdrücken seit der ersten Versenkung in der Kreide über eine Zeit von rund 50 Ma nicht plausibel ist, da die Durchlässigkeit hierzu etwa in der Grössenordnung von $K = 1 \times 10^{-17}$ m/s liegen müsste.

Mit dem Ziel, die Plausibilität der hydro-mechanischen Prozesse für die Entstehung und/oder Konservierung der heute beobachteten Porenwasser-Überdrücke quantitativ zu bewerten, wurden die oben beschriebenen und illustrierten konzeptuellen Ansätze mit Hilfe numerischer Kompaktions-Modelle näher untersucht. Hierzu wurden von verschiedenen Bearbeitern zwei unterschiedliche Modelle eingesetzt. Es war indessen nicht Ziel dieser Arbeiten, die genauen räumlich-zeitlichen Druckverhältnisse im Untersuchungsgebiet zu ermitteln und abzubilden.

Smith & Zuidema (2001) stellten einen semi-analytischen Ansatz auf der Basis des Kompaktions-Modells von Smith (1971) auf mit dem Ziel, die Reproduzierbarkeit der heutigen Porenwasserdrücke mit plausiblen Eingangsparametern zu prüfen. Die Gesteinseigenschaften und Modell-Randbedingungen wurden innerhalb einer die Unsicherheiten abdeckenden Bandbreite variiert. Die Anfangswerte für Mächtigkeit und Porosität bei der Sedimentation wurden mit der Porositäts-/Tiefenbeziehung nach Athy (1930) abgeschätzt. Für eine angenommene heutige Mächtigkeit des Opalinustons von 100 m und eine Porosität von 0.09 gehen Smith & Zuidema von einer Anfangsmächtigkeit von 200 m und einer mittleren Anfangsporosität von 0.55 aus, bzw. 0.66 an ihrem oberen Rand. Zum Vergleich geben Wetzel & Allia (1996) für eine heutige Porosität von 0.10 bis 0.20 als ursprüngliche Mächtigkeit 200 m frisches Sediment mit einer mittleren Porosität von 0.75 an, unter Berücksichtigung der Kompaktion während der Sedimentation. Basierend auf Angaben für Tongesteine in Freeze & Cherry (1979) wurden für die Kompressibilität relativ hohe Werte von 1×10^{-6} bis 1×10^{-8} Pa^{-1} eingesetzt. Während der Versenkungsphase wurde zunächst ein elastisches Deformationsverhalten zugrunde gelegt; d.h. sie erfolgt als Funktion der Überlagerungsmächtigkeit und ist daher während Hebungs-/Erosionsphasen reversibel. In einem weiteren Schritt wurde auch die irreversible Kompaktion betrachtet.

Eine zweite, erweiterte Parameterstudie wurde mit dem Beckenmodell NEWBAS durchgeführt, das an der Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris entwickelt worden war. Der Code ist in Belmouhoub (1998) dokumentiert. Die im Rahmen der Modellierung untersuchten Rechenfälle und die Ergebnisse sind in Bruel (2002) beschrieben. Es wurden für die verschiedenen Lithologien von Wirt- und Rahmengesteinen unterschiedliche Tiefen – Porositätsbeziehungen verwendet, die in Abhängigkeit von der Effektivspannung variieren. Diese Beziehung ist für das Wirtgestein in Figur 6.3-3 dargestellt, zusammen mit dem damit verknüpften Speicherkoeffizienten. Die Porositäts-Durchlässigkeitbeziehung basiert auf der Gleichung von Kozeny-Carman (Gl 5.8-4).

Mechanische Deformationen erfolgen im NEWBAS-Modell nur in vertikaler Richtung. Analog zum *Cam-Clay*-Ansatz (Kap. 5.7) kompaktiert ein Volumenelement, wenn die mittlere Effektivspannung den Wert der maximal erreichten Effektivspannung (*preconsolidation stress*) überschreitet. Bei Entlastung (abnehmende Effektivspannung) in Hebungs-/Erosionsphasen bzw. bei Wiederbelastung unterhalb der maximal erreichten Effektivspannung tritt eine geringe elastische Deformationskomponente auf (konstantes Kompressionsmodul 1×10^{-10} Pa^{-1}).

Der Rechencode wurde mit einfachen Mitteln so erweitert, dass zusätzlich der Einfluss einer tektonisch bewirkten horizontalen Spannungskomponente auf die mittlere Effektivspannung berücksichtigt werden konnte:

$$p' = \frac{1}{3}\left[(1+\frac{2\cdot\nu}{1-\nu})\cdot\sigma_v + \sigma_{tekt}\right] - p_w \qquad (6.3\text{-}2)$$

mit:

p'	=	mittlere Effektivspannung [Pa]
ν	=	Poisson-Verhältnis [-]
σ_v	=	Vertikalkomponente der Gebirgsspannung [Pa]
σ_{tekt}	=	horizontale tektonische Komponente der Gebirgsspannung [Pa]
p_w	=	Porenwasserdruck [Pa]

Wegen des eindimensionalen Modellansatzes ist nur der Prozess der normalen Kompaktion, nicht jedoch Scherkompaktion modellierbar.

Für die Modellrechnungen mit tektonischer Horizontalspannung wurde eine zeitabhängige tektonische Komponente $\sigma_{tekt}(t)$ angenommen, die im Miozän vor 23 Ma mit 0 MPa begann und heute ein Maximum von 14 MPa aufweist (Rechenfälle 5 bis 13 in Tab. 6.3-1). Als Variante dazu wurde ein Beginn des Fernschubs vor 10 Ma angenommen und der Maximalwert für die mit der Zeit zunehmende Horizontalspannung σ_{tekt} = 16 MPa auf heute in 1 Ma gesetzt (Rechenfälle 16 und 17 in Tab. 6.3-1).

Weiter wurde eine modifizierte visko-elastoplastische Rheologie gemäss Gleichung 6.3-2 eingeführt, um die Untersuchung des Konsolidierungsverhaltens zu verfeinern. Viskoses Verhalten tritt auf, wenn die mittlere Effektivspannung in einem Volumenelement den Wert der maximal erreichten Effektivspannung überschreitet (sekundäres Kriechen mit Schwellenwert) – diese Bedingungen sind während der Versenkungsphasen oder beim Auftreten grosser tektonischer Horizontalspannungen gegeben. Basierend auf Literaturdaten (Schneider et al. 1996) wurden hierzu für das Wirtgestein Werte für die Makro-Viskosität von 10 bis 20 GPa × Ma eingesetzt (Rechenfälle 12, 13, 15 und 16). Diese Werte sind von der für Opalinuston-Proben aus Kurzzeit-Kriechversuchen im Labor abgeleiteten Viskosität deutlich verschieden (Nagra 2001).

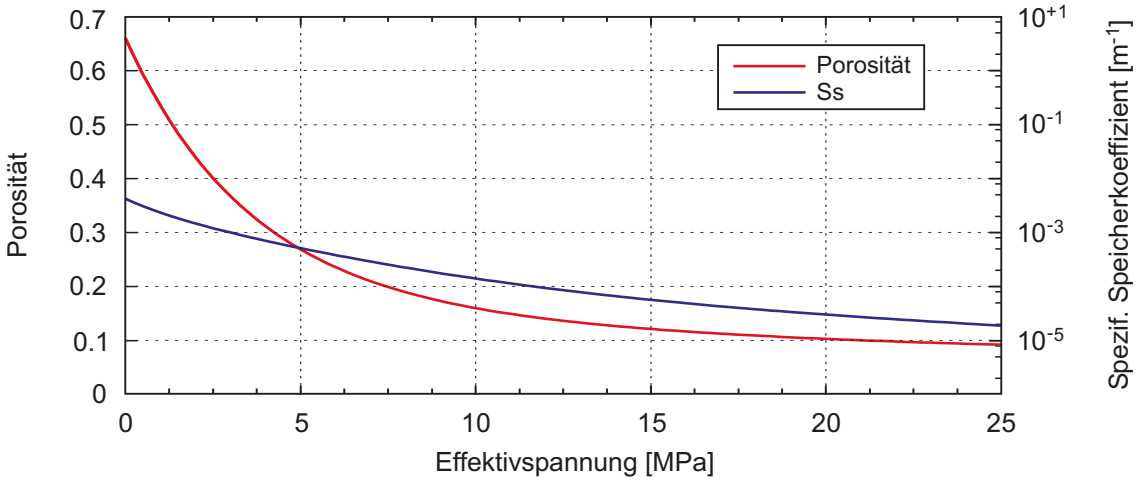


Fig. 6.3-3: Im NEWBAS-Modell verwendete Beziehungen zwischen mittlerer Effektivspannung und Porosität/Speicherkoeffizient.

Tab. 6.3-1: Übersicht über die NEWBAS-Rechenfälle mit Eingangsparametern und Ergebnissen. Aus Bruel (2002).

	Eingangsparameter				Modellergebnisse		
Rechenfall Nr.	**$K_{h,\ anf.}$** [m/s]	**K_v / K_h** [-]	**$\sigma_{tekton.}$** [MPa]	**Makro-Viskosität** [10^{15} Pa×a]	**Porosität** [-]	**Poren-wasser-Überdruck** [MPa]	**$K_{v,\ heute}$** [m/s]
3 (Basisfall)	2.8×10^{-11}	1.0	nein	nein	0.103	0.003	1.5×10^{-14}
4	2.8×10^{-12}	0.1	nein	nein	0.107	0.08	1.7×10^{-15}
5	2.8×10^{-12}	0.1	14 MPa heute	nein	0.107	0.06	1.6×10^{-15}
7	2.8×10^{-13}	0.01	14 MPa heute	nein	0.158	1.52	6.2×10^{-16}
8	2.8×10^{-13}	0.01	nein	nein	0.159	0.48	6.2×10^{-16}
9	3.2×10^{-12}	0.1	nein	nein	0.097	0.08	9.0×10^{-16}
10	3.2×10^{-12}	0.1	14 MPa heute	nein	0.097	0.20	9.0×10^{-16}
11	6.4×10^{-12}	0.1	14 MPa heute	nein	0.135	1.60	7.0×10^{-16}
12	6.4×10^{-12}	0.1	14 MPa heute	10 – 20	0.105	1.80	2.5×10^{-16}
13	4.8×10^{-12}	0.1	14 MPa heute	20	0.115	0.50	7.5×10^{-16}
14	4.0×10^{-12}	0.1	nein	nein	0.126	0.02	1.6×10^{-15}
15	4.0×10^{-12}	0.1	nein	20	0.140	0.21	2.2×10^{-15}
16	4.0×10^{-12}	0.1	16 MPa in 1 Ma	20	0.140	1.36	2.2×10^{-15}
17	4.0×10^{-12}	0.1	16 MPa in 1 Ma	nein	0.126	0.80	1.6×10^{-15}

Interpretation und Bewertung der Modellierungsergebnisse

Smith & Zuidema (2001) zeigten die Auswirkungen verschiedener Parameter-Kombinationen auf Entstehung, Ausmass und zeitliche Verhältnisse von Porenwasser-Überdrücken anhand einer Reihe von Rechenfällen, in welchen sie die ursprüngliche Mächtigkeit des Wirtgesteins, die Kompressibilität, die Parameterbeziehung Durchlässigkeit – Porosität, sowie den Schwellengradienten im erweiterten Darcy-Gesetz variierten. Die Ergebnisse sind im Wesentlichen konsistent mit den Folgerungen, die bereits aufgrund überschlägiger Rechnungen nach den Formeln von Terzaghi (1923) oder Neuzil (1995) gezogen werden konnten (vgl. oben). Sie lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Wenn die Kompaktion wie in diesem Modellansatz als reversibler Prozess behandelt wird, steigen die am Ende der langdauernden Kreide-Versenkung erreichten Werte für Porosität (um 0.06) und Durchlässigkeit (5×10^{-16} m/s) durch die Hebung/Entlastung im Alttertiär wieder an (Porosität ca. 0.20). Die rasche Versenkung im Miozän führt bei Werten für Porosität (um 0.10) und Durchlässigkeit ($K_v = 1 \times 10^{-14}$ m/s), die etwa den heutigen entsprechen, zu einem Kompaktions-Ungleichgewicht mit Porenwasser-Überdrücken bis zu 17 MPa. Für die Erhaltung von Überdrücken über einen Zeitraum von 10 Ma bis heute wären aber auch gemäss Smith & Zuidema (2001) sehr geringe Durchlässigkeiten von $K_v = 1 \times 10^{-15}$ m/s oder kleiner erforderlich. Durch Annahme eines Schwellengradienten im erweiterten Darcy-Gesetz scheinen auch bei etwas höheren Durchlässigkeiten Überdrücke zu resultieren. Für die Kompaktion der ursprüng-

lich 200 m mächtigen Ablagerung von Opalinuston (Basis-Annahme) auf die heutige (reale) Mächtigkeit von 100 m sind relativ hohe Kompressibilitäten erforderlich (Werte aus Freeze & Cherry 1979), die im Vergleich mit neueren Literaturdaten für Tongesteine eher zu hoch sind (vgl. z.B. Allen & Allen 1990). Wird die Ausgangsmächtigkeit erhöht (300 m) und/oder die Kompressibilität erniedrigt, resultiert eine zu grosse heutige Formationsmächtigkeit im Vergleich zur Realität.

Für die Modellierungen mit dem NEWBAS-Code sind aus der Zusammenstellung der von Bruel (2002) untersuchten Rechenfälle in Tabelle 6.3-1 die wesentlichen, auf die Mitte der Wirtgesteinsformation bezogenen Ergebnisse ersichtlich; sie werden im Folgenden durch graphische Darstellungen veranschaulicht und kommentiert.

Figur 6.3-4a zeigt für den Basis-Rechenfall (Nr. 3 in Tab. 6.3-1 mit zwei Varianten zur Porositätsentwicklung; siehe unten) mit $K_v = 1.5 \times 10^{-14}$ m/s – ohne zusätzliche tektonische Horizontalspannung und/oder Viskositätseinfluss – die Entwicklung von Effektivspannung und Porosität über die Zeit von der Ablagerung bis heute bzw. darüber hinaus für die Langzeitentwicklung in den nächsten 2 Ma. Die Porosität wird einerseits als reine Funktion der Effektivspannung dargestellt (grüne Kurve), ist also bei Hebung/Entlastung reversibel und folgt dem Erstbelastungspfad. Zum anderen wird ihre Entwicklung auch für den Fall der (weitgehend) irreversiblen Kompaktion dargestellt (blaue Kurve), mit einem heutigen Wert von 0.11, die dem Entlastungs-/Wiederbelastungspfad folgt. Wenn wie in diesem Rechenfall für die heutige Durchlässigkeit der Wert $K = 1.5 \times 10^{-14}$ m/s eingesetzt wird, resultiert für keine Phase der geologischen Entstehungsgeschichte ein nennenswerter Porenwasser-Überdruck; auch nicht für die Versenkungsphasen mit grosser Überlagerung.

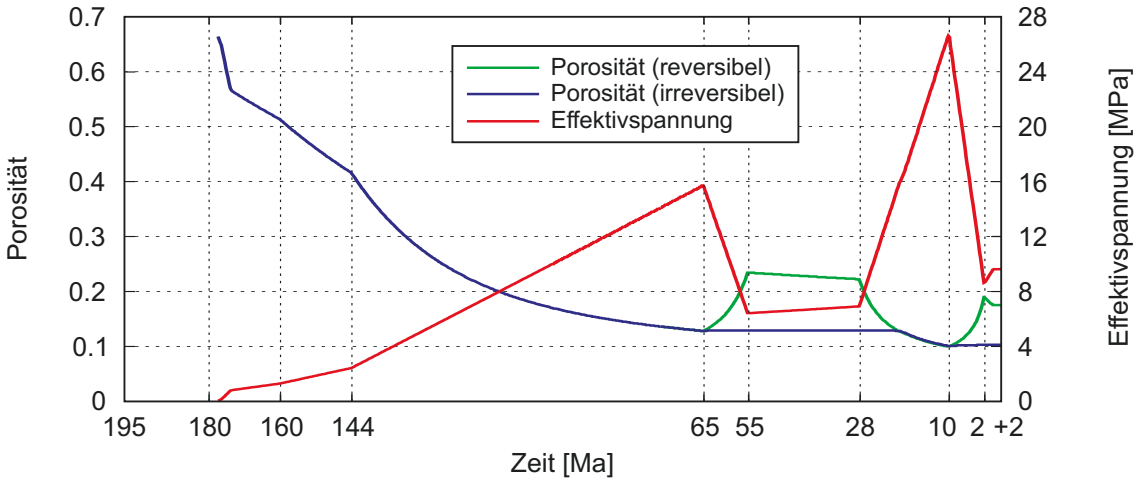


Fig. 6.3-4a: Basis-Rechenfall.

Entwicklung von Effektivspannung und Porosität des Wirtgesteins während der Beckengeschichte (Porosität dargestellt für irreversible Kompaktion und elastisches Verhalten) (vgl. Tab. 6.3-1).

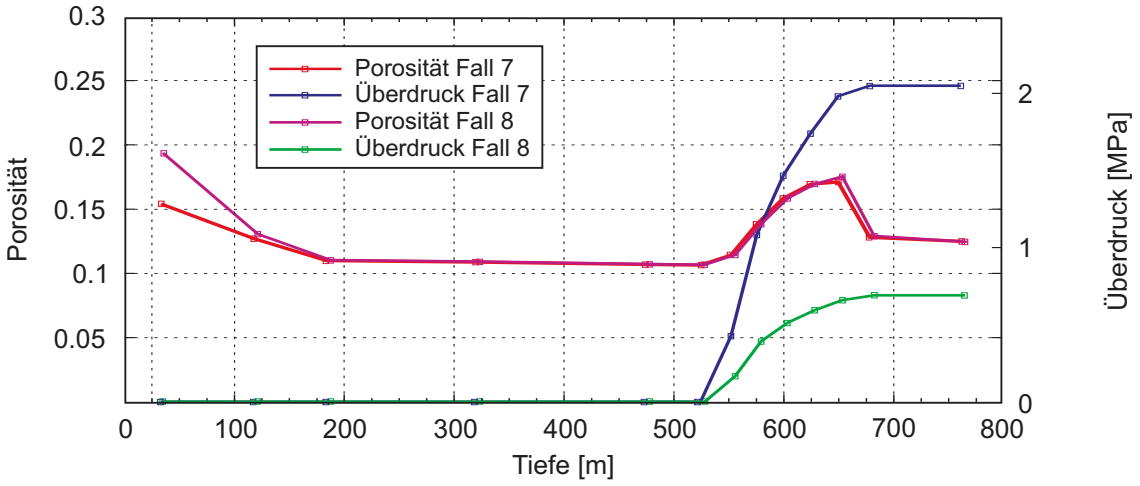


Fig. 6.3-4b: Profile von Porosität und Porenwasserdrücken in der modellierten Gesteinsabfolge.
Dargestellt für die Rechenfälle 7 und 8 (vgl. Tab. 6.3-1)

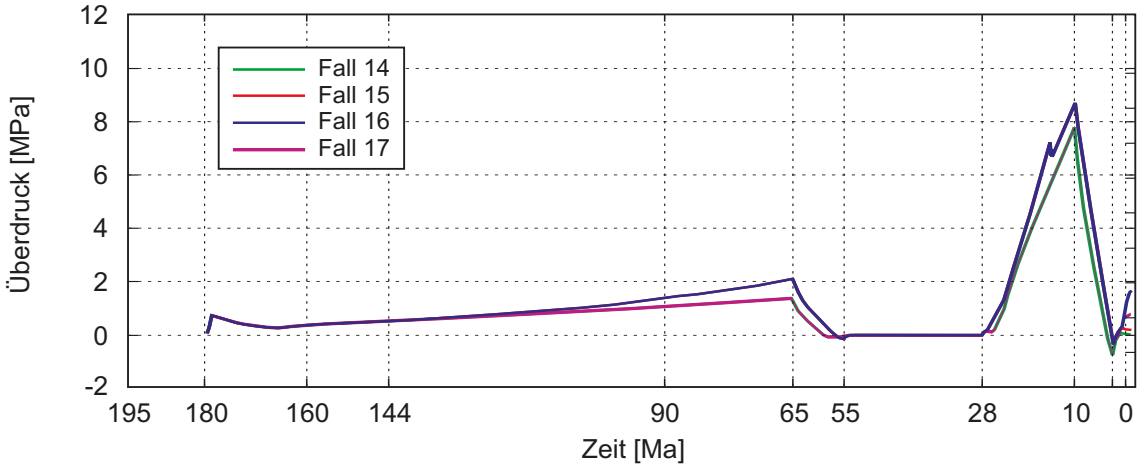


Fig. 6.3-4c: Entwicklung der Porenwasserdrücke im Wirtgestein.
Dargestellt für die Rechenfälle 14–17 (vgl. Tab. 6.3-1)

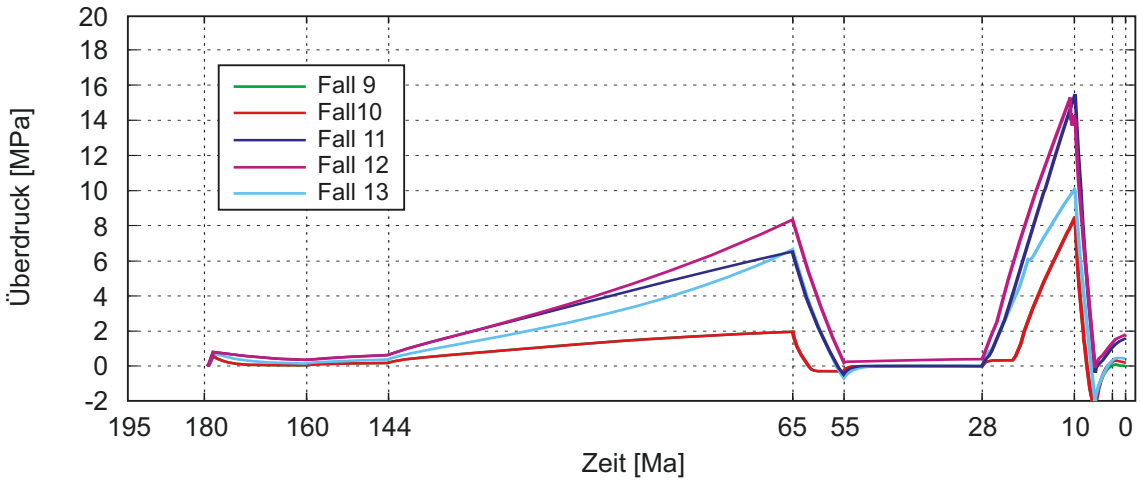


Fig. 6.3-4d: Entwicklung der Porenwasserdrücke im Wirtgestein.
Dargestellt für die Rechenfälle 9–13 (vgl. Tab. 6.3-1).

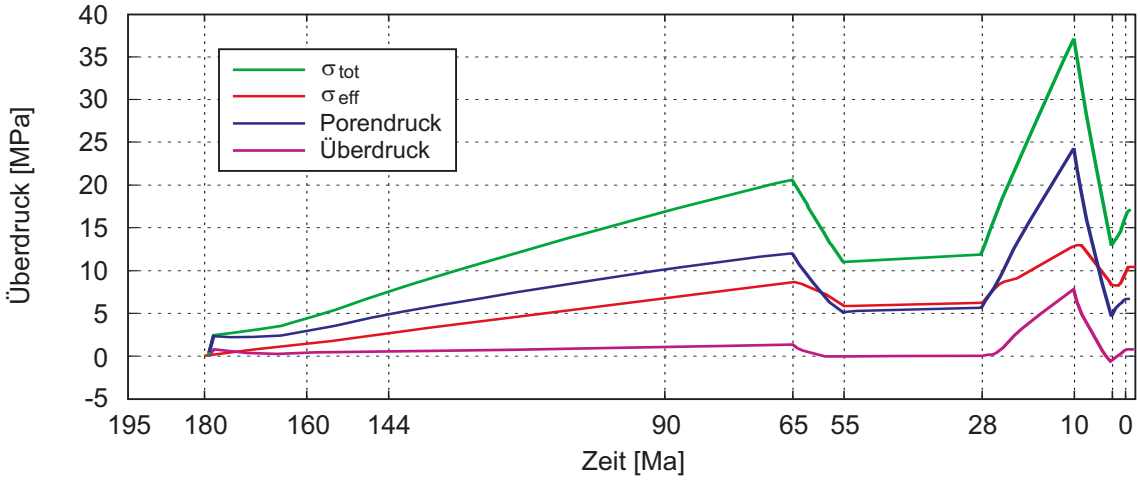


Fig. 6.3-4e: Entwicklung von Gesamtspannung (Überlagerung), Effektivspannung, In-situ-Porenwasserdruck und Porenwasser-Überdruck im Wirtgestein.

Dargestellt für den Rechenfall 17 (vgl. Tab. 6.3-1).

Auch für eine aktuelle vertikale Durchlässigkeit von $K_v = 1.7–0.9 \times 10^{-15}$ m/s in den Rechenfällen 4 und 9 wird bei einer Porosität um 0.10 heute kein nennenswerter Porenwasser-Überdruck mehr beobachtet (Tab. 6.3-1); ein solcher war aber vorher während den beiden Versenkungsphasen in der Beckengeschichte vorhanden. Auch eine verfeinerte Konzeptualisierung des Modells, namentlich mit einer differenzierteren Zuweisung von Porositäten und der Beziehung Porosität – Tiefe/Effektivspannung an die verschiedenen Lithologien von Quartär, Molasse, Karbonatgesteinen, Sandsteinen und Tonformationen in den Rechenfällen 14 bis 17 ergibt für eine heutige vertikale Durchlässigkeit von 1.6×10^{-15} m/s keine Konservierung des im Miozän entstandenen Porenwasser-Überdrucks (Rechenfall 14).

Ein aktueller Überdruck von 0.5–1.5 MPa resultiert dagegen für den Fall einer niedrigeren heutigen Durchlässigkeit von $K_v = 6 \times 10^{-16}$ m/s; die zugehörige Porosität bleibt dabei aber mit 0.16 relativ hoch. Dies wird am Beispiel der Rechenfällle 7 und 8 in Figur 6.3-4b gezeigt, in der die Entwicklung von Porosität und Porenwasserdruck im Tiefenprofil dargestellt wird. Unterhalb des Wirtgesteins, d.h. etwa ab Tiefe 650 m kann aus modelliertechnischen Gründen der Überdruck (gegen oben) nicht abgebaut werden, da die Untergrenze des Wirtgesteins als dichte Modellrandbedingung spezifiziert ist; d.h. es handelt sich hier um einen Artefakt.

Der Einfluss einer tektonischen Horizontalspannungs-Komponente auf den Porenwasserdruck wurde für verschiedene Anfangsparameter untersucht (Rechenfälle 5, 7, 10, 11, 17), dazu bei weiteren Rechenfällen in Kombination mit einer visko-elastoplastischen Rheologie (Rechenfälle 12, 13, 16).

Die Horizontalspannung allein führt nur zu erhöhten heutigen Porenwasserdrücken (1.5–1.6 MPa), wenn die Vertikaldurchlässigkeit des Wirtgesteins kleiner ist als 1×10^{-15} m/s wie bei den Fällen 7 und 11, bei denen auch die Porosität bei höheren Werten bleibt (0.135–0.158). Dies bedeutet somit, dass die Tonformation nicht ganz (bzw. nicht über-) konsolidieren kann. Einzig beim Fall 17 resultiert mit $K_v = 1.6 \times 10^{-15}$ m/s und der Porosität n = 0.126 mit einer erst vor 10 Ma (statt vor 23 Ma) einsetzenden tektonischen Horizontalspannung ein heutiger Porenwasser-Überdruck von 0.8 MPa (vgl. Fig. 6.3-4e).

Die Veränderung der Rheologie durch den Einbezug einer Makro-Viskosität von 10 bis 20 GPa·Ma für das Wirtgestein in den Rechenfällen 12, 13, 16 (jeweils auch inkl. Horizontal-

spannung) und im Fall 15 (ohne Horizontalspannung) zeigt uneinheitliche Ergebnisse. Für eine kleine heutige Durchlässigkeit von $K_v = 2.5$ bzw. 7.5×10^{-16} m/s resultieren Porenwasser-Überdrücke von 1.8 bzw. 0.5 MPa, gleichzeitig bleibt auch die Porosität mit 0.105 bzw. 0.115 im Rahmen der heutigen Werte (Tab. 6.3-2 und Fig. 6.3-4c). Bei einer heutigen Durchlässigkeit von $K_v = 2.2 \times 10^{-15}$ m/s resultiert ohne Horizontalspannung nur ein minimaler Überdruck von 0.2 MPa; mit Horizontalspannung dagegen 1.36 MPa (Rechenfälle 15 bzw. 16, Fig. 6.3-4c). Bei beiden Rechenfällen bleibt jedoch die Porosität mit 0.140 etwas erhöht. Diese Ergebnisse bezüglich Porositäten zeigen, dass die heutige Überkonsolidierung (Abnahme der Porosität auf Werte um 0.10) auch unter Berücksichtigung einer visko-elastoplastischen Rheologie nur für sehr kleine Durchlässigkeiten simuliert werden kann.

In Figur 6.3-4e ist die zeitliche Entwicklung von Gesamtspannung (Überlagerung), Effektivspannung, In-situ-Porenwasserdruck und -Überdruck für den Rechenfall 17 zusammenfassend dargestellt. Es werden Parameterwerte für Durchlässigkeit und Porosität angenommen, die den heutigen nahekommen ($K_v = 1.6 \times 10^{-15}$ m/s; n = 0.126). Daraus resultiert zunächst während der Kreide-Versenkung ein Porenwasser-Überdruck von etwa 1 MPa, der sich während der Alttertiär-Hebung wieder abbaut. Die Versenkung im Jungtertiär hat einen Porenwasser-Überdruck von 7–8 MPa zur Folge, der sich während der Hebung/Erosion bis zur Wende zum Quartär ebenfalls wieder abbaut. Mit dem Quartär, vor allem unter Einbezug der im Modell zu dieser Zeit wirksam werdenden tektonischen Horizontalspannung wird ein Überdruck von heute 0.8 MPa erreicht.

Das Einsetzen von Quartär-Ablagerungen (bzw. Gletscher-Belastung) in der Beckengeschichte allein würde für einen Porenwasser-Überdruck von 0.5 MPa nur dann ausreichen, wenn die Durchlässigkeit wie im Rechenfall 8 deutlich unter 1×10^{-15} m/s liegt, bei einer recht hohen Porosität von 0.159 (Tab. 6.3-1).

6.3.5 Porenwasserdrücke im Wirtgestein und in den Rahmengesteinen: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Im Wirtgestein sowie in den gering durchlässigen, tonigen Rahmengesteinen des Oberen Doggers/Unteren Malms und des Lias wurden Porenwasser-Überdrücke festgestellt. Mittels einer Literaturrecherche wurden mögliche Mechanismen zur Entstehung von Porenwasser-Überdrücken in Tonsteinen erörtert und bezüglich ihrer Übertragbarkeit auf das Untersuchungsgebiet bewertet. Mit Hilfe numerischer Kompaktionsmodelle wurden quantitative Abschätzungen zur Magnitude der Porenwasser-Überdrücke und zur Dissipationsrate durchgeführt.

- Zur Erklärung der Porenwasser-Überdrücke stehen gekoppelte hydraulisch-mechanische Prozesse im Vordergrund. Andere Prozesse (aquathermale, Smektit/Illit-Transformation, Osmose etc.) können möglicherweise einen Beitrag zu erhöhten Drücken liefern, sind aber nicht die massgeblichen Verursacher.
- Im Zürcher Weinland spielt die Entstehung von flüssigen und/oder gasförmigen Kohlenwasserstoffen keine Rolle, da die hierzu nötigen Temperaturen während der geologischen Versenkungsgeschichte zu keiner Zeit erreicht wurden.
- Zu den hydro-mechanischen Prozessen zählen ein durch die Beckengeschichte (Versenkung/Hebung) verursachtes Kompaktions-Ungleichgewicht, der Einfluss einer tektonisch bedingten horizontalen Spannungskomponente sowie die Rheologie des Wirtgesteins (z.B. Annahme eines visko-elastischen Langzeitverhaltens).
- Ein "klassisches" Kompaktions-Ungleichgewicht allein, verursacht durch eine "rasche" Belastung (Sedimentakkumulation) erscheint wenig wahrscheinlich, da das Wirtgestein in seiner heutigen Tiefenlage eindeutig überkonsolidiert ist. Für eine Konservierung von Über-

drücken über einen Zeitraum von 10 Ma oder mehr wären extrem kleine Durchlässigkeiten ($K_v \leq 10^{-15}$ m/s) bei gleichzeitig relativ grossen Speicherkoeffizienten/Kompressibilitäten erforderlich, die für das Wirtgestein nicht typisch und mit den Ergebnissen in Kapitel 5 nicht konsistent sind.

- Für die festgestellten Porenwasser-Überdrücke werden daher Scherspannungen als Folge der erosiven Entlastung/Abnahme der Effektivspannung und/oder eine (zusätzliche) tektonisch bedingte horizontale Spannungskomponente als plausibel erachtet (tektonischer Fernschub).
- Für die heutige Existenz von Überdrücken sind sehr geringe vertikale Durchlässigkeiten erforderlich, welche die im Rahmen der hydrogeologischen Synthesearbeiten ermittelten Werte in Kapitel 5.8 ($K_v \leq 2 \times 10^{-14}$ m/s) in keinem Fall überschreiten.
- Die durch Überkonsolidierung verursachte geringe Porosität lässt sich mit den festgestellten Porenwasser-Überdrücken zwanglos vereinbaren, wenn man für das Wirtgestein eine viskoelastische Rheologiekomponente annimmt.

6.4 Grundwasserflüsse und Fliesspfade im Wirtgestein und in den Rahmengesteinen

6.4.1 Zweck des lokalen hydrodynamischen Modells

Die Beschreibung der Fliesssysteme der Tiefengrundwässer im Zürcher Weinland stützt sich hauptsächlich auf die punktuellen hydrogeologischen Erkundungsergebnisse aus der Bohrung Benken (Kap. 4.6) sowie auf die aus der 3D-Seismik abgeleiteten Kenntnisse zum geologischen Aufbau des Untersuchungsgebiets ab. Die Isohypsenkarten der regionalen Aquifere (Kap. 3.6) – sie bilden die Schlüsselinformationen für die Definition der hydraulischen Modellrandbedingungen – sind hingegen wegen der lückenhaften Daten mit beträchtlichen konzeptuellen Unsicherheiten verbunden. Die Bedeutung des lokalen hydrodynamischen Modells liegt daher vorwiegend in der Überprüfung von Modellhypothesen zur Barrierenwirkung des Wirtgesteins und der Rahmengesteine sowie in der Vertiefung des allgemeinen hydrogeologischen Systemverständnisses. Ausserdem bildet das lokale Modell den hydrogeologischen Rahmen für die Modellierung der Porenwasserverhältnisse im Umfeld des Tiefenlagers (Kap. 7.8). Konkrete Untersuchungsschwerpunkte der hydrodynamischen Modellierungen (ohne Tiefenlager) waren:

- die Bedeutung des Wedelsandsteins innerhalb der oberen Rahmengesteine
- die Bedeutung des Sandsteinkeupers als potenzielles Aquifersystem in den unteren Rahmengesteinen
- der mögliche Einfluss einer regionalen Störung (Neuhauser Störung) und der Störungen entlang der Wildensbucher Flexur auf die lokalen hydrogeologischen Verhältnisse
- die Quantifizierung von horizontalen und vertikalen Grundwasserflüssen in Wirtgestein und Rahmengesteinen für verschiedene Modellszenarien
- die Visualisierung potenzieller Fliesspfade und die Abschätzung von Fliesswegen durch Wirtgestein und Rahmengesteine.

Der *Wedelsandstein* zeichnet sich in der Bohrung Benken durch seine gegenüber den übrigen oberen Rahmengesteinen leicht erhöhte hydraulische Durchlässigkeit sowie durch eine auffällig niedrige Druckhöhe von 342 m ü.M. aus. Die niedrige Druckhöhe ist um so schwieriger zu verstehen, wenn man berücksichtigt, dass in den hydrogeologischen Einheiten im Liegenden und

im Hangenden anomale überhydrostatische Druckhöhen gemessen wurden. Zur Erklärung dieses Sachverhalts wurden im Rahmen der hydrodynamischen Modellierungen zwei komplementäre Hypothesen untersucht und bewertet ("Wedelsandstein als Exfiltrationspfad", "Wedelsandstein als Unterdruckzone").

Im regionalen Massstab gibt es wenige Belege dafür, dass der *Sandsteinkeuper* ein ausgedehntes Aquifersystem darstellen könnte. In Benken wurden im Sandsteinkeuper – namentlich in der Stubensandstein-Formation – eine vergleichweise hohe Durchlässigkeit und eine artesische Druckhöhe von ca. 60 m über Geländeoberkante (GOK) gemessen. Auch die chemische Zusammensetzung des Grundwassers unterscheidet sich markant vom Muschelkalk und von den Porenwässern des Opalinustons. Es ist daher nicht auszuschliessen, dass der Sandsteinkeuper ein Aquifersystem darstellt, welches im Massstab des Zürcher Weinlands die Grundwasserfliessverhältnisse wesentlich mitprägt ("Sandsteinkeuper als Aquiferstruktur").

Wie in Kapitel 6.2 erwähnt, soll im Sinne eines umfassenden hydrogeologischen Verständnisses der mögliche *Einfluss grösserer Störungen* ausserhalb des Lagers auf die lokale Grundwasserzirkulation abgeschätzt werden. Von Interesse ist der durch die Störungen verursachte vertikale Grundwasseraustausch zwischen den regionalen Aquiferen und die gegenseitige Beeinflussung der Potenzialverhältnisse.

Aus dem Spektrum der erörterten Modellszenarien können die Bandbreiten für die *horizontalen und vertikalen Flüsse* in Wirtgestein und Rahmengesteinen angegeben und mit den erwarteten Porenwasserflüssen im Umfeld des Tiefenlagers (Kap. 7.8) verglichen werden. Die Abschätzungen erlauben darüber hinaus, für die einzelnen hydrogeologischen Einheiten Aussagen zu den vorherrschenden Transportmechanismen (Advektion/Diffusion) zu treffen. Ein weiteres wichtiges Produkt der Modellierungen ist die räumliche Charakterisierung der Fliesswege durch das Wirtgestein und die Rahmengesteine, die mit Hilfe von *particle tracking*-Verfahren visualisiert und quantitativ erfasst werden können (einschliesslich Histogramme der Fliesswegläng en in den einzelnen hydrogeologischen Einheiten).

6.4.2 Modellaufbau und Rechenfälle

Die laterale Erstreckung des hydrodynamischen Lokalmodells (Fig. 6.4-1) ist mit derjenigen des geologischen Lokalmodells (Fig. 4.2-2) identisch und umfasst eine Grundfläche von 10×10 km^2. Die Bohrung Benken liegt ungefähr im Zentrum des Modellgebiets. Die im lokalen hydrodynamischen Modell berücksichtigte Schichtfolge reicht vom Quartär bis zum Oberen Muschelkalk. Im Folgenden wird die konzeptuelle Einbettung des hydrogeologischen Lokalmodells erläutert, und die Umsetzung des Modellkonzepts in ein numerisches Modell wird beschrieben.

Konzeptuelle Annahmen

Das hydrodynamische Lokalmodell ist in das hydrogeologische Regionalmodell eingebettet (Kap. 3.6) und gliedert das Untersuchungsgebiet in 12 hydrogeologische Einheiten, deren räumliche Ausdehnung aus dem geologischen Lokalmodell abgeleitet wurde (vgl. Kap. 4.6). Von den tektonischen Strukturen im Modellgebiet wurden nur die wichtigsten Elemente übernommen: Die Neuhauser Störung und die Wildensbucher Flexur (vgl. Fig. 6.4-1). Die Neuhauser Störung wird als ein steilstehendes, NW-SE-streichendes planares Element implementiert. Dabei passt sich der vertikale Versatz dem beobachteten Schichtverlauf an und beträgt im Mittel ca. 50 m. Die Mächtigkeit der Neuhauser Störung beträgt im lokalen hydrogeologischen Modell 10 m. Die Wildensbucher Flexur wird in Form von drei vertikalen, gestaffelt angeordneten planaren

Elementen von je 1 km Länge repräsentiert. Diese Elemente durchdringen alle mesozoischen Schichten vom Top Malm bis zum unteren Modellrand. Die Mächtigkeit dieser Strukturen beträgt jeweils 10 m, der vertikale Versatz ist vernachlässigbar.

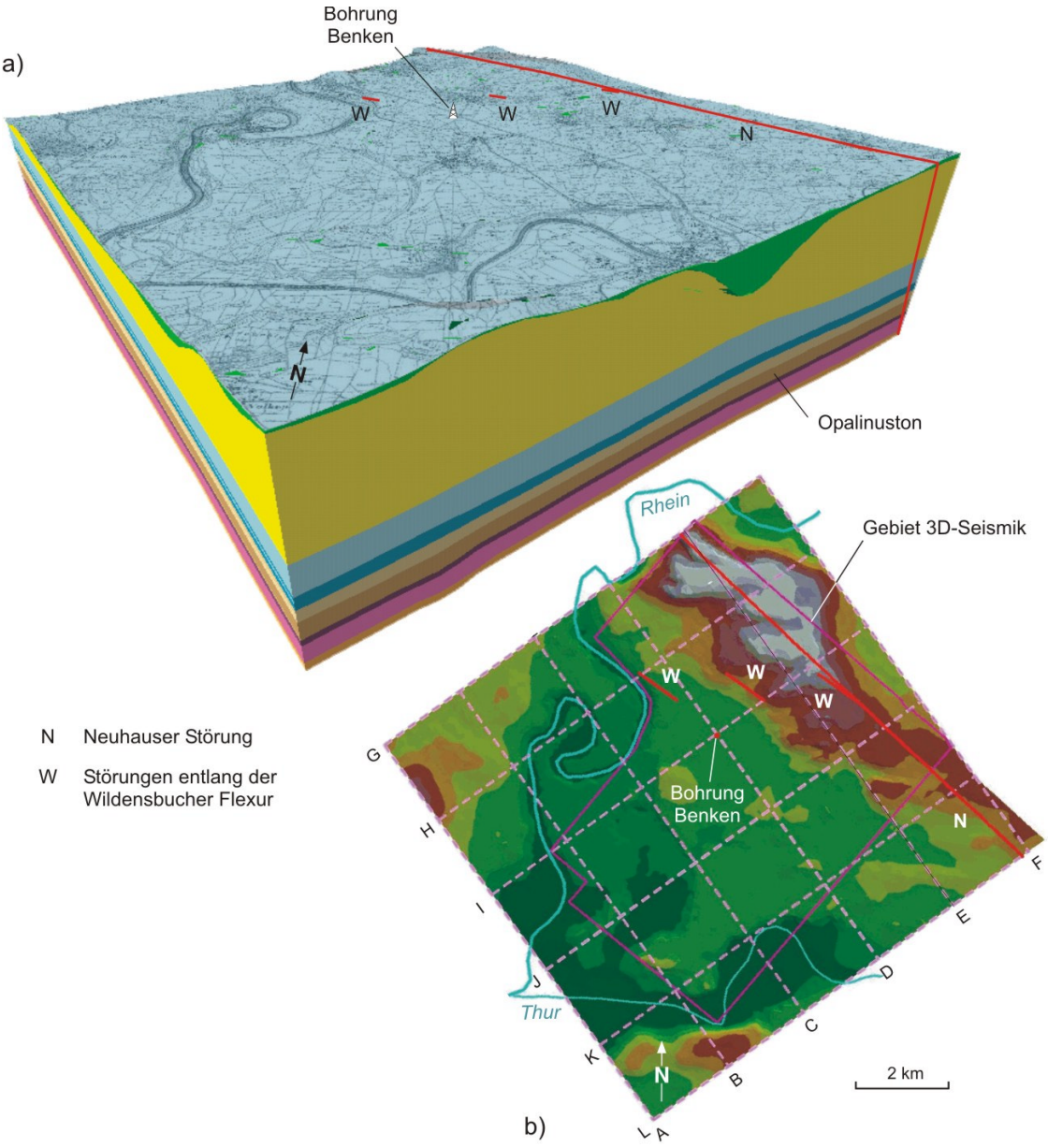


Fig. 6.4-1: Hydrodynamisches Lokalmodell.

(a) 3-D Darstellung, (b) topographische Verhältnisse.

Die laterale Erstreckung von 10 × 10 km^2 entspricht dem lokalen geologischen Modell. Die im Modell erfasste Schichtabfolge reicht vom Quartär bis zum Oberen Muschelkalk. Die Bohrung Benken liegt im Schnittpunkt der Profile D und I. Die Neuhauser Störung und die Wildensbucher Flexur werden als vertikale planare Strukturelemente implementiert.

Das Modellgebiet wird in seiner Gesamtheit als äquivalent-poröses Medium betrachtet, in dem die allgemeine Grundgleichung für eine gesättigte Grundwasserströmung gilt. Bezüglich der hydraulischen Durchlässigkeiten bestehen relativ grosse Unsicherheiten: Die in den Tabellen

4.6-1 und 4.6-2 bereitgestellten K-Werte definieren den Datensatz, der für den Referenzfall der hydrodynamischen Modellrechnungen benutzt und dann im Rahmen von Sensitivitätsrechenfällen variiert wurde, um die Auswirkung von Parameterunsicherheiten abzuschätzen (Kap. 6.4.3).

Für die meisten hydrogeologischen Einheiten wurde die räumliche Verteilung der hydraulischen Durchlässigkeit als homogen betrachtet. Ausnahmen bilden die Quartär- und Muschelkalk-Aquifere. Für diese beiden Einheiten wurde im Rahmen einer inversen Modellierung eine separate Kalibrierung durchgeführt (Kuhlmann et al. 2002), um die Potenzialverhältnisse entsprechend den gut bekannten Verhältnissen im Quartär bzw. den durch die Isohypsenkarte des Muschelkalks (Fig. 3.6-7) vorgegebenen hydraulischen Potenzialen nachzubilden. Hydraulische Anisotropiefaktoren wurden für das Tertiär, das Wirtgestein, den Tonigen Lias und die Lias-Keuper-Tonsteine eingeführt. Wedelsandstein und Sandsteinkeuper werden als wasserführende Einheiten mit vorwiegend lateralem Grundwasserfluss angesehen. Vor allem im Wedelsandstein könnte die räumliche Variabilität der K-Werte einen grösseren Einfluss auf die Grundwasserzirkulation haben, als dies in den Aquitarden der Fall ist. Um diesen Einfluss abzuschätzen, wurden die hydraulischen Eigenschaften von Wedelsandstein und Sandsteinkeuper zusätzlich durch einfache geostatistische Verteilungsfunktionen (stochastischer Prozess 2. Ordnung mit exponentiellem Variogramm) dargestellt (vgl. Tab. 6.4-1).

Die Randbedingungen für die hydrogeologischen Einheiten wurden aus den Darstellungen der regionalen hydrogeologischen Verhältnisse (Kap. 3.6) abgeleitet – die konzeptuelle Unsicherheit ist hier relativ gross. Mit einer Reihe von Rechenvarianten wird daher der Einfluss der Randbedingungen auf die Grundwasserzirkulation untersucht. Für alle hydrogeologischen Einheiten mit sehr geringer Durchlässigkeit wurden jeweils undurchlässige seitliche Modellränder festgelegt (*no flow-boundaries*), da sie keinen nennenswerten lateralen Grundwasserfluss aufweisen. Die für den Referenzfall festgelegten Randbedingungen sind in Tabelle 6.4-1 dargestellt – für den Wedelsandstein und den Sandsteinkeuper werden die Modellannahmen kurz begründet und kommentiert:

- Die Einheit *Wedelsandstein* ist, wie oben beschrieben, vergleichsweise gering durchlässig, hat aber eine auffällig niedrige Druckhöhe um 342 m ü.M. Eine mögliche Erklärung ist die Exfiltration in einen tiefer gelegenen Vorfluter (Rhein oberhalb Zurzach). Im Referenzfall wird der Wedelsandstein als hydrogeologische Einheit mit beschränkter (lateraler) Wasserführung implementiert. Die notwendigen Festpotenzial-Randbedingungen wurden aus der in Figur 6.4-2 dargestellten hypothetischen, kaum durch Daten belegten Druckhöhenverteilung hergeleitet.
- Die als *Sandsteinkeuper* zusammengefassten Formationen sind durch heterogene und anisotrope Verhältnisse gekennzeichnet (Kap. 4.6). Durch das Zusammenfassen wird der Möglichkeit einer hydraulischen Verbindung verschiedener wasserführender Schichten im Modellgebiet Rechnung getragen. Aus der interpretierten regionalen Druckhöhenverteilung im Sandsteinkeuper (Fig. 3.6-6) werden für die Modellränder Festpotenziale abgeleitet. Dabei wird für den Referenzfall eine Exfiltration aus dem Zürcher Weinland in Richtung Klettgau–Rhein angenommen. Da analog den Grundwasser-Fliessverhältnissen im tiefer gelegenen Muschelkalk-Aquifer auch eine Exfiltration in Richtung Norden in den Neckar denkbar ist, wird diese Variante in Figur 6.4-3 mit der Darstellung der Isopotenziallinien illustriert.

Eine ausführliche Diskussion der Randbedingungen aller hydrogeologischen Einheiten ist in Kuhlmann et al. (2002) zu finden.

Tab. 6.4-1: Übersicht über die im Referenzfall RF0 verwendeten Modellparameter.

K_h = Durchlässigkeit horizontal, K_v = Durchlässigkeit vertikal.

Hydrogeologische Einheit / Rechenfall	**Effektive hydraulische Durchlässigkeit [m/s]**	**Randbedingungen**
Referenzfall RF0		
1. Quartär (0 – 68 m)	Heterogene K-Verteilung Verteilung (Mittel ca. 1×10^{-4}) abgeleitet durch inverse Modellierung aus beobachteten Grundwasser-Spiegelhöhen	Gemischte Randbedingungen: Oberer Rand – Grundwasserspiegel (GWS) und Grundwasser-Neubildung (10 l/(s km^2)); Randbedingungen / seitlich: Festpotenzial gemäss Grundwasserspiegel
2. Tertiär (68 – 199 m)	$K_h = 1 \times 10^{-7}$; $K_v = 1 \times 10^{-9}$	Festpotenzial gemäss GWS im Quartär bzw. gemäss Geländeoberkante (GOK) Tertiär
3. Malm-Aquifer (199 – 437 m)	$K = 5 \times 10^{-7}$	Festpotenzial gemäss Potenzialverteilung in Fig. 3.6-5
4. Malm – Dogger-Mergel (437 – 508 m)	$K = 1 \times 10^{-12}$	Undurchlässiger Rand
5. Wedelsandstein (508 – 539 m)	$K_h = 1 \times 10^{-10}$; $K_v = 1 \times 10^{-11}$ Weitere Realisationen RF0*Rx* mit geostatistisch ermittelter K-Verteilung	Festpotenzial gemäss Potenzialverteilung in Fig. 6.4-2
6. Wirtgestein (539 – 652 m)	$K_h = 1 \times 10^{-13}$; $K_v = 2 \times 10^{-14}$	Undurchlässiger Rand
7. Toniger Lias (652 – 684 m)	$K_h = 1 \times 10^{-13}$; $K_v = 2 \times 10^{-14}$	Undurchlässiger Rand
8. Arietenkalk (684 – 688 m)	$K = 1 \times 10^{-10}$	Undurchlässiger Rand
9. Lias – Keuper-Tonsteine (688 – 709 m)	$K_h = 1 \times 10^{-11}$; $K_v = 1 \times 10^{-12}$	Undurchlässiger Rand
10. Sandsteinkeuper (709 – 736 m)	$K = 5 \times 10^{-9}$	Festpotenzial gemäss Potenzialverteilung in Fig. 3.6-6
11. Gipskeuper (736 – 811 m)	$K = 1 \times 10^{-14}$	Undurchlässiger Rand
12. Muschelkalk-Aquifer (811 – 886 m)	Heterogene K-Verteilung (Mittel: 1×10^{-6}) abgeleitet durch inverse Modellierung aus vorgegebener Druckhöhen-Verteilung	Randbedingungen seitlich: Festpotenzial gemäss Potenzialverteilung in Fig. 3.6-7; Randbedingungen unten: Undurchlässiger Rand

Numerisches Modell

Die hydrodynamischen Modellierungen wurden mit dem Programmcode CASA durchgeführt (Kuhlmann 1995). Das dreidimensionale Modell ist anhand zahlreicher analytisch lösbarer Vergleichsfälle verifiziert worden und wurde in der Vergangenheit z.B. im Rahmen der Wellenberg-Geosynthese (Nagra 1996) erfolgreich eingesetzt. CASA berechnet transiente Grundwasserströmungsvorgänge nach der Methode der finiten Elemente. Für die Abschätzung von

Fliesswegen und -zeiten der Grundwasserströmung werden *particle tracking*-Techniken nach der *random walk*-Methode verwendet. Die räumliche Variabilität der K-Verteilungen im Wedelsandstein und im Sandsteinkeuper wird mittels des Geostatistik-Pakets GSTAT simuliert (Pebesma 2000). Insgesamt besteht das Lokalmodell ohne Untertagebauten aus ca. 40'000 finiten Elementen mit rund 150'000 Knoten.

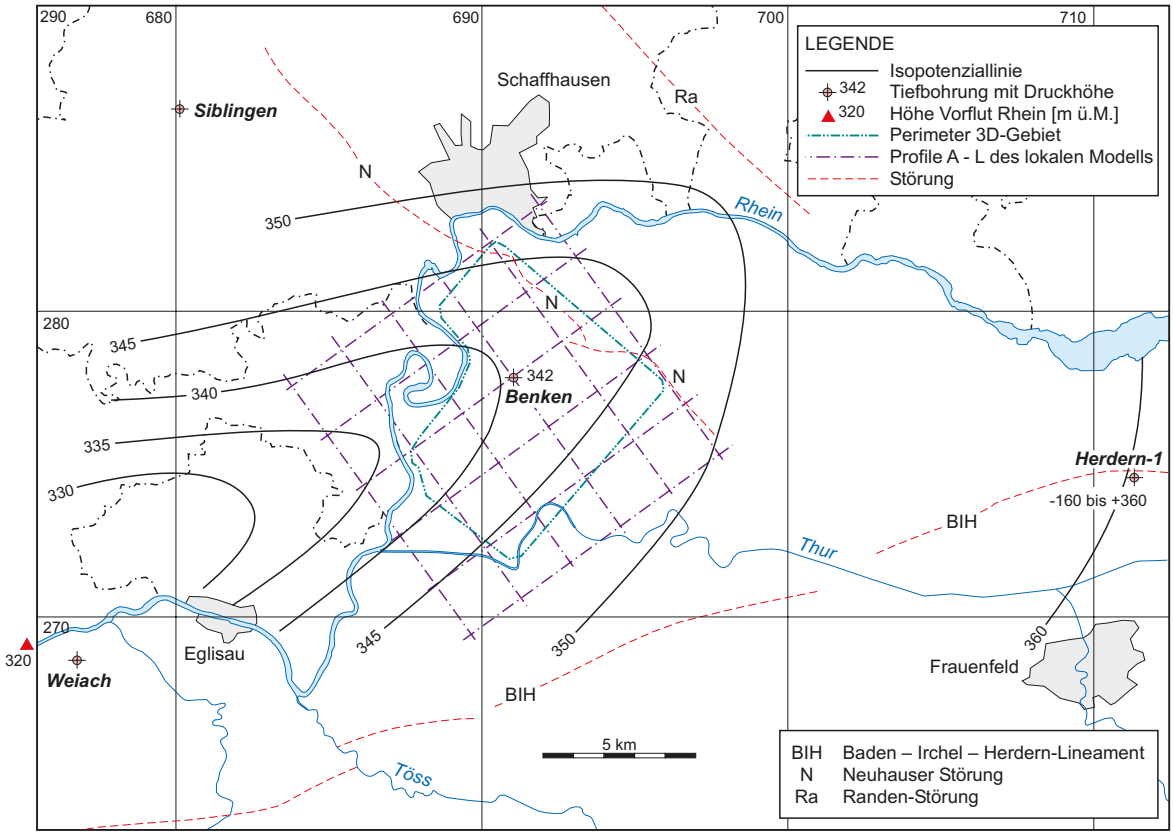


Fig. 6.4-2: Hypothetische Druckhöhenverteilung im Wedelsandstein.

Dargestellt für den Fall der Exfiltration in den Rhein (zur Herleitung der Festpotenzial-Randbedingungen für Referenzfall RF0)

Rechenfälle

Unter einem *Rechenfall* wird eine bestimmte Modellkonfiguration in Bezug auf Geometrie, Parameter, Randbedingungen und Prozesse verstanden. Es wird unterschieden zwischen dem sogenannten Referenzfall und den Sensitivitäts-Rechenfällen. Der Referenzfall stützt sich auf eine hydrogeologisch plausible und einfach zu rechtfertigende Modellkonfiguration. Dieser Referenzfall wird mit den alternativen Rechenfällen verglichen, um Parametersensitivitäten bestimmter Systemkomponenten zu quantifizieren.

Im Hinblick auf die hydrogeologische Bedeutung der Rahmengesteine wurden die in Kapitel 6.4.1 aufgeführten Untersuchungsschwerpunkte anhand von *Arbeitshypothesen* behandelt. Eine ausführliche Darstellung der Modellierungsstrategie mit einer Auflistung der untersuchten Arbeitshypothesen ist in Kuhlmann et al. (2002) zu finden.

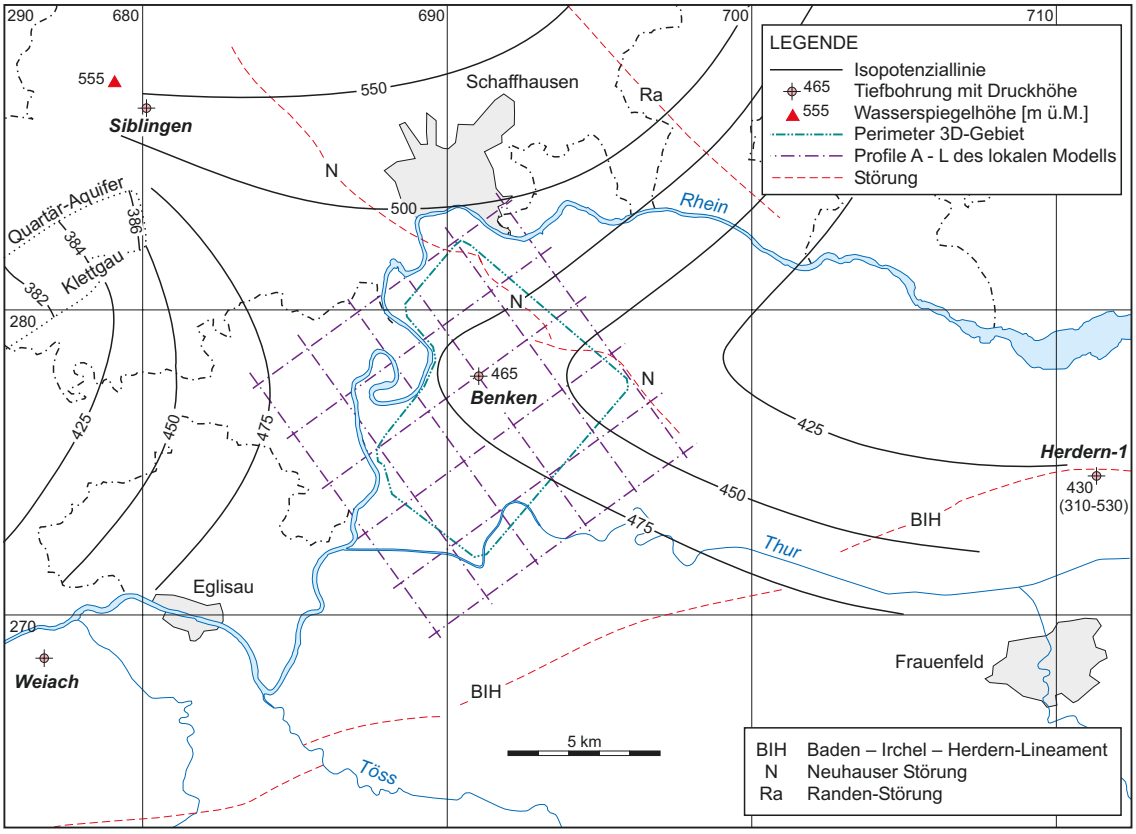


Fig. 6.4-3: Hypothetische Druckhöhenverteilung im Sandsteinkeuper.

Dargestellt für den Fall der Exfiltration in den Neckar (zur Herleitung der Festpotenzial-Randbedingungen für Rechenfall RF3)

Jeder Rechenfall führt zu einer Potenzialverteilung im Modellgebiet, aus der abgeleitete Zustandsgrössen wie hydraulische Gradienten und Flüsse sowie Partikelbahnen berechnet werden. Diese abgeleiteten Grössen werden an vordefinierten Kontrollpunkten (z.B. Bohrung Benken) berechnet und – falls vorhanden – mit Beobachtungsdaten verglichen. Jede für einen vordefinierten Kontrollpunkt abgeleitete Zustandsgrösse wird als *Modellierungsprodukt* bezeichnet.

Je nach Datenlage und untersuchter Arbeitshypothese erfolgt die *Bewertung* der Modellierungsergebnisse auf einfachen Plausibilitäts- und Konsistenzprüfungen, oder es werden Beobachtungsdaten zur quantitativen Bewertung herangezogen.

Für den Referenzfall (RF0) sind die in Kapitel 4.6 diskutierten hydraulischen Eigenschaften von Wirt- und Rahmengesteinen sowie Aquiferen verwendet worden. Tabelle 6.4-1 fasst die Modellparameter nochmals zusammen. Neben diesem Referenzfall wurden acht weitere Sensitivitäts-Rechenfälle (RF1–RF8) durchgeführt. In Tabelle 6.4-2 sind für diese Fälle RF1 bis RF8 jeweils diejenigen Modellparameter aufgeführt, welche gegenüber RF0 verändert wurden. Alle Rechenfälle RF0 bis RF8 beruhen auf der Annahme homogener hydraulischer Eigenschaften der hydrogeologischen Einheiten. Zusätzlich wurden für bestimmte Rechenfälle (RF0, RF4) eine Anzahl von Realisationen (z.B. RF0*R1*) durchgeführt, bei denen für den Wedelsandstein und den Sandsteinkeuper heterogene hydraulische Eigenschaften angenommen wurden (vgl. Kuhlmann et al. 2002).

Tab. 6.4-2: Übersicht über die in den Rechenfällen RF1–RF8 verwendeten Modellparameter.
Es sind jeweils nur die Änderungen in der Modellkonfiguration gegenüber RF0 aufgeführt.
K_h = Durchlässigkeit horizontal, K_v = Durchlässigkeit vertikal.

Rechenfall	Effektive hydraulische Durchlässigkeit [m/s]	Randbedingungen
Sensitivitäts-Rechenfälle RF1 – RF8		
RF1	Wedelsandstein: $K_h = 1 \times 10^{-9}$; $K_v = 1 \times 10^{-10}$ Sandsteinkeuper: $K = 5 \times 10^{-8}$	
RF2	Malm – Dogger-Mergel: $K = 1 \times 10^{-14}$ Wirtgestein: $K_h = 1 \times 10^{-15}$; $K_v = 2 \times 10^{-16}$ Toniger Lias: $K_h = 1 \times 10^{-15}$; $K_v = 2 \times 10^{-16}$	
RF3	Malm – Dogger-Mergel: $K = 1 \times 10^{-13}$ Wedelsandstein: $K_h = 1 \times 10^{-9}$; $K_v = 1 \times 10^{-10}$ Arietenkalk: $K = 1 \times 10^{-11}$	Sandsteinkeuper: Festpotenzial gemäss Potenzialverteilung in Fig. 6.4-3
RF4	Malm – Dogger-Mergel: $K = 1 \times 10^{-13}$ Wedelsandstein: $K_h = 1 \times 10^{-9}$; $K_v = 1 \times 10^{-10}$	Druckhöhe Wirtgestein: Quellterm für Porenwasser-Überdruck
RF5	Arietenkalk: $K = 1 \times 10^{-8}$	
RF6	Arietenkalk: $K = 1 \times 10^{-11}$ Neuhauser Störung $K = 1 \times 10^{-8}$ Wildensbucher Flexur $K = 1 \times 10^{-8}$	
RF7	Arietenkalk: $K = 1 \times 10^{-11}$ Neuhauser Störung $K = 1 \times 10^{-6}$ Wildensbucher Flexur $K = 1 \times 10^{-6}$	
RF8 (*best-fit* aus inverser Modellierung)	Malm – Dogger-Mergel $K = 3.7 \times 10^{-14}$ Wedelsandstein: $K_h = 5.2 \times 10^{-8}$; $K_v = 3.4 \times 10^{-12}$ Wirtgestein: $K_h = 1 \times 10^{-13}$; $K_v = 1.9 \times 10^{-14}$	

6.4.3 Ergebnisse der hydrodynamischen Modellrechnungen

Die hydrodynamischen Modellrechnungen umfassen die erwähnten neun Rechenfälle sowie eine Anzahl weiterer Varianten (K-Realisationen für die geostatistisch simulierten Einheiten). Die Ergebnisse der Modellrechnungen wurden in Form von Potenzialverteilungen (Vertikal- und Horizontalschnitte, 3D-Darstellungen), Partikelbahnverteilungen, Profildarstellungen der Modellierungsprodukte und Histogrammdarstellungen systematisch ausgewertet. Eine vollständige Dokumentation der Modellierungsergebnisse ist in Kuhlmann et al. (2002) enthalten. Im Folgenden werden ausgewählte Rechenfälle sowie Modellierungsprodukte dargestellt und diskutiert.

Referenzfall RF0

Im Referenzfall wird angenommen, dass neben den regionalen Malm- und Muschelkalk-Aquiferen der Sandsteinkeuper ein Aquifersystem darstellt, das sich über das gesamte Untersuchungsgebiet erstreckt und in Richtung Klettgau-Rhein exfiltriert. Auch der Wedelsandstein,

für den Fixpotenzial-Randbedingungen gemäss Figur 6.4-2 angenommen werden, besitzt im Vergleich zu den Malm-Dogger-Mergeln im Hangenden und dem Wirtgestein im Liegenden eine deutlich höhere hydraulische Durchlässigkeit. Im Wirtgestein herrschen keine überhydrostatischen Drücke. Die regionale Störung (Neuhauser Störung) und die Störungen entlang der Wildensbucher Flexur weisen keine erhöhte Durchlässigkeit auf und beeinflussen somit die Grundwasserströmung nicht.

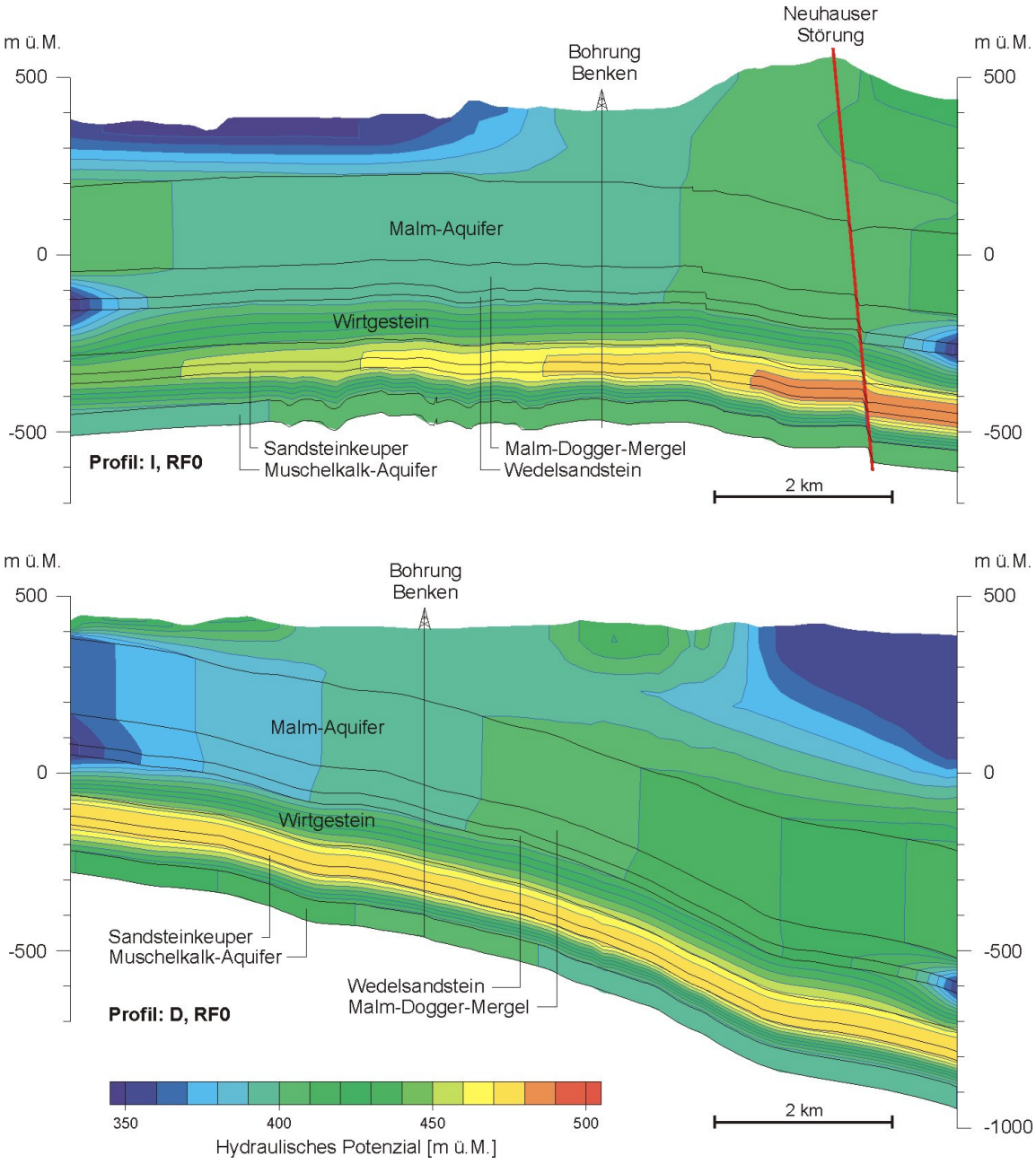


Fig. 6.4-4: Verteilung der Druckhöhen für den Referenzfall RF0 in den Vertikalschnitten D und I.

Figur 6.4-4 zeigt die Verteilung der hydraulischen Druckhöhen in den Vertikalprofilen D und I, in deren Schnittpunkt sich entsprechend Figur 6.4-1 die Bohrung Benken befindet. Die Potenziale sind in den regionalen Aquiferen (Malm, Muschelkalk) relativ homogen und weisen vor-

wiegend horizontale Gradienten auf. Dies gilt auch für den Sandsteinkeuper. Grosse Vertikalgradienten werden in den Aquitarden beobachtet, insbesondere im Wirtgestein, im Tonigen Lias und im Gipskeuper. Der mächtige Malm-Aquifer bestimmt die hydraulischen Verhältnisse im oberen Teil des Modells und entkoppelt die durch ihre komplexe Geometrie gekennzeichneten lokalen Grundwassersysteme des Quartärs und auch die des Tertiärs von den Tiefengrundwässern. Der Wedelsandstein hingegen zeigt keinen ausgeprägten Aquifercharakter. Seine hydraulische Durchlässigkeit ist zu gering, als dass er die beiden Aquitarde im Hangenden und im Liegenden wirksam drainieren könnte. Dies spiegelt sich im zentralen Modellgebiet wieder, wo das hohe hydraulische Potenzial nicht konsistent ist mit den Druckhöhen-Beobachtungen in Benken. Figur 6.4-5 zeigt die möglichen Fliesspfade durch die Bohrung Benken im Tiefenbereich des Wedelsandsteins, berechnet *mittels random walk particle tracking*. Sowohl die Zustrombereiche (*backtracking*, grüne Symbole) als auch die Exfiltrationspfade (*forward-tracking*, rote Symbole) sind dargestellt: Alle Partikel treten im Sandsteinkeuper über den nördlichen Modellrand ein und bewegen sich im Sandsteinkeuper zunächst in südlicher Richtung, bevor sie durch das Wirtgestein praktisch vertikal aufsteigen und im Wedelsandstein Richtung Nord-Westen die Lokation Benken durchströmen. Im weiteren Verlauf ist auch im Wedelsandstein und den Malm-Dogger-Mergeln im Hangenden die Strömung leicht aufwärts gerichtet, bevor schliesslich im Malm-Aquifer die horizontale Exfiltration erfolgt.

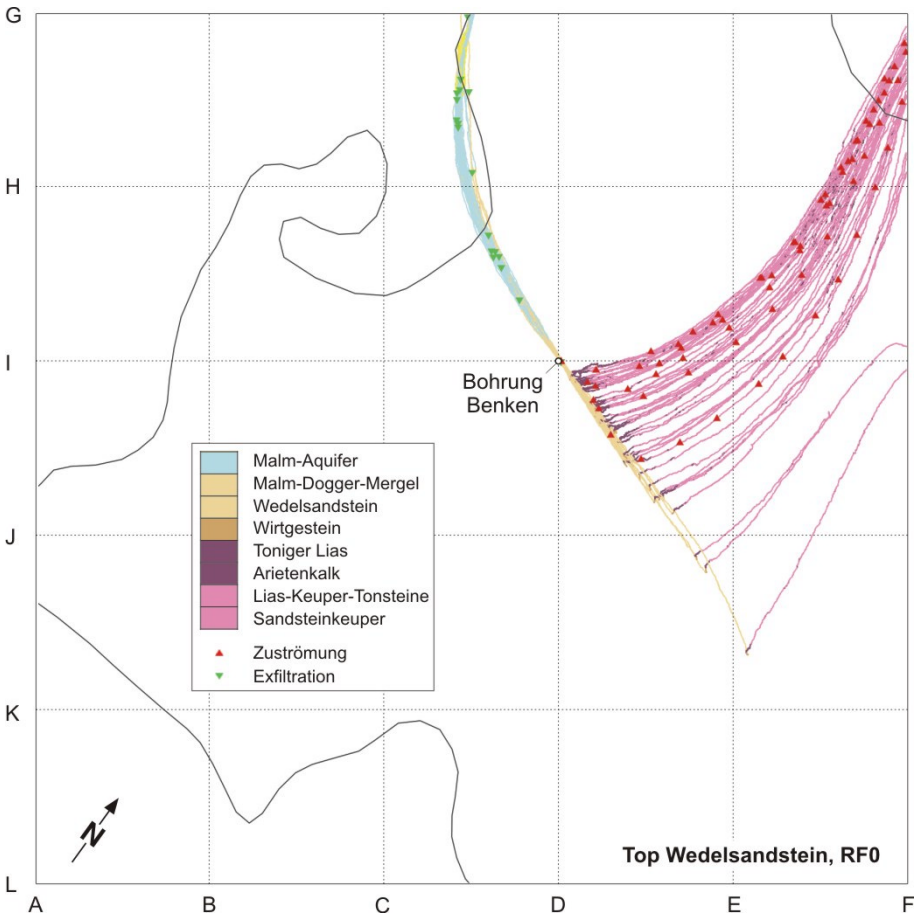


Fig. 6.4-5: Partikelbahnen durch den Wedelsandstein in der Umgebung der Bohrung Benken.

Referenzfall RF0: Durch ein rotes Dreieck sind die Zuströmungspfade gekennzeichnet (*backtracking*), durch die grünen Dreiecke der Exfiltrationspfad. Die Farbskalierung der Partikelbahnen kennzeichnet die jeweils durchquerte hydrogeologische Einheit.

Sensitivitäts-Rechenfälle RF4, RF6, RF7 und RF8

Dem Rechenfall RF4 wird die Annahme zugrunde gelegt, dass das Wirtgestein einen Porenwasser-Überdruck aufweist (Annahme: Druckhöhe 130 m überhydrostatisch im Zentrum des Schichtpakets Opalinuston/Toniger Lias), während die hydraulische Durchlässigkeit des Wirtgesteins dem Referenzfall entspricht. Es sei erwähnt, dass diese Annahmen mit einigen der in Kapitel 6.3 diskutierten Ansätze zur Entstehung der Überdruckzone nicht vereinbar sind – bei einer vertikalen Durchlässigkeit von 2×10^{-14} m/s und einem Speicherkoeffizienten in der Grössenordnung von 1×10^{-5} m^{-1} würde sich eine Überdruckzone über einen Zeitraum von 1×10^{4} bis 1×10^{5} a abbauen. Der Rechenfall RF4 stellt daher ein Szenarium dar, mit dem konzeptuelle Unsicherheiten bezüglich der Entstehung der im Wirtgestein beobachteten Porenwasser-Überdrücke abgedeckt werden sollen. Die Implementierung des Porenwasser-Überdrucks im Wirtgestein erfolgte mit einem Quellterm-Ansatz (Kuhlmann et al. 2002). Gegenüber dem Referenzfall wurde die Durchlässigkeit für den Wedelsandstein um den Faktor 10 erhöht, für die Malm-Dogger-Mergel auf 1×10^{-13} m/s verringert (Tab. 6.4-2).

Die Überdruckzone im Wirtgestein trennt die Grundwasserzirkulationssysteme der oberen und unteren Rahmengesteine vollständig (Fig. 6.4-6). Es tritt kein vertikaler Fluss durch das Wirtgestein auf – vielmehr drainiert das Wirtgestein in den Wedelsandstein und in den Sandsteinkeuper. Im Wedelsandstein machen sich infolge höherer K-Werte die tiefen Potenzialwerte der Modellränder auch im zentralen Modellgebiet bemerkbar. In der Bohrung Benken liegt die Druckhöhe im Wedelsandstein in diesem Fall bei ca. 390 m. Dagegen bleibt in den regionalen Aquiferen die Druckhöhenverteilung gegenüber dem Referenzfall praktisch unverändert.

Mit den Rechenfällen RF6 und RF7 wird untersucht, wie sich durchlässige steilstehende Strukturen ausserhalb des Lagerbereichs hydrogeologisch auf Wirt- und Rahmengesteine auswirken würden. Hierzu wurden die Neuhauser Störung und die Störungen entlang der Wildensbucher Flexur hydraulisch aktiviert und ihre Durchlässigkeit auf 1×10^{-8} m/s (Fall RF6) bzw. 1×10^{-6} m/s (Fall RF7) festgelegt (entspricht einer Transmissivität von 1×10^{-7} m^2/s bzw. 1×10^{-5} m^2/s). Der Arietenkalk wird als Aquitard mit einer Durchlässigkeit von 1×10^{-11} m/s definiert.

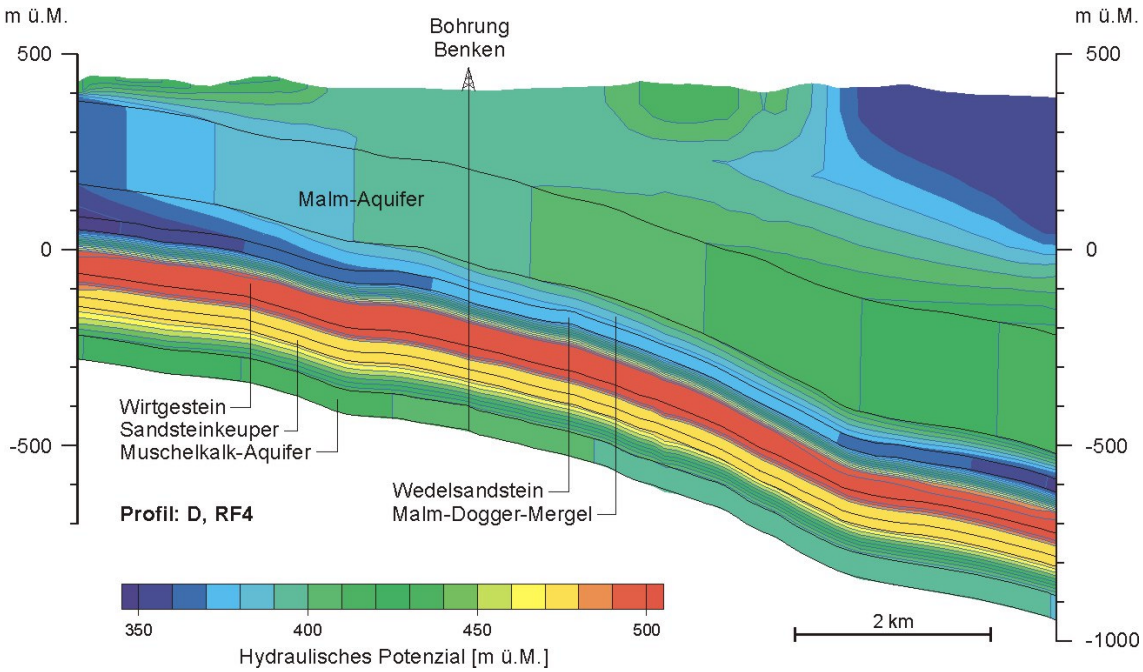


Fig. 6.4-6: Druckhöhenverteilung für den Sensitivitäts-Rechenfall RF4 im Vertikalschnitt D.

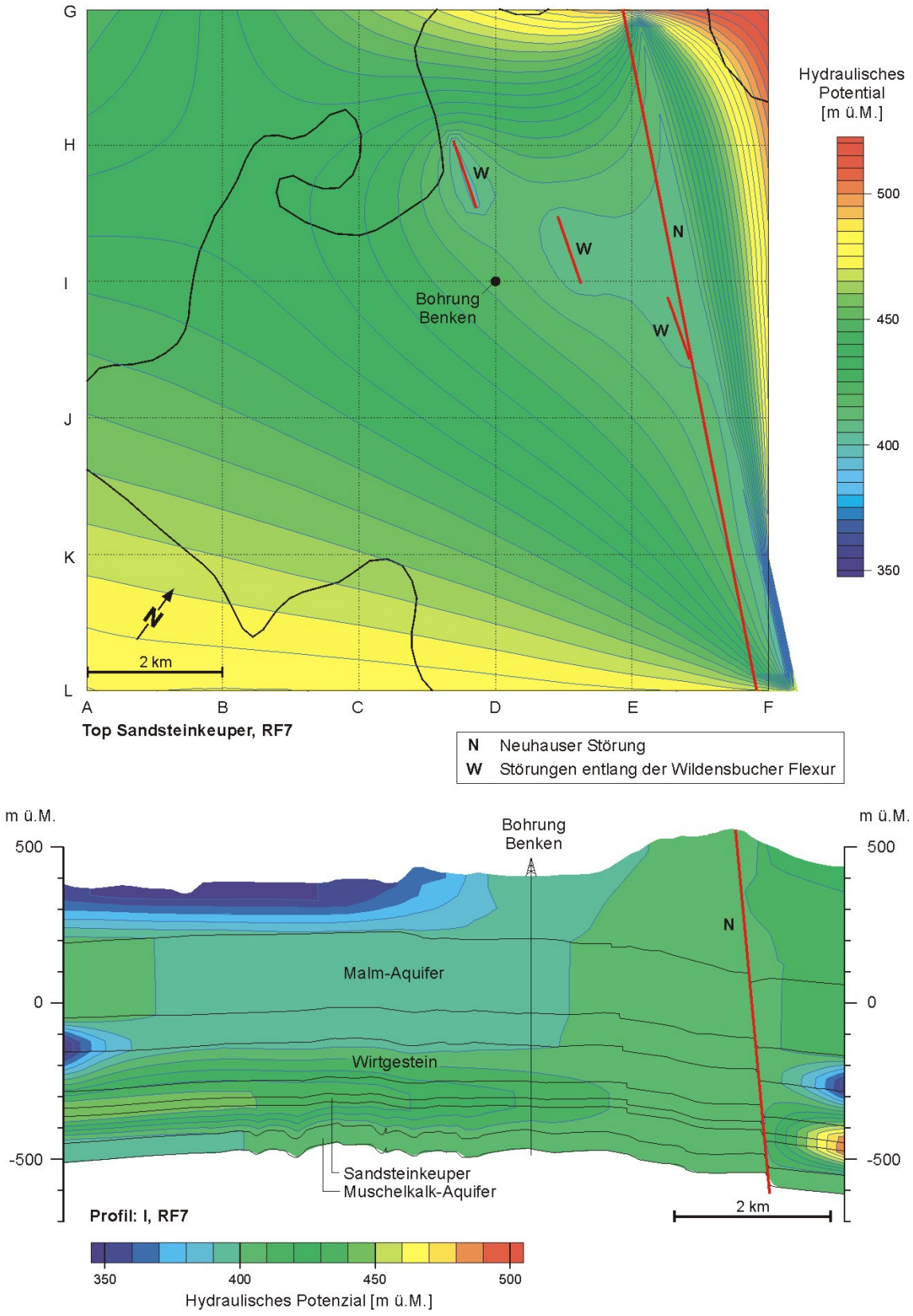


Fig. 6.4-7: Druckhöhenverteilung für den Sensitivitäts-Rechenfall RF7 im Horizontalschnitt Top Sandsteinkeuper und im Vertikalschnitt I.

In den Rechenfällen RF6 und RF7 wird die Potenzialverteilung im gesamten Untersuchungsgebiet durch die Wasserführung entlang der Störungen massiv beeinflusst (Fig. 6.4-7). In Benken werden die im Sandsteinkeuper gemessenen, überhydrostatischen Druckhöhen nicht korrekt wiedergegeben. Auch die subhydrostatischen Verhältnisse im Wedelsandstein können nicht zufriedenstellend nachvollzogen werden. Aus den Modellierungsergebnissen kann daher gefolgert werden, dass die grossräumige Transmissivität der Störungen sicher kleiner als 1×10^{-7} m^2/s ist, da andernfalls der Einfluss der Störungen auf die Druckhöhenprofile in Benken messbar wäre.

Der Rechenfall RF8 wurde im Rahmen einer inversen Modellierung erstellt. Hierzu wurden für die Malm-Dogger-Mergel, den Wedelsandstein und das Wirtgestein die K-Werte mit dem Ziel variiert, die in der Bohrung Benken gemessenen hydraulischen Druckhöhen des Wedelsandsteins optimal wiederzugeben. Als Startwerte wurden die K-Werte des Referenzfalls eingesetzt.

Aus der inversen Modellierung resultieren relativ hohe horizontale K-Werte und eine starke Anisotropie im Wedelsandstein ($K_h = 5.2 \times 10^{-8}$ m/s, $K_v = 3.4 \times 10^{-12}$ m/s). Die vertikale Durchlässigkeit der Malm-Dogger-Mergel verringert sich gegenüber dem Referenzfall um ca. 1 bis 2 Grössenordnungen auf 3.7×10^{-14} m/s. Aus Figur 6.4-8 wird deutlich, dass der Rechenfall RF8 die Druckhöhenverhältnisse im Wedelsandstein konsistent mit den Beobachtungen in Benken widerspiegelt.

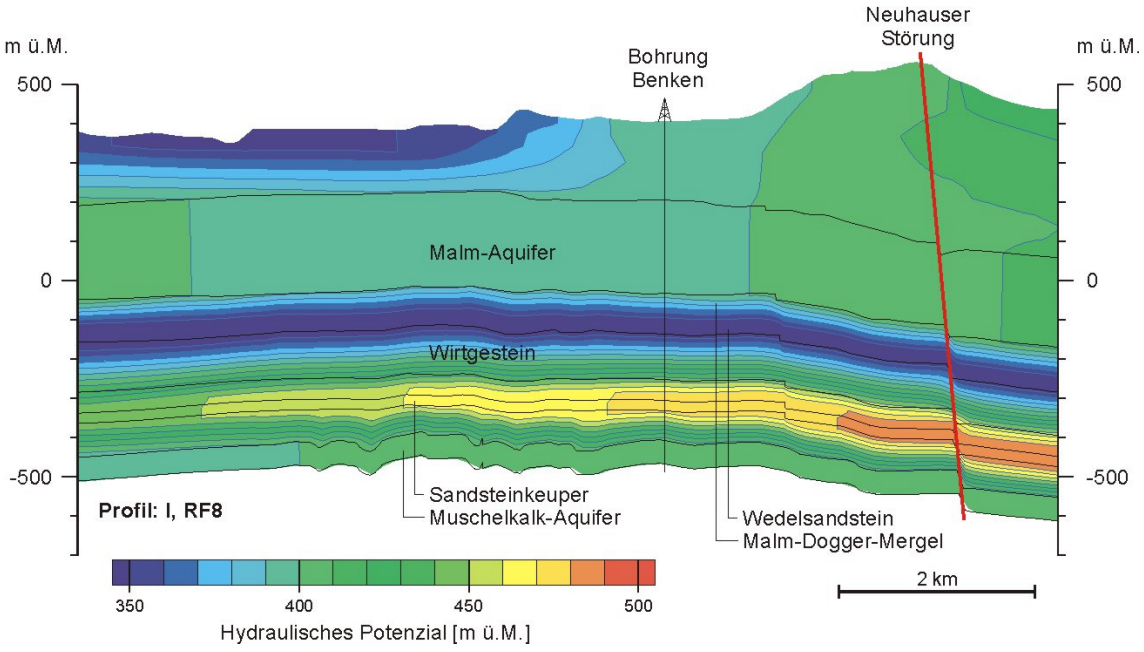


Fig. 6.4-8: Druckhöhenverteilung für den Sensitivitäts-Rechenfall RF8 im Vertikalschnitt I.

6.4.4 Interpretation der Modellierungsergebnisse

Die Auswertung der Rechenfälle ohne Lagereinbauten orientiert sich an den in Kapitel 6.4.1 erläuterten Untersuchungsschwerpunkten und umfasst folgende Interpretationsschritte:

- Bewertung der verschiedenen Rechenfälle im Hinblick auf die Rolle von Wirtgestein und Rahmengesteinen als hydrogeologisches Barrierensystem

- Quantitative Abschätzung von Flüssen und hydraulischen Gradienten in Wirtgestein und Rahmengesteinen ohne Berücksichtigung des Tiefenlagers als Referenzwerte für die Modellrechnungen zum Porenwasserfluss im Umfeld des Tiefenlagers (Kap. 7.8).

Ausgangspunkt der Modellbewertung ist die Definition von qualitativen oder quantitativen Befunden, die es mit Hilfe des numerischen Modells zu überprüfen gilt. Für die genannten Untersuchungsschwerpunkte werden hierzu verschiedene Arbeitshypothesen erstellt. Zentrales Element des Bewertungsprozesses ist die Diskriminierung einzelner Arbeitshypothesen durch Vergleich der Modellierungsergebnisse mit den Befunden aus den Felduntersuchungen.

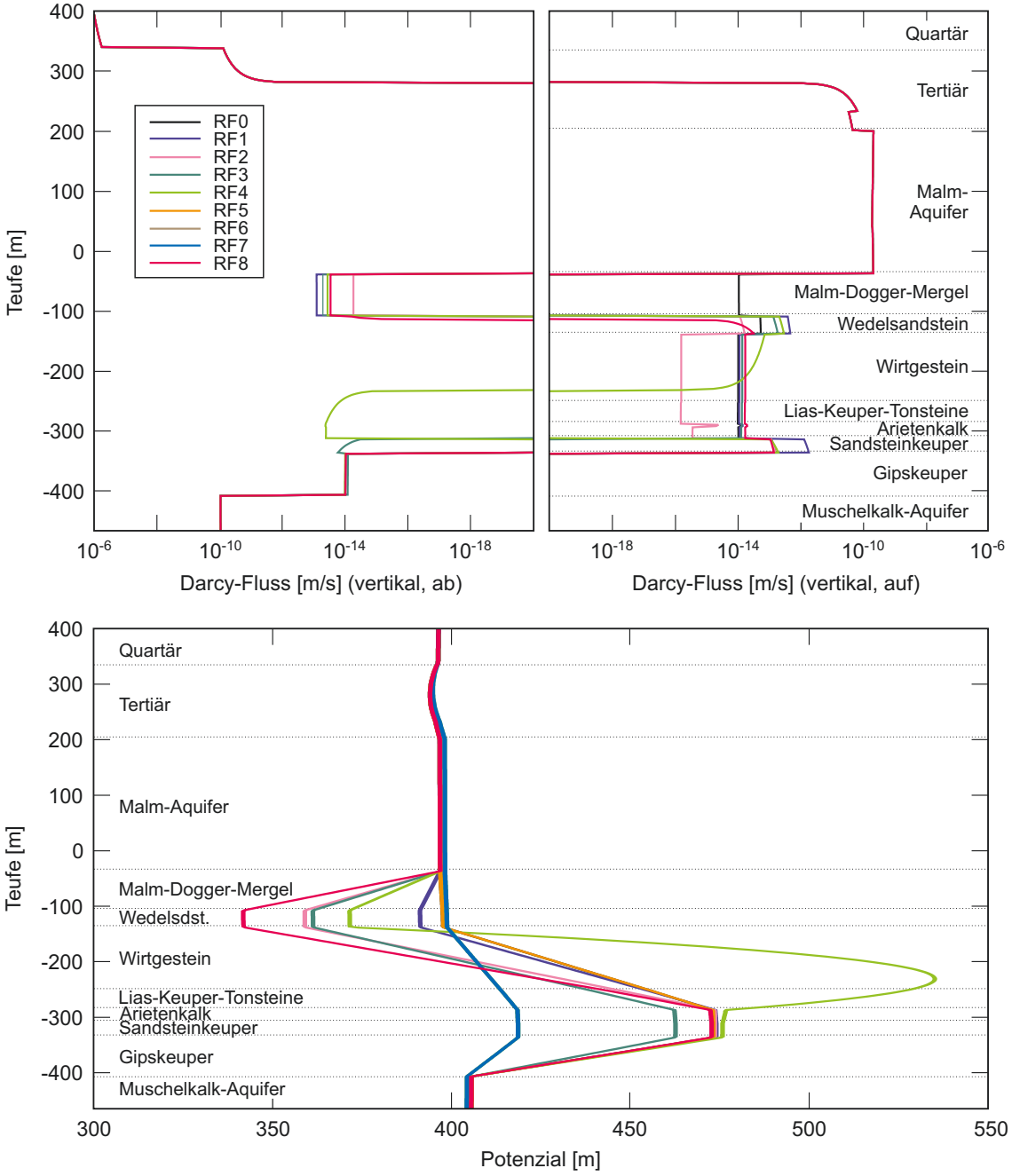


Fig. 6.4-9: Modellierungsprodukte der Rechenfälle RF0 bis RF8 am Bohrstandort Benken: Profile der Druckhöhen und des vertikalen Flusses.

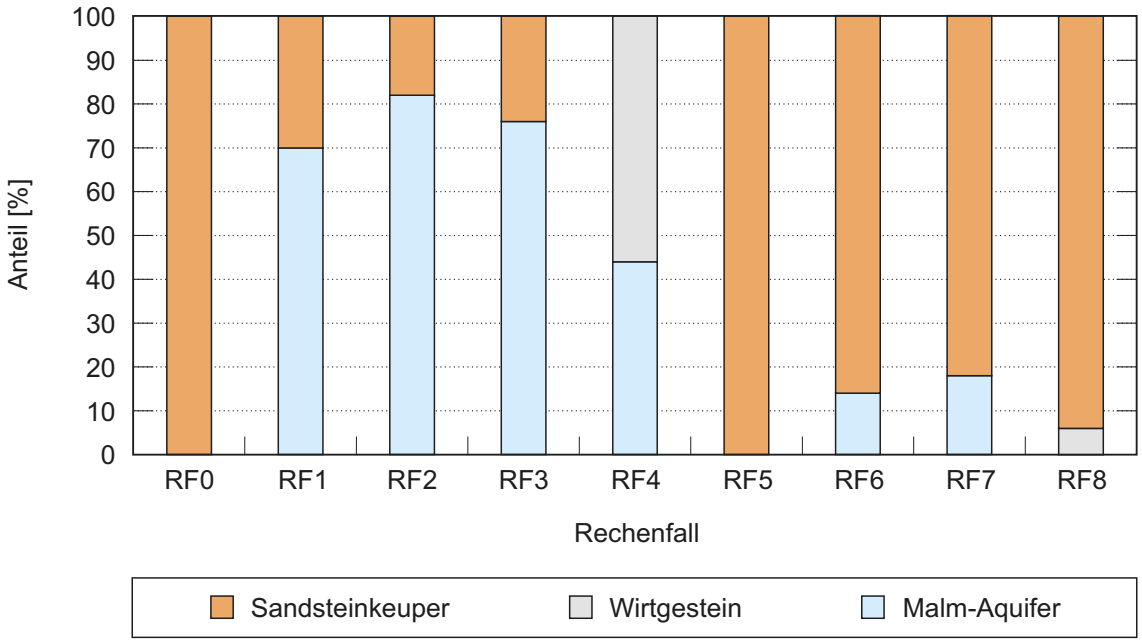


Fig. 6.4-10: Histogrammdarstellung zur Herkunft der Partikel an der Lokation Benken im Tiefenniveau des Wedelsandsteins.

In keinem der Rechenfälle können Partikel innerhalb des Wedelsandsteins bis zu den lateralen Modellrändern zurückverfolgt werden.

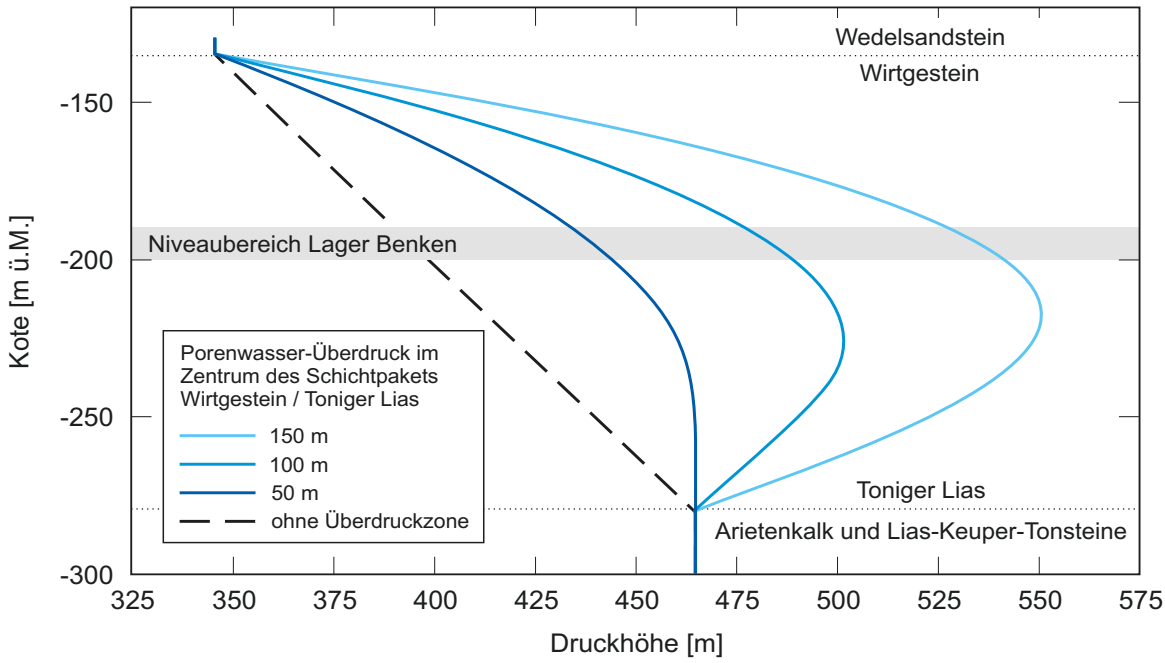


Fig. 6.4-11: Profil der hydraulischen Druckhöhe im Opalinuston entsprechend Rechenfall RF4 (Bohrung Benken) sowie Unsicherheitsbandbreiten.

Die Bewertung der einzelnen Rechenfälle umfasst eine Überprüfung der hydrogeologischen Plausibilität und der Konsistenz der Modellierungsergebnisse mit Resultaten und Modellkonzepten aus anderen Fachdisziplinen (z.B. Konsistenz der K-Verteilung mit den Ergebnissen der Seismostratigraphie). Darüber hinaus stehen jedoch vor allem in der Bohrung Benken Daten zur Verfügung, die auch quantitativ modelliert und damit zur Modellbewertung im Sinne einer Modelldiskriminierung herangezogen werden können. Insbesondere handelt es sich hierbei um das Druckhöhenprofil (Fig. 4.6-1) und die Isotopenprofile (Fig. 4.7-2 und 4.7-3). Die zur Modellbewertung herangezogenen Modellierungsprodukte sind die in Figur 6.4-9 dargestellten Profile der Druckhöhe und des vertikalen Flusses im Bereich der Bohrung Benken. Darüber hinaus werden in Figur 6.4-10 für alle Rechenfälle die Grundwasser-Mischungsverhältnisse in der Bohrung Benken im Tiefenniveau des Wedelsandsteins dargestellt. Tabelle 6.4-3 gibt eine Übersicht zu den im Rahmen der Modellvalidierung behandelten Arbeitshypothesen.

Obere Rahmengesteine

Die oberen Rahmengesteine gliedern sich hydrogeologisch in die Malm-Dogger-Mergel und den Wedelsandstein (Kap. 4.6). Wegen ihres hohen Tonanteils sowie ihrer grossen Mächtigkeit sind die Malm-Dogger-Mergel unzweifelhaft als Aquitard anzusehen, der in Bezug auf die Langzeitsicherheit eines geologischen Tiefenlagers im Opalinuston eine wirksame hydrogeologische Zusatzbarriere darstellt. Diese Bewertung wurde unter anderem durch die hydraulischen Tests in Benken bestätigt. Der Wedelsandstein lässt sich hingegen weniger klar einordnen. Wegen seiner unmittelbaren Nähe zum Wirtgestein war er daher Gegenstand eingehender Untersuchungen im Rahmen der Modellierung. In Tabelle 6.4-3 werden die beiden wichtigsten Arbeitshypothesen zum Wedelsandstein aufgeführt und die Schlussfolgerungen aus den Modellierungsergebnissen abgeleitet.

Analog zu den Verhältnissen am Wellenberg (Nagra 1996) könnte die subhydrostatische Druckhöhe im Wedelsandstein als Folge eines Kompaktionsungleichgewichts – Überkonsolidierung vor Entlastung durch Abschmelzen von Gletschereis oder durch Hebungs-/Erosionsprozesse – erklärt werden *("Wedelsandstein als Unterdruckzone*"). Hierzu müsste der Wedelsandstein einerseits eine sehr geringe hydraulische Durchlässigkeit aufweisen und andererseits ein relativ geringes Kompressionsmodul besitzen. Die Verhältnisse werden zusätzlich kompliziert durch die im Hangenden und Liegenden beobachteten Porenwasser-Überdrücke (Malm-Dogger-Mergel und Wirtgestein). Entsprechend Tabelle 6.4-4 liegt der spezifische Fluss aus dem Wirtgestein bzw. den Malm-Dogger-Mergeln in den Wedelsandstein jeweils in der Grössenordnung 1×10^{-13} bis 1×10^{-16} m/s. Nimmt man gleichzeitig eine sehr kleine hydraulische Durchlässigkeit des Wedelsandsteins an, so liefern diese vertikalen Zuflüsse den Hauptbeitrag zur Dissipation des Unterdrucks im Wedelsandstein. Mit Hilfe einfacher analytischer Lösungen kann gezeigt werden, dass im Wedelsandstein wegen seiner geringen Mächtigkeit ein Unterdruck nur für ca. 1×10^{4} bis 1×10^{5} Jahre aufrecht erhalten werden kann (Kuhlmann et al. 2002). Dies bedeutet, dass allenfalls Vergletscherungsszenarien für die Ausbildung einer Unterdruckzone im Wedelsandstein in Frage kommen. Die Existenz einer anomalen Unterdruckzone im Wedelsandstein ist daher zwar nicht vollständig auszuschliessen, sie ist jedoch eher unwahrscheinlich.

Als komplementäre Arbeitshypothese wird dem Wedelsandstein eine beschränkte Drainagefunktion zugeordnet ("*Wedelsandstein als Exfiltrationspfad*"). Die Exfiltration in den Rhein erfolgt gemäss Figur 6.4-2. Anhand der Sensitivitätsrechenfälle RF1, RF2 und RF8 kann gezeigt werden, dass ein Durchlässigkeitskontrast des Wedelsandsteins zum Opalinuston bzw. zu den Malm-Dogger-Mergeln von ca. 4–5 Grössenordnungen notwendig ist, um die subhydrostatische Druckhöhe in der Bohrung Benken zu reproduzieren. Für den Fall RF8 zeigt die Analyse der Grundwasser-Mischungsverhältnisse (Analyse der Partikelbahnen mittels *backtracking*), dass praktisch der gesamte Fluss durch den Wedelsandstein aus den Einheiten im Liegenden stammt.

Somit ist trotz der relativ hohen effektiven K-Werte nicht zu erwarten, dass die Isotopenprofile im Wedelsandstein markant ändern würden. Die Annahme einer – wenn auch beschränkten – lateralen Wasserführung im Wedelsandstein steht also nicht im Widerspruch zu den hydrochemischen Befunden. Auch die in Benken gemessene, relativ geringe Durchlässigkeit von 2×10^{-12} m/s lässt sich mit der Hypothese eines beschränkt grundwasserführenden Wedelsandsteins vereinbaren: durch konditionierte Realisationen der Durchlässigkeit des Wedelsandsteins wurde gezeigt, dass bei einem mittleren grossräumigen K-Wert von 1×10^{-9} m/s die subhydrostatische Druckhöhe des Wedelsandsteins in der Bohrung Benken annähernd reproduziert werden kann (Kuhlmann et al. 2002). Die hohe Variabilität der hydraulischen Durchlässigkeit ist zwanglos erklärbar, wenn die Wasserführung im Wedelsandstein entlang diskreter Strukturen oder räumlich begrenzter Sandsteinkörper erfolgt. Als Schlussfolgerung der Modellrechnungen erscheint die Annahme einer eingeschränkten Grundwasserführung im Wedelsandstein plausibel und konsistent mit den Beobachtungen.

Untere Rahmengesteine

Die unteren Rahmengesteine bestehen aus den hydrogeologischen Einheiten Toniger Lias, Arietenkalk, Lias-Keuper-Tonsteine, Sandsteinkeuper und Gipskeuper. Toniger Lias und Gipskeuper sind eindeutig als Aquitarde zu klassifizieren (Kap. 4.6). Der Sandsteinkeuper zeichnet sich in der Bohrung Benken durch typische Aquifereigenschaften aus, was aber aufgrund der Datenlage nicht auf den regionalen Massstab übertragen werden kann. Auch die hydrogeologische Bedeutung des Arietenkalks konnte in Kapitel 4.6 anhand der diskutierten Befunde nicht befriedigend geklärt werden. Sowohl für den Arietenkalk als auch für den Sandsteinkeuper wurden im Rahmen der Modellierungsarbeiten Sensitivitäts-Rechenfälle durchgeführt. In Tabelle 6.4-3 sind die wichtigsten Arbeitshypothesen zu den unteren Rahmengesteinen aufgeführt, und die Schlussfolgerungen aus den Modellierungsergebnissen werden abgeleitet.

Obwohl es in Benken keinen Hinweis auf signifikanten Grundwasserfluss gibt, könnte der Arietenkalk aufgrund von geologisch-faziellen Überlegungen als geringmächtiger, durchlässiger Kluftgrundwasserleiter aufgefasst werden, der jedoch kaum regionale Erstreckung besitzt (vgl. Kap. 3.6 und 4.6). Im Rahmen einer Arbeitshypothese wurde der Arietenkalk als hydrogeologische Einheit mit erhöhter Durchlässigkeit modelliert ("Arietenkalk als Aquiferstruktur", vgl. Tab. 6.4-3). Die undurchlässigen Modellränder wurden gegenüber dem Referenzfall beibehalten, um dem lokalen Charakter der wasserführenden Systeme im Arietenkalk Rechnung zu tragen. Die relativ geringen Unterschiede zwischen den Rechenfällen RF0 und RF5 zeigen, dass es für die Grundwasserzirkulation in den unteren Rahmengesteinen kaum von Bedeutung ist, ob der Arietenkalk als eigenständige hydrogeologische Einheit mit erhöhter Durchlässigkeit betrachtet oder den geringdurchlässigen Lias-Keuper-Tonsteinen zugerechnet wird. Das Szenarium eines Arietenkalks mit Festpotenzialrändern wurde nicht in einen Rechenfall umgesetzt, da keine Anhaltspunkte für ein regionales Fliesssystem im Arietenkalk vorliegen. Wegen des geringen Abstands zum Sandsteinkeuper ist davon auszugehen, dass ein solcher Rechenfall sich nicht wesentlich von dem nachfolgenden für den Sandsteinkeuper-Aquifer unterscheiden würde.

In allen Rechenfällen wurde der Sandsteinkeuper als Aquifersystem modelliert. Die Befunde in der Bohrung Benken, insbesondere die hohe Durchlässigkeit, die artesische Druckhöhe (0.6 MPa überhydrostatisch) und die markante hydrochemische Signatur legen den Schluss nahe, dass der Sandsteinkeuper ein Aquifersystem ist, das eine regionale Anbindung besitzt – durch Daten belegt ist diese Annahme im regionalen Massstab allerdings nicht. Die Auswertung der Modellierungen deckt keinerlei Inkonsistenz zur Arbeitshypothese "Sandsteinkeuper als Aquifer" auf, sodass diese Annahme als plausibel gelten darf. Die Verweilzeit der Wässer (Kap. 4.7) ist jedoch trotz ähnlicher Lage der Infiltrations- und Exfiltrationsgebiete beträchtlich länger als im Muschelkalk-Aquifer. Erwähnenswert ist, dass zwei verschiedene Varianten

simuliert wurden, um den Ungewissheiten bezüglich der Modellrandbedingungen Rechnung zu tragen. Im Referenzfall sowie in den meisten Sensitivitäts-Rechenfällen exfiltriert der Sandsteinkeuper Richtung Westen in den Klettgau/Rhein, während im Rechenfall RF3 die Exfiltration Richtung Norden zum Neckar erfolgt. In Bezug auf die hydrogeologische Barrierenwirkung der unteren Rahmengesteine haben diese Varianten keine grosse Bedeutung.

Tab. 6.4-3: Arbeitshypothesen im Rahmen der hydrodynamischen Modellierungen.

Bedeutung der Rahmengesteine als geologische Zusatzbarriere und der regionalen Störungen als wasserführende Systeme mit erhöhter Transmissivität.

Arbeitshypothese	**Rechenfälle**	**Schlussfolgerungen**
Wedelsandstein *Befunde*: In Benken geringer K-Wert; Isotopenprofile geben keine Hinweise auf einen erhöhten horizontalen Grundwasserfluss. Hydraulische Druckhöhe ist in der Wedelsandstein-Formation subhydrostatisch; in den Malm – Dogger-Mergeln und im Opalinuston deutliche Überdrücke. Markante Signatur der Wedelsandstein-Formation in den geophysikalischen Logs.		
"Wedelsandstein als Unterdruckzone": Der Wedelsandstein als Unterdruckzone zwischen zwei Überdruckzonen (Malm – Dogger-Mergel / Opalinuston). Mögliche Ursache: Kompaktionsungleichgewicht aufgrund glazialer oder tektonischer Prozesse, die je nach hydro-mechanischen Eigenschaften der Formationen zu Über- oder Unterdrücken führen.	RF4	Gemäss Rechenfall RF4 (Überdruckzone im Opalinuston) vertikale Flüsse aus Opalinuston / Malm – Dogger-Mergel in die Wedelsandstein-Einheit jeweils ca. 10^{-13} – 10^{-14} m/s. Diese Flüsse würden ausreichen, um in einer Zeitspanne von 10^3–10^4 Jahren einen Unterdruck im Wedelsandstein zu dissipieren. Die Existenz einer dauerhaften Unterdruckzone im Wedelsandstein ist nur dann denkbar, wenn die Porenwasserflüsse aus den angrenzenden Einheiten um Grössenordnungen geringer sind als in RF4 abgeschätzt (z.B. grosser hydraulischer Anfangsgradient). Die Gültigkeit der Hypothese ist daher nicht auszuschliessen – andererseits ist anhand der aktuellen Datenlage ein schlüssiger Nachweis der Hypothese nicht möglich.
"Wedelsandstein als Exfiltrationspfad" Der Wedelsandstein als hydrogeologische Einheit mit Aquifercharakter: potenzieller Exfiltrationspfad. Exfiltration in den Rhein oberhalb Zurzach; bei Benken subhydrostatische Druckhöhe ca. 342 m ü.M.	RF1, RF2, RF8	Zwischen Wedelsandstein und Opalinuston bzw. Malm – Dogger-Mergeln ist ein Durchlässigkeitskontrast von 4 bis 5 Grössenordnungen notwendig, um subhydrostatische Druckhöhen in der Bohrung Benken zu reproduzieren. Falls aufgrund eines nicht vernachlässigbaren Anfangsgradienten im Opalinuston bzw. in den Malm – Dogger-Mergeln die vertikalen Flüsse in den Wedelsandstein wesentlich reduziert werden, ist auch ein geringerer Durchlässigkeitskontrast ausreichend, um im Wedelsandstein ein tiefes hydraulisches Potenzial zu erzeugen. Ein beschränkter lateraler Grundwasserfluss im Wedelsandstein ist daher nicht auszuschliessen (potenzieller Exfiltrationspfad).
Arietenkalk *Befunde*: In der Bohrung Benken kein Hinweis auf signifikanten Grundwasserfluss. Aufgrund der regionalen Verhältnisse ist eine lokal erhöhte Wasserführung nicht auszuschliessen (Kap. 3.6).		
"Arietenkalk als Aquiferstruktur" Der Arietenkalk als hydrogeologische Einheit mit Aquifercharakter; keine Hinweise auf regionale Erstreckung (*no flow*-Bedingungen am Modellrand)	RF5	Wegen seinem geringen Abstand zum Sandsteinkeuper ist es kaum von Bedeutung, ob der Arietenkalk als eigenständige hydrogeologische Einheit mit erhöhter Durchlässigkeit betrachtet oder den gering durchlässigen Keuper – Lias-Mergeln zugerechnet wird. In beiden Fällen wird der Grundwasserfluss vom Sandsteinkeuper dominiert.

Tab. 6.4-3: (Fortsetzung)

Arbeitshypothese	Rechen-fälle	Schlussfolgerungen
Sandsteinkeuper *Befunde*: In der Bohrung Benken vergleichsweise hohe Durchlässigkeit und artesische Druckhöhe. Markanter Unterschied der hydrochemischen Grundwasser-Zusammensetzung gegenüber Opalinuston bzw. Muschelkalk. Wenig regionale Belege.		
"Sandsteinkeuper als Aquiferstruktur" Der Sandsteinkeuper als hydrogeologische Einheit mit Aquifercharakter; konzeptuelle Unsicherheiten bezüglich Randbedingungen: Exfiltration nach W in den Klettgau/Rhein oder nach N in den Neckar.	RF1 – RF8	Die Annahme eines lokalen bis regionalen Sandsteinkeuper-Aquifers scheint im regionalen hydrogeologischen Rahmen plausibel und steht nicht im Widerspruch zu den qualitativen und quantitativen Befunden.
Regionale Störungen *Befunde*: Hydraulische Eigenschaften der Neuhauser Störung bzw. Wildensbucher Flexur wurden nicht erkundet; grosse hydraulische Vertikalgradienten sowie diffusionsdominierte Isotopenprofile in der Bohrung Benken sprechen gegen einen starken vertikalen Grundwasserfluss entlang Störungen im Opalinuston. Im Felslabor Mont Terri und in anderen tiefgründigen Untertagebauwerken durch den Opalinuston wurden keine Hinweise auf die hydraulische Wirksamkeit von Störungen gefunden.		
"Vertikaler Grundwasserfluss entlang grosser Störungen" Die Neuhauser Störung und die drei Störungen entlang der Wildensbucher Flexur besitzen eine hohe Transmissivität.	RF6, RF7	Effektive Transmissivitäten der Neuhauser Störung/Wildensbucher Flexur > 1×10^{-7} m^2/s sind sicher auszuschliessen, da sie sonst die regionale Grundwasserzirkulation erheblich beeinflussen würden. Solche Befunde liegen nicht vor.

Grundwasserfluss durch das Wirtgestein

Mit den Packertests in der Bohrung Benken wurden im Wirtgestein und im Tonigen Lias überhydrostatische Intervalldrücke gemessen. Diese Porenwasser-Überdrücke sind – wie in Kapitel 5.8 dargelegt – mit grosser Wahrscheinlichkeit real, d.h. sie repräsentieren den hydraulischen Systemzustand der beiden hydrogeologischen Einheiten. Bezogen auf die Mitte des Schichtpakets Wirtgestein/Toniger Lias wird mit Porenwasser-Überdrücken von ca. 0.5–1.5 MPa gerechnet. Als Konsequenz aus diesem Befund ist trotz des grossen Potenzialunterschieds zwischen Sandsteinkeuper und Wedelsandstein zum heutigen Zeitpunkt eine vertikale Durchströmung des Wirtgesteins sehr unwahrscheinlich. Vielmehr ist zu erwarten, dass das Porenwasser aus dem Wirtgestein nach oben und nach unten in die angrenzenden Formationen drainiert bzw. aufgrund eines zu kleinen hydraulischen Gradienten im Wirtgestein stagniert – der hydraulische Gradient, der zur Mobilisierung des Porenwassers im Wirtgestein notwendig ist, liegt nach überschlägigen Abschätzungen (vgl. Kap. 5.8) in der Grössenordnung von 1.

Im stationären Rechenfall RF4 wurde im Schichtpaket Wirtgestein/Toniger Lias ein Porenwasser-Überdruck mit Hilfe eines Quellterm-Ansatzes simuliert (Kuhlmann et al. 2002). Hierzu wurde angenommen, dass im Zentrum des Schichtpakets Wirtgestein/Toniger Lias (Kote -225 m bezogen auf die Lokation Benken) zum heutigen Zeitpunkt ein Überdruck von rund 1 MPa herrscht. Figur 6.4-11 zeigt das Profil des hydraulischen Potenzials in der Bohrung Benken sowie die geschätzte Unsicherheits-Bandbreite. In Tabelle 6.4-4 sind die aus RF4 abgeleiteten Parameter zum Systemzustand der Wirtgesteinseinheit ohne den Einfluss des

Tiefenlagers zusammengefasst. Die hydraulische Druckhöhe auf Lagerniveau beträgt gemäss RF4 heute ca. 527 m. Der spezifische Vertikalfluss auf Lagerebene liegt bei ca. 1×10^{-14} m/s; am Übergang zum Wedelsandstein (Top Opalinuston) ergibt sich für die Bohrung Benken ein Wert von ca. 7×10^{-14} m/s (vgl. auch Fig. 6.4-9). Für den Transportpfad zwischen Lagerebene und Wedelsandstein wurde aus dem spezifischen Fluss die Peclet-Zahl abgeschätzt. Sie liegt zwischen 0.3 und 2.5, d.h. in einem Transportregime, in dem die Diffusion und die hydrodynamische Dispersion den Stofftransport prägen (Bear 1972).

Der für den Rechenfall RF4 ermittelte Wert von 7×10^{-14} m/s (im Geodatensatz aufgerundet auf 1×10^{-13} m/s) stellt eine obere Grenze für den vertikalen Fluss durchs Wirtgestein dar. Bei wesentlich grösseren Flüssen müsste die Advektion in den gemessenen Isotopenprofilen (vgl. Kap. 4.7) eine deutliche Signatur hinterlassen – beobachtet wurde eine solche jedoch nicht. Auch die im Wedelsandstein beobachteten subhydrostatischen Druckhöhen sind mit dem in RF4 ermittelten spezifischen Fluss nur schwer zu vereinbaren.

Nimmt man an, dass die gemessenen Porenwasser-Überdrücke entweder ein lokales Phänomen darstellen oder dass sie eines Tages vollständig abgebaut sein werden, so ist mit einem vertikalen Fluss durch den Opalinuston zu rechnen, der durch die Druckhöhen in den Aquifersystemen im Hangenden und im Liegenden festgelegt wird. Auf der Grundlage der heutigen hydraulischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet ergibt sich zwischen Sandsteinkeuper und Wedelsandstein eine Potenzialdifferenz von ca. 120 m, was einem mittleren hydraulischen Vertikalgradienten von rund 0.7 entspricht. Für die Rechenfälle ohne Überdruckzone wurden spezifische Vertikalflüsse durch das Wirtgestein in der Grössenordnung von ca. 1×10^{-16} bis 1×10^{-14} m/s berechnet (Fig. 6.4-9, vgl. auch Tab. 6.4-4). Die aus dem spezifischen Fluss abgeleiteten Peclet-Zahlen weisen ausnahmslos die Wirtgesteinsbarriere zwischen Lagerebene und Wedelsandstein als diffusionsdominierten Transportpfad aus.

Tab. 6.4-4: Hydraulische Druckhöhen und Betrag des spezifischen Vertikalflusses in der Wirtgesteinseinheit für die Rechenfälle RF0–RF8 (Bohrung Benken).

Rechenfall	**RF0**	**RF1**	**RF2**	**RF3**	**RF4**	**RF5**	**RF6**	**RF7**	**RF8**
Druckhöhe auf Lager-Niveau [m ü.M.]	431	429	411	410	527	431	414	414	401
Spezifischer Vertikalfluss auf Lager-Niveau [m/s]	9.0×10^{-15}	9.7×10^{-15}	1.4×10^{-16}	1.3×10^{-14}	1.4×10^{-14}	9.0×10^{-15}	4.2×10^{-15}	4.2×10^{-15}	1.6×10^{-14}
Spezifischer Vertikalfluss Top Wirtgestein [m/s]	8.7×10^{-15}	9.3×10^{-15}	1.3×10^{-16}	1.3×10^{-14}	6.7×10^{-14}	8.7×10^{-15}	4.1×10^{-15}	4.1×10^{-15}	1.5×10^{-14}
Peclet-Zahl[1]	0.3	0.3	0.005	0.5	0.5 – 2.4	0.3	0.2	0.2	0.6

[1] Annahme: $D_e = 1 \times 10^{-11}$ m^2/s, n = 0.11, $\Delta l = 40$ m

6.4.5 Grundwasserflüsse und Fliesspfade im Wirtgestein und in den Rahmengesteinen: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Die hydrodynamischen Modellierungen basieren auf klassischen hydrogeologischen Modellansätzen – tonspezifische Aspekte (z.B. hydro-mechanische Kopplungen, hydraulischer Anfangsgradient) werden nicht berücksichtigt. Auch der Einfluss des Tiefenlagers wird an dieser Stelle nicht behandelt (vgl. Kap. 7.8). Die Modellierungen dienten der Überprüfung verschiedener Modellhypothesen zur hydrogeologischen Barrierenwirkung von Wirtgestein und Rahmengesteinen im Massstab des Untersuchungsgebiets. Quantitative Abschätzungen des spezifischen Flusses und des hydraulischen Potenzials in Wirtgestein und Nebengesteinen wurden verwendet, um die Konsistenz der Modellresultate mit den erdwissenschaftlichen Grundlagendaten (z.B. gemessene Porenwasserdruckprofile, Isotopenprofile) zu bewerten. Die wichtigsten Ergebnisse der hydrodynamischen Modellierungsarbeiten sind im Folgenden zusammengefasst:

- Zur Erklärung der in Benken gemessenen subhydrostatischen Druckhöhen im Wedelsandstein (Packertest D2, hydraulische Langzeitbeobachtungen) ist es aus hydrogeologischer Sicht plausibel, den Wedelsandstein als hydrogeologische Einheit mit beschränkter (lateraler) Wasserführung einzuordnen. Andere Hypothesen – z.B. eine durch neotektonische Prozesse oder Gletscherrückzug verursachte Unterdruckzone – sind zwar nicht auszuschliessen, können aber nach heutigem Kenntnisstand nicht stichhaltig belegt werden.
- Mit dem hydrodynamischen Modell sind die in Benken beobachteten, subhydrostatischen Druckhöhen im Wedelsandstein nur erklärbar, wenn dessen hydraulische Durchlässigkeit um ca. 4 bis 5 Grössenordnungen höher ist, als die der Aquitarde im Hangenden und Liegenden. Die Annahme einer beschränkten lateralen Grundwasserführung im Wedelsandstein ist konsistent mit den gemessenen Isotopenprofilen und den Ergebnissen der Packertests.
- Der Sandsteinkeuper prägt im Massstab des Untersuchungsgebiets den lateralen Grundwasserfluss in den unteren Rahmengesteinen.
- Der Gipskeuper stellt eine wirksame hydraulische Barriere dar, sodass der Muschelkalk gegenüber dem Sandsteinkeuper als potenzieller Freisetzungspfad an Bedeutung verliert.
- Mit dem hydrodynamischen Modell wird gezeigt, dass die effektive Transmissivität der Neuhauser Störung und der Störungen entlang der Wildensbucher Flexur $< 1 \times 10^{-7}$ m^2/s ist. Höhere Transmissivitäten würden zwangsläufig zu einer markanten Veränderung der Grundwasserzirkulationsverhältnisse im Untersuchungsgebiet führen und damit zu einem anderen Druckhöhenprofil in Benken.
- Ohne Berücksichtigung der Porenwasser-Überdrücke wird im Wirtgestein mit einem nach oben gerichteten Fluss berechnet, der je nach Modellvariante zwischen 1×10^{-16} bis 1×10^{-14} m/s liegt. Der dazugehörige mittlere hydraulische Gradient zwischen Sandsteinkeuper und Wedelsandstein liegt in der Grössenordnung von 1. Für die entsprechenden Modellszenarien ist der Transport im Opalinuston eindeutig diffusionsdominiert (Pecletzahl $Pe < 1$) – die Rechenfälle sind daher konsistent mit den beobachteten Isotopenprofilen.
- Basierend auf dem Rechenfall RF4 (Überdruckzone im Wirtgestein, vertikale Wirtgesteinsdurchlässigkeit 2×10^{-14} m/s) wird ein spezifischer Fluss von ca. 1×10^{-13} m/s als pessimistischer Wert empfohlen. Die im Wedelsandstein beobachteten subhydrostatischen Druckhöhen sind mit dem angegebenen spezifischen Fluss nur schwer zu vereinbaren.

6.5 Konzeptualisierung der möglichen Freisetzungspfade

6.5.1 Bedeutung der Freisetzungspfade

In der Sicherheitsanalyse (Nagra 2002b) wird der Transport von Radionukliden aus den Lagerbereichen des geologischen Tiefenlagers in die Biosphäre mit Hilfe von sogenannten Freisetzungspfaden beschrieben. Hierzu wird der Transportweg der Radionuklide durch die Geosphäre in einzelne Segmente zerlegt, und jedem dieser Abschnitte wird ein charakteristisches Transportverhalten zugeordnet. Die Geosynthese liefert die hydrogeologischen Grundlagen zur Begründung der Radionuklidfreisetzungspfade durch die Geosphäre. Dabei stehen folgende Aspekte im Vordergrund:

- Festlegung eines Spektrums von möglichen Freisetzungsvarianten
- Begründung und Bewertung der verschiedenen Freisetzungsvarianten auf der Basis des heutigen Kenntnisstands zur Hydrogeologie des Untersuchungsgebiets
- Bereitstellung der transportrelevanten Parameter (empfohlene Werte) für die einzelnen Freisetzungsvarianten.

Das Spektrum der Freisetzungsvarianten wurde in verschiedene Kategorien eingeteilt, bestehend aus einem Referenzfall, weiteren möglichen Freisetzungsvarianten sowie sogenannten *what if*-Szenarien. Der Referenzfall repräsentiert den Freisetzungspfad, der nach dem heutigen Kenntnisstand die hydraulischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet am besten widerspiegelt. Im Rahmen der Sicherheitsanalyse wird ihm die grösste Bedeutung beigemessen. Andere mögliche Freisetzungsvarianten können zwar nicht direkt mit den in Benken angetroffenen Verhältnissen begründet werden, sind jedoch durchaus plausibel. Sie bilden die Basis für Sensitivitätsstudien, mit deren Hilfe konzeptuelle Unsicherheiten und Parameterunsicherheiten abgedeckt werden sollen. Die *what if*-Szenarien hingegen stellen Extremvarianten dar. Anhand der vorliegenden Datenbasis sind sie nur schwer zu begründen, jedoch werden sie nicht vollständig ausgeschlossen. Zweck dieser Varianten ist es, die Robustheit der in der Sicherheitsanalyse verwendeten Modellkonzepte zu überprüfen.

In Kapitel 9.4 werden für jede Freisetzungsvariante die empfohlenen Parameterwerte zur Geometrie und zu den transportrelevanten Eigenschaften des Freisetzungspfads angegeben (Tab. 9.4-4a-c). Die bestmögliche Abschätzung (bzw. der verteidigbare Wert) des jeweiligen Parameters wird als Referenzwert (RW) bezeichnet. Optional kann für jeden Parameter auch ein alternativer Wert (AW) festgelegt werden, der in den meisten Fällen mit der pessimistischen Parameter-Abschätzung gleichzusetzen ist.

Im Folgenden werden die verschiedenen Varianten des Freisetzungspfads dargestellt (Fig. 6.5-1 und 6.5-2) und durch transportrelevante Parameter charakterisiert. Der Fall A-1 (Fig. 6.5-1a) bezeichnet den Referenzfall, die Fälle A-2 und A-3 (Fig. 6.5-1b/c) werden als mögliche Freisetzungsvarianten betrachtet. Die Fälle B-1 und B-2 (Fig. 6.5-2a/b) wurden definiert, um die Auswirkungen hydraulisch wirksamer Störungen im Lagerbereich im Sinne von *what if*-Szenarien abschätzen zu können. Die für die Freisetzungsvarianten massgeblichen hydrogeologischen Parameter sind in Kapitel 9.4 in tabellarischer Form zusammengestellt; sie bilden die Grundlage für die Modellierung des Radionuklidtransports in der Geosphäre, die im Rahmen der Sicherheitsanalyse (Nagra 2002b) durchgeführt wird.

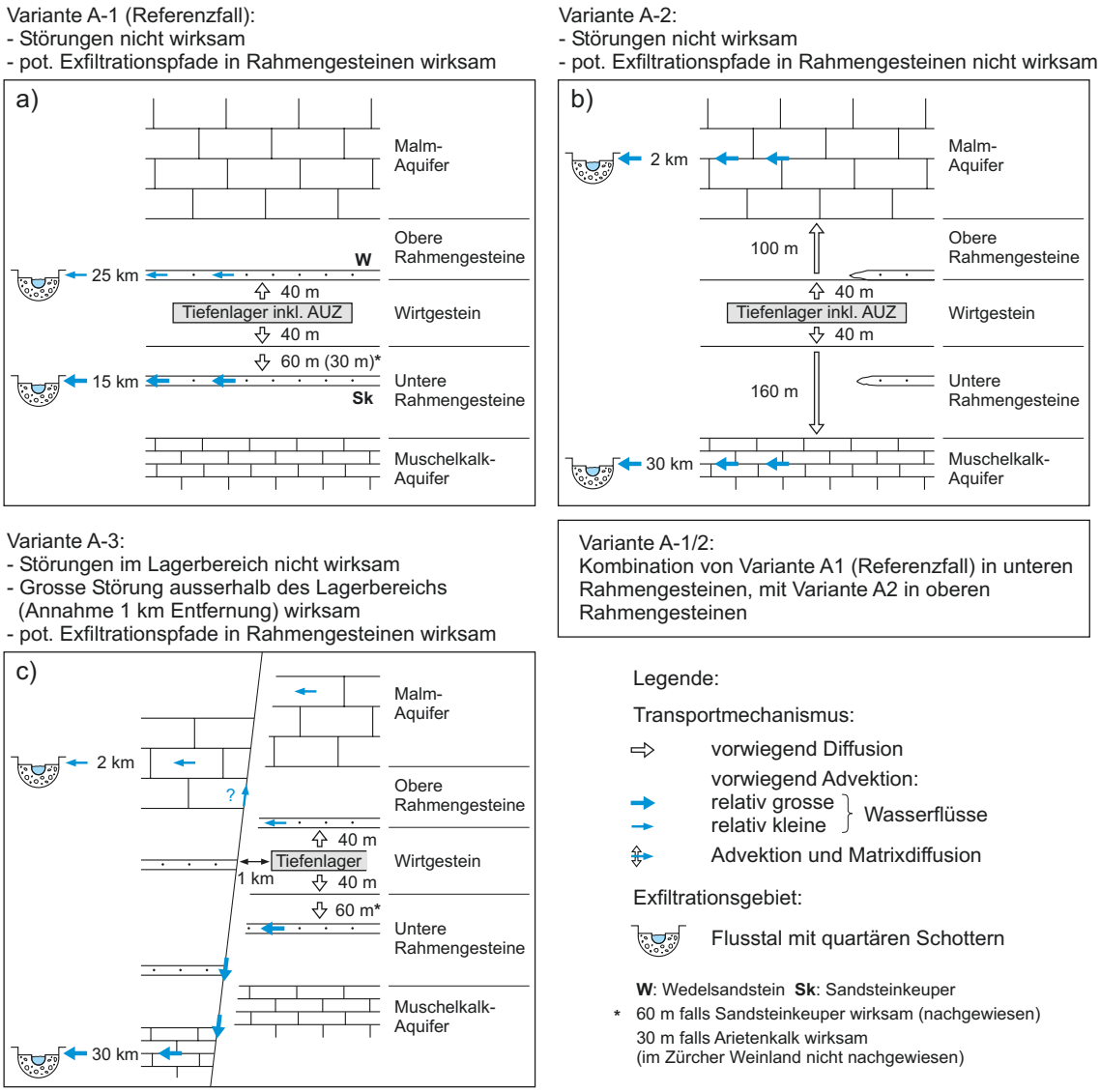


Fig. 6.5-1: Szenarien von Freisetzungspfaden für Radionuklide.

a) Referenzfall (stimmt am besten mit den in Benken angetroffenen Verhältnissen überein).

b/c) mögliche Varianten des Freisetzungspfads.

6.5.2 Konzeptualisierung und Charakterisierung der möglichen Freisetzungspfade

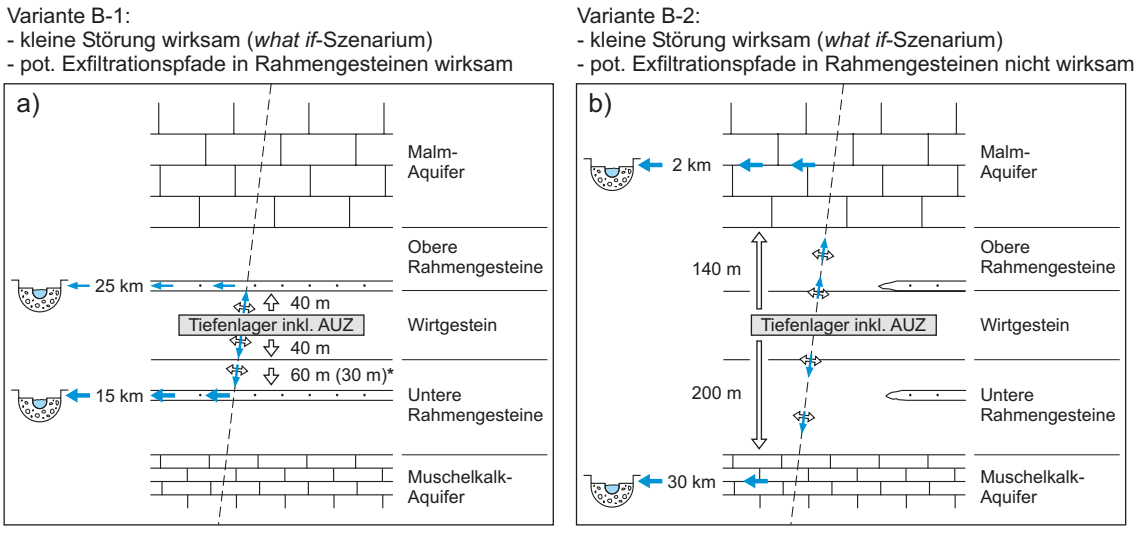
Variante A-1 (Referenzfall):

Diese Variante entspricht den in der Bohrung Benken angetroffenen Verhältnissen und wurde auf das Untersuchungsgebiet im Zürcher Weinland übertragen. Nach dem diffusionsdominierten Transport durch das Wirtgestein erfolgt die Freisetzung lateral durch advektiven Fluss in den wasserführenden Formationen Wedelsandstein und/oder Sandsteinkeuper in den Rahmengesteinen bis zu deren Exfiltrationszonen (Fig. 6.5-1a). Es erfolgt kein Transport zu den regionalen Aquiferen im Hangenden (Malm) und/oder im Liegenden (Muschelkalk), weder durch Diffusion in den Rahmengesteinen noch durch allfällige Störungen (hydraulisch nicht wirksam).

Die vertikale Transportpfadlänge im Wirtgestein beträgt 40 m (nach oben und unten). Darüber hinaus stellen Toniger Lias und Lias-Keuper-Tonsteine eine zusätzliche Barriere mit einer Mächtigkeit von ca. 60 m dar. Die vertikale hydraulische Durchlässigkeit des Wirtgesteins liegt bei 2×10^{-14} m/s, für das Schichtpaket Toniger Lias und Lias-Keuper-Sandsteine ergibt sich gemäss Tabelle 4.6-2 ein geometrisches Mittel von 5×10^{-14} m/s. Im Referenzszenarium wird vereinfachend davon ausgegangen, dass weder Porenwasser-Überdrücke noch ein Anfangsgradient existieren. Aufgrund des Druckhöhenunterschieds zwischen Sandsteinkeuper und Wedelsandstein muss für diesen Fliesspfad durch Lias und Wirtgestein mit einem vertikalen Gradienten von ca. 1 gerechnet werden (Kap. 6.4.5).

Für den Fall einer Exfiltration Richtung Westen in den Rhein ist nach den Ergebnissen der Modellierung in Kapitel 6.4 die Durchlässigkeit des Wedelsandsteins gegenüber derjenigen des Wirtgesteins um mehrere Grössenordnungen höher. Ausgehend von einer hydraulisch wirksamen Mächtigkeit des Wedelsandsteins von 5 m ergibt sich für diese Einheit eine horizontale Durchlässigkeit von ca 5×10^{-10} m/s. Die Distanz des Grundwasserflusses im Wedelsandstein (gegen Westen allenfalls in die geklüfteten Murchisonae-Schichten übertretend) bis zur Exfiltration beträgt ca. 25 km. Das mittlere Fliessgefälle zwischen Benken (342 m ü.M.) und der Exfiltrationszone (322 m ü.M.) ist mit ca. 0.001 sehr gering; dies ergibt zusammen mit der ebenfalls nur mässigen Durchlässigkeit nur einen beschränkten Grundwasserfluss.

Ein nach unten gerichteter Porenwasserfluss ist im Referenzfall A-1 nur dann zu erwarteten, wenn im Wirtgestein ein Porenwasser-Überdruck herrscht. Für diesen Fall wird zwischen Wirtgestein und Sandsteinkeuper ein mittlerer Gradient von 0.5 und eine Gesamtlänge des vertikalen Transportpfads von 100 m angenommen. Die Länge des lateralen Fliesspfades im Sandsteinkeuper bis zur erwarteten Exfiltrationszone im Klettgau beträgt rund 15 km; dies ergibt bei einem Druckhöhenunterschied zwischen Benken (465 m ü.M.) und Quartär-Aquifer im Klettgau (ca. 385 m ü.M.) einen mittleren Gradienten von ca. 0.005 (Kap. 3.6). Ähnlich wie im Wedelsandstein wird auch im Sandsteinkeuper angenommen, dass die hydraulisch wirksame Mächtigkeit der Einheit auf eine Zone von ca. 5 m beschränkt ist. Unter Berücksichtigung dieser reduzierten Mächtigkeit ergibt sich als mittlere horizontale hydraulische Durchlässigkeit des Transportpfads im Sandsteinkeuper ein Wert von 2×10^{-8} m/s.



(Legende siehe Fig. 6.5-1)

Fig. 6.5-2: *what if*-Szenarien von Freisetzungspfaden für Radionuklide.

Variante A-2:

Bei dieser in Figur 6.5-1b schematisch dargestellen Freisetzungsvariante sind weder die wasserführenden Formationen in den Rahmengesteinen noch allfällige steilstehende Störungen hydraulisch wirksam. Es wird angenommen, dass der diffusionsdominierte Transport von der Ober- bzw. Untergrenze des Wirtgesteins in vertikaler Richtung weiter bis zu den regionalen Aquiferen des Oberen Malms bzw. des Oberen Muschelkalks erfolgt. Dies würde die vertikalen Diffusions-Strecken in den Rahmengesteinen nach oben auf rund 140 m bzw. nach unten auf rund 200 m verlängern.

Ohne Berücksichtigung der Porenwasser-Überdrücke leitet sich aus den heutigen hydrogeologischen Verhältnissen ein nach oben gerichteter hydraulischer Gradient von ca. 0.05 ab (Referenzwert). Zukünftige Veränderungen der hydrogeologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet können nicht ausgeschlossen werden. Diese Variante wird durch die Einführung eines grösseren Gradienten von 0.2 (Alternativer Wert) Rechnung getragen, der nach oben oder nach unten gerichtet sein kann. Unter Berücksichtigung der Porenwasser-Überdrücke wird mit einem mittleren Gradienten von 1 (Alternativer Wert) nach oben und unten gerechnet.

Die kürzeste laterale Fliessdistanz im Malm-Aquifer von Benken bis zur Exfiltration in den Rhein unterhalb des Rheinfalls bei Neuhausen beträgt je nach Lage des Tiefenlagers nur rund 2 km, der für den lateralen advektiven Transport massgebende mittlere hydraulische Gradient etwa 0.01 (Fig. 3.6-5).

Für den Muschelkalkaquifer ist die Distanz vom Zürcher Weinland bis zur Exfiltration in den Rhein bzw. die untere Aare rund 30 km, was einen mittleren Gradienten von ca. 0.002 ergibt (Fig. 3.6-7).

Aufgrund der in Kapitel 4.6 dargelegten hydrogeologischen Eigenschaften der wasserführenden Formationen in den oberen und unteren Rahmengesteinen und der hydrochemischen Evidenzen in Kapitel 4.7 (Diffusionsprofile) erscheint ein Einbezug des regionalen Malm-Aquifers in ein Freisetzungsszenarium allenfalls möglich, für den Muschelkalk dagegen wenig plausibel. Im Vergleich zum Referenzfall A-1 weist die Variante A-2 bedeutend grössere Diffusionsdistanzen in den tonreichen Gesteinen auf.

Kombination der Varianten A-1 und A-2:

Eine weitere Freisetzungsvariante resultiert aus der Kombination des Referenzfalls A-1 mit der Variante A-2. Die Kombination kann wahlweise mit einem advektiv wirksamen Freisetzungspfad in den oberen oder unteren Rahmengesteinen erfolgen, der ergänzt wird durch Diffusion im Rahmengestein auf der anderen Seite des Wirtgesteins und anschliessender lateraler Exfiltration in einem der beiden regionalen Aquifere. Die hydrogeologischen Parameter entsprechen denjenigen der für die Kombination zutreffenden Freisetzungspfade in den Varianten A-1 und A-2.

Eine solche kombinierte Variante ist ebenso in Betracht zu ziehen wie die Variante A-2, allerdings kommt den regionalen Aquiferen Malm und Muschelkalk eine unterschiedliche Bedeutung zu. Eine Freisetzung durch den Sandsteinkeuper ist eher zu erwarten als durch den Wedelsandstein, da dessen Aquifereigenschaften weniger ausgeprägt sind. Ein diffusiver Transportpfad bis hinunter zum Muschelkalk-Aquifer mit anschliessender Freisetzung durch Advektion bis zum Exfiltrationsgebiet wird als wenig wahrscheinlich eingestuft.

Variante A-3:

Diese Freisetzungsvariante wird durch Figur 6.5-1c illustriert. Die Freisetzung erfolgt zunächst analog zum Referenzfall A-1 in die wasserführenden Formationen der oberen und unteren Rahmengesteine. Nach einem begrenzten lateralen Fliessweg (z.B. Länge 1 km) werden diese von einer steilstehenden Störung durchschlagen, die eine hydraulisch wirksame Verbindung mit Advektion zu den regionalen Aquiferen Malm und Muschelkalk schafft. Die lateralen Fliesspfade in den beiden regionalen Aquiferen inkl. Längen und Gradienten sowie die Exfiltrationszonen sind praktisch analog zur Variante A-2.

Während eine Freisetzung durch den Muschelkalk in diesem Szenarium als möglich erscheint, ist dies durch den Malm-Aquifer aus hydraulischen Gründen bei den heute und in nächster Zukunft herrschenden Verhältnissen wenig plausibel. Die Druckhöhen in einer durchschlagenden, durchlässigen Störung würden durch die angeschnittene Formationen mit den grössten Transmissivitäten dominiert, und damit auch der Grundwasserfluss. Im vorliegenden Fall würde dies einen Fluss hauptsächlich vom Sandsteinkeuper in den Muschelkalk bewirken und nur zu einem geringen Teil nach oben in Richtung Malm. Der Wedelsandstein würde aufgrund seiner geringen Durchlässigkeit und seines niedrigen hydraulischen Potenzials als Freisetzungspfad an Bedeutung verlieren.

Variante B-1

In diesem *what if*-Szenarium (Fig. 6.5-2a) wird das geologische Tiefenlager von einer steilstehenden kleineren Störung durchschlagen, die aufgrund spezieller, bis heute allerdings nicht beobachteter Umstände hydraulisch wirksam ist bzw. später durch neotektonische Reaktivierung eine Verbindung mit advektivem Transport zu den potenziellen Freisetzungspfaden in den Rahmengesteinen schafft. Diese Variante unterscheidet sich von der Basis-Variante A-1 nur dadurch, dass im Wirtgestein (und ggf. im Lias) der Transport im Bereich dieser Störung nicht diffusionsdominiert, sondern advektiv erfolgt, verbunden mit unlimitierter Matrixdiffusion im Wirtgestein und in den tonigen Rahmengesteinen. Die Transmissivität der steilstehenden Störung beträgt 1×10^{-10} m^2/s, die vertikalen Transportpfadlängen entlang der Störung werden wie im Referenzfall mit 40 m (nach oben) und 100 m (nach unten) angenommen. Ohne Berücksichtigung eines Porenwasser-Überdrucks liegt der vertikale hydraulische Gradient bei 1 (Referenzwert) und der Fluss ist nach oben gerichtet. Für die laterale Exfiltration im Wedelsandstein und/oder im Sandsteinkeuper gelten dieselben hydrogeologischen Parameter wie in der Basis-Variante A-1.

Da bis heute keine Befunde für eine erhöhte Transmissivität von Störungen im Opalinuston bei einer Überdeckung > 200 m vorliegen und auch keine Hinweise für eine signifikante Paläozirkulation existieren (Kap. 5.8), wird die Freisetzungsvariante B-1 als sehr unwahrscheinlich angesehen. Die Auswirkungen werden deshalb in der Sicherheitsanalyse in einem *what if*-Szenarium untersucht (Nagra 2002b), um die Robustheit des Sicherheitskonzepts zu überprüfen.

Variante B-2

Analog zur Variante B-1 wird auch in diesem *what if*-Szenarium das Tiefenlager von einer kleineren Störung durchschlagen (Fig. 6.5-2b). Die so entstandene hydraulische Verbindung ist aber durchgehend bis zu den regionalen Aquiferen Malm und Muschelkalk wirksam. Vom Lager aus wird so ein advektiver Transport durch die oberen und unteren Rahmengesteine hindurch ermöglicht. Nach Erreichen der regionalen Aquifere gelten für die advektiven Fliesspfade die gleichen hydrogeologischen Parameter wie in der Variante A-2.

Kombination der Varianten B-1 und B-2

Auch für den Fall einer kleinen, steilstehenden Störung durch den Lagerbereich lässt sich aus der Kombination der Variante B-1 mit der Variante B-2 ein weiteres *what if*-Szenarium ableiten. Diese Kombination kann wahlweise mit nur einem wirksamen Freisetzungspfad in den oberen oder unteren Rahmengesteinen erfolgen, der ergänzt wird durch laterale Exfiltration in einem der beiden regionalen Aquifere auf der anderen Seite des Wirtgesteins.

6.5.3 Konzeptualisierung der möglichen Freisetzungspfade: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Die verschiedenen Freisetzungspfade zwischen Lagerbereich und Biosphäre wurden entsprechend den Bedürfnissen der Sicherheitsanalyse in einfache hydrogeologische Fallunterscheidungen umgesetzt. Die verschiedenen Varianten der Freisetzungspfade wurden in einzelne Abschnitte zerlegt und typische Transportparameter wurden definiert.

- Der kürzeste Fliesspfad von den Lagerbereichen in die Rahmengesteine beträgt 40 m. Im Wirtgestein wird ein nach oben gerichteter Fluss als wahrscheinlich angenommen. Alternativ könnten die in Benken beobachteten Porenwasser-Überdrücke im Wirtgestein zu einem divergenten Fliessfeld führen, mit einem erhöhten Gradienten in Richtung Wedelsandstein und einem kleinen Gradienten in Richtung Sandsteinkeuper.
- Der Stofftransport im Wirtgestein erfolgt diffusionsdominiert. Die Existenz von diskreten wasserführenden Systemen im Bereich des Tiefenlagers ist auf der Grundlage des heutigen Kenntnisstands schwer zu begründen und wird daher nur im Rahmen von sogenannten *what if*-Szenarien behandelt.
- Wedelsandstein und Sandsteinkeuper stellen die nächsten lateralen Exfiltrationspfade dar. Der vertikale Transportpfad zum Sandsteinkeuper umfasst zusätzlich zum Wirtgestein einen 60 m langen Fliessweg durch den Tonigen Lias und die Lias-Keuper-Tonsteine.
- Advektion und Matrixdiffusion sind in Wedelsandstein und Sandsteinkeuper die wichtigsten Transportmechanismen. Für die heutige Topographie beträgt die laterale Transportpfadlänge im Wedelsandstein ca. 25 km und im Sandsteinkeuper ca. 15 km.
- Die regionalen Aquifere stellen weitere potenzielle Exfiltrationspfade dar. Die vertikalen Transportpfade zu den regionalen Aquiferen umfassen einschliesslich Wirtgestein einen 140 m bzw. 200 m langen diffusionsdominierten Fliessweg durch die oberen bzw. unteren Rahmengesteine.
- Advektion ist der wichtigste Transportprozess in den regionalen Aquiferen. Die laterale Transportpfadlänge beträgt im Malm ca. 2 km und im Muschelkalk ca. 30 km.
- Eine grosse steilstehende Störung ausserhalb des Tiefenlagers könnte die laterale Transportpfadlänge im Wedelsandstein bzw. im Sandsteinkeuper merklich verringern. Die Annahme eines lateralen Abstands von 1 km zwischen Tiefenlager und steilstehender Störung wird als plausibel betrachtet.

6.6 Hydrogeologische Verhältnisse im Zürcher Weinland und hydrogeologische Barrierenwirkung von Wirtgestein und Rahmengesteinen: Zusammenfassung der wichtigsten generellen Erkenntnisse

Mit Hilfe von numerischen Modellen wird das in Kapitel 4.6 entwickelte konzeptuelle Modell der Grundwasserzirkulationsverhältnisse im Zürcher Weinland auf seine Plausibilität überprüft. Die Konsistenz hydrogeologischer, geomechanischer und hydrochemischer Befunde wird durch die Modellierungen quantitativ getestet. Unsicherheiten – insbesondere bezüglich der Druckhöhenverteilung in den regionalen Aquiferen – werden erörtert und deren Bedeutung für die hydrogeologische Barrierenwirkung wird aufgezeigt.

- Die hydrogeologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland sind durch einen ausgeprägten Stockwerkbau charakterisiert. Lateraler Grundwasserfluss dominiert in den Aquifersystemen. In den mächtigen Grundwasserstauern werden stagnierende Porenwässer erwartet.
- Die hydraulische Barrierenfunktion des Wirtgesteins wird durch unabhängige Befunde belegt. Hierzu zählen neben den Resultate der hydraulischen Untersuchungen auch die in Benken gemessenen Isotopenprofile und die Porenwasser-Überdrücke im Wirtgestein.
- Im Wirtgestein und in den tonreichen Aquitarden der Rahmengesteine sind Stofftransportprozesse diffusionsdominiert.
- Aufgrund der vorliegenden Befunde kann der Wedelsandstein nicht eindeutig als Aquifer oder als Aquitard klassifiziert werden. Er wird daher als hydrogeologische Einheit mit beschränkter, jedoch nicht vernachlässigbarer lateraler Wasserführung betrachtet.
- Der Sandsteinkeuper prägt im Massstab des Untersuchungsgebiets im Zürcher Weinland den Grundwasserfluss in den unteren Rahmengesteinen. Gegenüber dem Muschelkalk-Aquifer stellt der Gipskeuper eine wirksame hydraulische Barriere dar, sodass der Muschelkalk als potenzieller Exfiltrationspfad an Bedeutung verliert.
- Die hydrodynamischen Modellrechnungen zeigen, dass die Unsicherheiten bezüglich der Porenwasser-Überdrücke im Wirtgestein bzw. der Druckhöhenverteilung in den regionalen Aquiferen keinen wesentlichen Einfluss auf die Bewertung der Barrierenfunktion von Wirtgestein und Rahmengestein haben.

7 Auswirkungen eines geologischen Tiefenlagers auf das Wirtgestein und die Entwicklung des Stollenumfelds

7.1 Einleitung

Das Ziel dieses Kapitels ist es, aufzuzeigen, welchen Einfluss der Bau, die Einlagerung der Abfälle und die Verfüllung der Untertagebauwerke auf das Gebirge in deren Umfeld hat. Einerseits werden dabei die chemischen, mechanischen und hydraulischen Änderungen im Umfeld der Hohlräume untersucht und andererseits die Frage beantwortet, inwieweit die verschiedenen Untertagebauwerke bautechnisch machbar sind. Diese Frage der bautechnischen Machbarkeit wird hier nur kurz angeschnitten, sie wird detaillierter diskutiert im Konzept für die Anlage und den Betrieb eines geologischen Tiefenlagers im Opalinuston (Nagra 2002a). Sieht man einmal von der Bedeutung der Auflockerungszone um Hohlräume für die Aufsättigung und den damit verbundenen Prozessen (z.B. Behälterkorrosion) ab, so ist das Stollenumfeld für die Sicherheitsbetrachtungen erst dann wichtig, wenn die Abfallbehälter versagen und Radionuklide aus den Behältern austreten können. Daher wird in diesem Kapitel hauptsächlich die zeitliche Entwicklung des Stollenumfelds betrachtet. Es ist zu beachten, dass die Auflockerungszone um die Untertagebauwerke in einem sehr gering durchlässigen Gestein ohne Störungen mit erhöhter Durchlässigkeit eine weit geringere Rolle spielt als bei Gesteinen mit wasserführenden Störungszonen.

Nach einem Überblick über die Auslegung des geologischen Tiefenlagers und seine zeitliche Entwicklung folgt eine Darstellung des beobachteten, bautechnischen Verhaltens von Tunnel und Bohrungen im Opalinuston bzw. in anderen Tonsteinen (Kap. 7.2). Kapitel 7.3 fokussiert auf die Auflockerungszone um Hohlräume und stellt neben den strukturellen Beobachtungen (Kap. 7.3.1) auch die hydrogeologischen Erkenntnisse (Kap. 7.3.2) vor. Das in Kapitel 7.3.3 an Daten aus dem Mont Terri verifizierte numerische hydro-mechanische Modell (Kap. 5.7) wird dann verwendet, um die wahrscheinliche Entwicklung der Auflockerungszone unter den In-situ-Bedingungen im Zürcher Weinland während der Bau- und Betriebsphase (Kap. 7.3.4) zu berechnen.

Die Resultate dieser Berechnungen bilden den Ausgangspunkt für die Diskussion der Langzeitentwicklung der Auflockerungszone (Kap. 7.4), wobei die Aufsättigung des Lagers und das erwartete felsmechanische und hydraulische Langzeitverhalten diskutiert werden. Im Folgenden wird die Auswirkung geochemischer Prozesse (Kap. 7.5) auf die Entwicklung der Auflockerungszone erörtert und Überlegungen zur Auswirkung des thermischen Pulses (Kap. 7.6) bei der Einlagerung wärmeproduzierender Abfälle angestellt.

Die Akkumulation und Ausbreitung von Korrosions- und Degradationsgasen im Lager (Kap. 7.7) sind sehr wichtige Prozesse für die Beurteilung der Sicherheit eines geologischen Tiefenlagers und müssen sowohl für die BE/HAA als auch für die LMA betrachtet werden, da sie zu einem Überdruck im Lager und damit zu einem Verdrängen des Wassers und einem Transport von Radionukliden aus dem Lager führen könnten. Der Einfluss der Untertagebauwerke auf die hydraulische Situation und die Porenwasserbewegung im Wirtgestein wird abschliessend in Kapitel 7.8 behandelt.

7.1.1 Auslegung des geologischen Tiefenlagers

Das geplante Tiefenlager für die Lagerung radioaktiver Abfälle ist in Nagra (2002a) detailliert beschrieben und besteht aus den folgenden Komponenten (Fig. 1.3-1, Fig. 7.1-1 sowie EKRA 2000):

- Testlager
- Pilotlager
- Hauptlager

Das Testlager ist definiert als Sammelbegriff für alle relevanten In-situ-Experimente und Tests, die bei der detaillierten Standortcharakterisierung untertage ausgeführt werden und ist damit ein synonymer Begriff für ein standortgebundenes Felslabor. Im Pilotlager wird eine geringe Menge repräsentativer Abfälle (BE/HAA) in gleicher Weise gelagert wie im Hauptlager. Diese Abfälle werden stellvertretend für das gesamte Lager über lange Zeit beobachtet (Monitoring), um Aussagen über das Verhalten des Lagers machen und die Verlässlichkeit der getroffenen Vorhersagen überprüfen zu können. Das Hauptlager ist in einen Bereich für die Lagerung der BE/HAA und einen Bereich für die LMA gegliedert, die räumlich voneinander getrennt sind (Fig. 7.1-1). Die entsprechenden Lagerstollen bzw. -tunnel sind durch Betriebs- und Bautunnel miteinander verbunden, der Zugang erfolgt über eine Rampe bzw. den Bau- und Lüftungsschacht. Die einzelnen Lagerstollen stellen eigenständige, durch Versiegelungselemente abgeschlossene Lagerzellen dar, deren Ausrichtung durch das Spannungsfeld bestimmt wird. Zur optimalen Nutzung der geologischen Barrieren muss sichergestellt werden, dass die Lagerstollen bzw. -tunnel etwa im Zentrum des Wirtgesteins angeordnet sind. Wichtige Auslegungsparameter der Lagerstollen sind (Nagra 2002a):

BE/HAA-Lagerstollen

- Ausbruchsdurchmesser: 2.5 m
- Länge: je ca. 800 m
- Ausbau/Sicherung: Anker und Netze
- Verfüllmaterial: hochkompaktierter Bentonit
- Anzahl: 27

LMA-1-Lagertunnel

- äquivalenter Ausbruchsdurchmesser: ca. 9 m
- Länge: je ca. 90 m
- Ausbau/Sicherung: Spritzbeton (armiert) und Anker
- Verfüllmaterial: Zement
- Anzahl: 2

LMA-2-Lagertunnel

- äquivalenter Ausbruchsdurchmesser: ca. 5.8 m
- Länge: ca. 60 m
- Ausbau/Sicherung: Spritzbeton (armiert) und Anker
- Verfüllmaterial: Zement
- Anzahl: 1

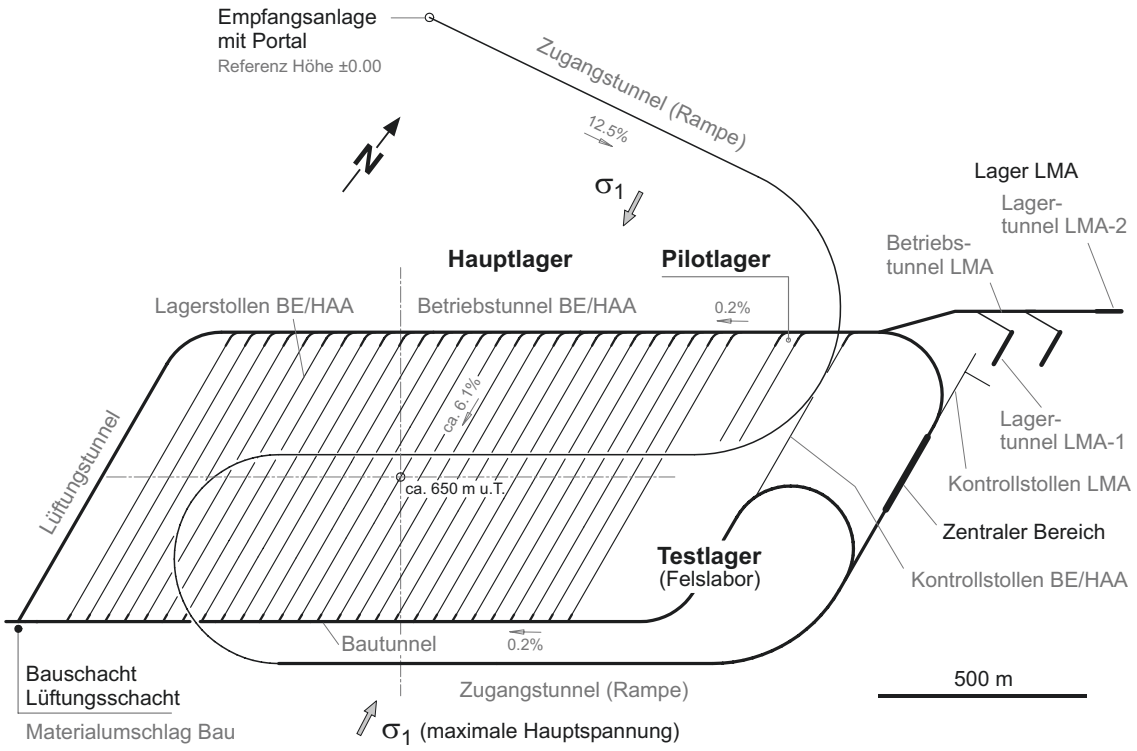


Fig. 7.1-1: Auslegung des geologischen Tiefenlagers.

Es ist vorgesehen, die Lagerstollen bzw. -tunnel während der Betriebsphase aufzufahren und nach der Einlagerung sofort zu verfüllen, sodass sie maximal 2 Jahre offenstehen. Langzeitbetrachtungen sind somit nur für verfüllte Lagerstollen anzustellen. Die Zugangs-, Betriebs- und Bautunnel sowie der Lüftungsschacht werden nach abgeschlossener Einlagerung nur für relativ kurze Zeit (bis ca. 20 Jahre) offengehalten, soweit sie nicht für den Zugang und zur Überwachung des Pilotlagers benötigt werden. Diese Stollen dienen rein operationellen Zwecken, und ihr Ausbau wird einzig durch die bautechnischen Anforderungen bestimmt. Es werden bei diesen Tunnel keine besonderen Anforderungen an die für den Ausbau verwendeten Materialien gestellt. Es ist zu beachten, dass solche Tunnel bis zur Rückverfüllung problemlos für Unterhalt und gegebenenfalls für Reparaturen zugänglich sind, ähnlich wie bei Eisenbahn- oder Strassentunneln. Nach Ende der Beobachtungsphase (Annahme: ca. 100 Jahre) werden auch diese Tunnel verfüllt und im Bereich des Wirtgesteins an geeigneter Stelle versiegelt.

7.1.2 Zeitliche Entwicklung des Tiefenlagers

Das Wirtgestein besteht, wie in Kapitel 5 dargestellt, aus einem sehr homogenen, weitgehend ungestörten Tonstein, der allerdings eine starke Anisotropie zeigt. Das Auffahren der Stollen und Tunnel wird daher eine grosse, aber räumlich begrenzte Störung des Wirtgesteins darstellen und zumindest zu einer zeitweisen Änderung der Wirtgesteinseigenschaften im direkten Umfeld der Untertagebauten führen. Wichtig für die Untersuchung dieser transienten Veränderungen ist es, das geplante zeitliche und technische Vorgehen beim Bau der Lagerstollen zu betrachten.

Generell sind bei den Betrachtungen der Lagerstollen und -tunnel, auf die diese Diskussion beschränkt ist, drei Phasen zu unterscheiden:

- Bau und Betrieb der Lagerstollen bzw. -tunnel
- Beobachtungsphase (Monitoring)
- Verschluss des Tiefenlagers und Entwicklung von neuen Gleichgewichtszuständen.

In der ersten Phase werden die Stollen bzw. Tunnel aufgefahren und durch Einbauten und Stützmassnahmen (z.B. Anker) gesichert. Diese Phase ist durch die mechanische Entlastung des Stollenumfelds und die damit verbundene Bildung einer Auflockerungszone (AUZ) gekennzeichnet (Kap. 7.3). In einer Auflockerungszone wird lokal die Festigkeit des Gebirges überschritten, und es bilden sich Zug- bzw. Scherrisse, die zu einer Veränderung der Gesteinseigenschaften im Stollenumfeld führen. Dies bedeutet jedoch nicht, dass das Gestein in der Auflockerungszone vollkommen entfestigt ist und in den Stollen einbricht, sondern dass dieser Teil des Gebirges nur noch eine Restfestigkeit und -reibung besitzt und damit ein Teil der Hohlraumstabilität durch das weiter entfernt liegende Gebirge bzw. durch verschiedene Stützmassnahmen gewährleistet werden muss. Dabei kann durch die Wahl des Stollenquerschnitts, der Orientierung der Stollen im Spannungsfeld sowie des Einbringzeitpunkts der Stützmassnahmen die Ausbildung der Auflockerungszone in bestimmten Grenzen beeinflusst werden (Einstein et al. 1995, Nagra 2002a). Von primärer Bedeutung für ein geologisches Tiefenlager sind die durch die Auflockerung bewirkte Erhöhung der hydraulischen Durchlässigkeit und gegebenenfalls geochemische Effekte entlang der Untertagebauwerke und nicht die mechanische Auswirkung der Auflockerungszonen und die damit verbundene Konvergenz.

Wie oben erwähnt, ist zu beachten, dass die veränderten hydraulischen Parameter der Auflockerungszone im Rahmen der Langzeitsicherheit hauptsächlich dann eine Rolle spielen, wenn Radionuklide aus den Behältern in das Stollenumfeld gelangen können – also bei BE/HAA frühestens ca. zehntausend Jahre nach Einlagerung. Daher ist die zeitliche Entwicklung nach Bau, Verfüllung und Aufsättigung und speziell der Endzustand der Auflockerungszone um den jeweiligen Lagerstollen wichtig. Bei den BE/HAA-Lagerstollen ist vorgesehen, dass wegen der möglichen Interaktion von Hoch-pH-Wässern mit dem zur Verfüllung verwendeten Bentonit kein Zement zur Stützung und Auskleidung der Lagerstollen eingesetzt wird (Nagra 2002a). Als Stützmassnahme sind lediglich Netze und Anker vorgesehen. Nach dem Einbringen der Abfälle bewirken Aufsättigungsprozesse der Auflockerungszone und des Bentonits (Kap 7.4.1) Kriech- und Quellprozesse, die wiederum zu neuen Spannungsumlagerungen und Deformationen führen. Für die LMA-Lagertunnel ist im Gegensatz zu den oben erwähnten Stollen der Einsatz von Zement möglich. Auch in diesem Fall werden die Lagertunnel unverzüglich innerhalb weniger Jahre verfüllt.

Während der Beobachtungsphasen sind alle Stollen im Bereich des Hauptlagers sowie der Bau- und Lüftungsschacht verfüllt bzw. versiegelt. Nur die Zugangs- sowie die Beobachtungstunnel im Bereich des Pilotlagers und die Rampe sind noch offen. Notwendige Wartungsarbeiten, wie sie in einigen Tunneln im Opalinuston unter ähnlichen Bedingungen (z.B. Grenchenbergtunnel) erforderlich waren, sind technisch machbar, da keine Abfälle in diesen Tunneln lagern. Die verfüllten Lagerstollen bzw. -tunnel werden sich langsam mit Wasser aufsättigen, wobei die Aufsättigung der Auflockerungszone und des Bentonits zu Änderungen des Materialverhaltens (s. Kap. 5.7) führen wird. Dies bewirkt weitere Deformationen, verbunden mit einer Selbstabdichtung der Auflockerungszone (Kap. 7.4.3). Gegebenenfalls kann dies auch zur In-situ-Kompaktion des Bentonits und zu zusätzlichen Spannungsumlagerungen im Stollenumfeld führen. Die möglichen Deformationen sind jedoch im verfüllten Stollen sehr begrenzt und dürften nur zu wenigen Prozent zusätzlicher Konvergenz führen (Kap. 7.4.2). Die über längere Zeiträume offenen Bau-, Betriebs- und Zugangstunnel werden durch Stützmassnahmen (z.B. massive Sohlgewölbe und Spritzbeton) an einer weiteren Konvergenz gehindert.

Langzeitentwicklung

Nach der Verfüllung aller Stollen, Tunnel, der Rampe und des Schachts wird das gesamte Tiefenlager langsam wieder in einen Gleichgewichtszustand übergehen. Bei diesem Vorgang laufen sehr unterschiedliche, sich gegenseitig beeinflussende Prozesse ab. Figur 7.1-2 macht deutlich, welche Phänomene bei einer Analyse der Langzeitentwicklung der Stollen und ihres Umfelds in Betracht gezogen werden müssen. Einerseits wirken bei allen Untertagebauten hohe hydraulische Gradienten, die einen Wasserfluss in den verfüllten Stollen bewirken (Kap. 7.4.1). Andererseits sind speziell bei den BE/HAA-Lagerstollen Saugspannungen im teilweise entsättigten Wirtgestein und im Bentonit wirksam sowie thermische Gradienten bedingt durch die Wärmeentwicklung der Abfälle. Die durch den Wasserfluss und die Aufheizung bedingten Änderungen (Porenwasserdruck, Aufsättigung etc.) bewirken wiederum mechanische Reaktionen wie Entfestigung und zeitabhängige Deformationen.

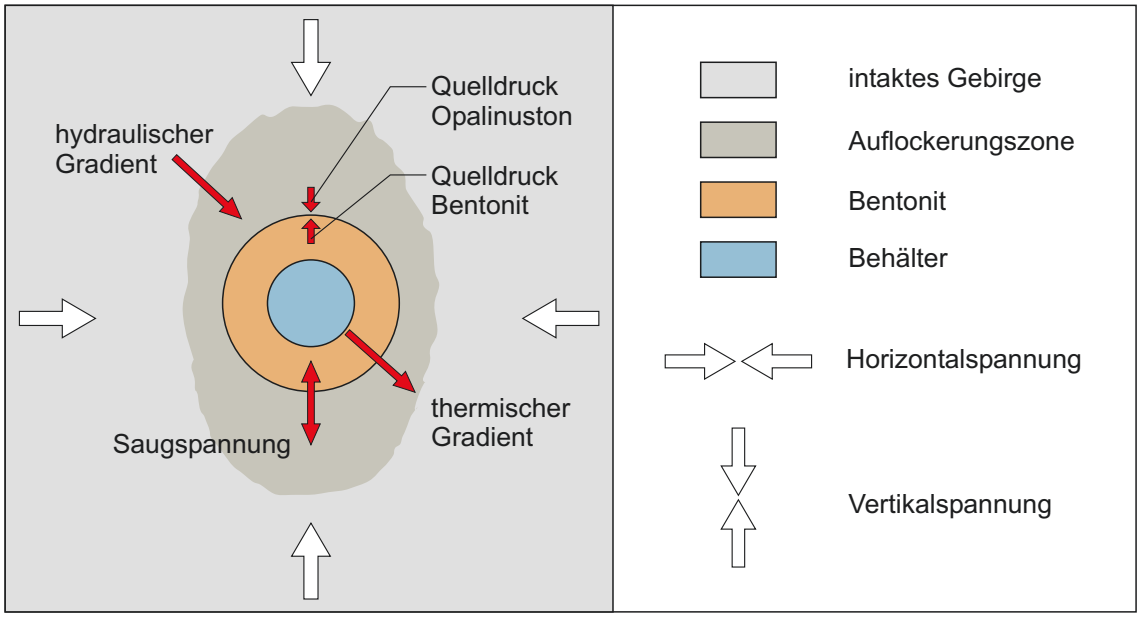


Fig. 7.1-2: Prinzipskizze zur Illustration der Prozesse im Bereich eines verfüllten BE/HAA-Lagerstollens (ohne geochemische Prozesse).

Bei der Aufsättigung werden sich im Gestein und im Bentonit langsam immer höhere Quelldrücke entwickeln. Zu einem relativ späten Zeitpunkt kommen zusätzlich Deformationen, bedingt durch die Korrosion der Stahlbehälter, hinzu, da die Volumina der Korrosionsprodukte grösser sind als die Volumina der intakten Behälter.

Durch die Akkumulation und Ausbreitung von Korrosions- und Degradationsgasen können im Tiefenlager (Kap. 7.7) Gasdrücke entstehen, die einerseits das Deformationsverhalten des Gesteins und andererseits den Wasserfluss und damit den Radionuklid-Transport direkt beeinflussen.

7.2 Bautechnische Betrachtungen zur generellen Tunnelstabilität

Die Fragestellung der bautechnischen Machbarkeit von Stollen und Tunnel im Opalinuston unter den zu erwartenden Randbedingungen im Zürcher Weinland wird in Nagra (2002a) behandelt. Diese Studie zeigt, dass bei den vorgegebenen Materialparametern (Nagra 2001 bzw.

Kap. 9.5) das Spannungsfeld und auch der Porenwasserdruck entscheidende Rollen spielen. Bedingt durch die bautechnisch ungünstige, aber aus Erschliessungsgründen notwendige Stollenführung parallel zur Schichtung, kommt der Ausrichtung der Lagerstollen bzw. -tunnel eine wichtige Rolle zu. Da die vertikale und minimale horizontale Hauptspannung ungefähr gleich gross sind und die maximale horizontale Hauptspannung ca. 30–50 % grösser ist als die beiden anderen (Kap. 4.4), wurden alle kritischen Untertagebauten (Lagerstollen, zentraler Bereich etc.) parallel zur grössten horizontalen Hauptspannung ausgerichtet. Die Resultate der numerischen Berechnungen zeigen, dass die Untertagebauten unter den vorgegebenen Bedingungen (z.B. nur Netze und Anker in den BE/HAA-Lagerstollen) gebaut werden können (Nagra 2002a).

7.2.1 Erfahrungen aus Tunneln im Opalinuston

Zusätzliche Informationen zur bautechnischen Machbarkeit liefern die bisherigen Erfahrungen mit Tunneln im Opalinuston. In der Nordschweiz existieren eine Anzahl teilweise sehr alter Eisenbahn- und Strassentunnel durch den Opalinuston. Die meisten dieser Tunnel wurden im Bereich des Faltenjuras, also einem Gebiet mit intensiver tektonischer Verfaltung der Sedimente, gebaut. Obwohl diese Tunnel lokal Überlagerungen bis 800 m (meist aber 200–400 m) haben und damit Aufschluss über die generelle Machbarkeit von tiefliegenden Tunneln im Opalinuston geben können, sind die Ergebnisse für die Untersuchung der Auflockerungszone nur bedingt brauchbar. Gründe hierfür sind:

- unterschiedliche Primärspannungsbedingungen,
- möglicherweise unterschiedliche geologische Belastungsgeschichte,
- intensive tektonische Verfaltung und Deformation im Faltenjura im Vergleich zum ruhig gelagerten Tafeljura im Zürcher Weinland,
- unterschiedliche Tunneldurchmesser,
- unterschiedliche Ausrichtung der Stollen bezüglich der Gesteinsanisotropie (Schichtung),
- wenig relevante Information bezüglich Auflockerungszonen.

Die folgende Zusammenstellung des Deformationsverhaltens der Jura-Tunnel basiert auf einer Studie von Einstein et al. (1995) und Untersuchungen von Amstad & Kovari (2001).

Grenchenberg-Tunnel

Der zwischen 1911 und 1916 gebaute Grenchenberg-Tunnel weist eine maximale Überlagerung von 700–800 m auf und quert den Opalinuston fünfmal mit einer Gesamtlänge von 416 m (Buxtorf 1916). Das bautechnische Verhalten wird als gut bezeichnet, trotzdem wurden massive Ausbauten verwendet (Sohlgewölbe von ca. 50 cm, bzw. Sohlverkleidung von 30 cm). Ungefähr die Hälfte des Sohlgewölbes musste wegen konstruktiver Fehler später ausgetauscht werden (Steiner & Metzger 1988).

Hauenstein-Basistunnel

Der 1916 fertiggestellte Hauenstein-Basistunnel erschliesst den Opalinuston auf einer Strecke von ca. 100 m bei ca. 300 m Überlagerung. Beim Bau wurden Sohlhebungen von ca. 10 cm beobachtet. Während der Reparaturarbeiten von 1980–1986 wurde ein Sohlgewölbe von 80 cm Mächtigkeit eingebaut, da sich mit der Zeit Instabilitäten in der Sohle ergaben.

Bözberg-Eisenbahntunnel

Der Bözbergtunnel wurde 1871–1875 gebaut. Die Opalinustonstrecke von ca. 140 m bei einer Überlagerung von 200 m zeigte von Anfang an sowohl Sohlhebungen als auch Querschnittverengungen (Beck & Golta 1972). Schon 1885 mussten Reparaturarbeiten an der Drainage vorgenommen werden. Trotz einer ersten Sanierung (1919–1923) zeigen Messungen in der Zeit von 1923–1954 Sohlhebungen von ca. 18 cm und Querschnittverengungen von ca. 13 cm. Nach Beurteilung von Bridel & Beck (1970) sind diese Deformationen auf Fehler im Drainagesystem (Leckagen) zurückzuführen. Nach Einbau eines Sohlgewölbes wurden keine Bewegungen mehr beobachtet (Beck & Golta 1972).

Belchen-Autobahntunnel

Der zwischen 1963 und 1970 gebaute Autobahntunnel erschliesst den Opalinuston auf einer Strecke von ca. 300 m bei ca. 330 m Überdeckung. Nach Grob (1972) zeigte sich eine signifikante Hebung der Drainage bis zu 50 cm. Nach Einbau eines Sohlgewölbes wurden keine weiteren Hebungen mehr, dafür aber Sohldrücke beobachtet.

Felslabor Mont Terri

Ausgehend vom Erkundungsstollen (heute Sicherheitsstollen) des Autobahntunnels der A16 wurden 1998 die Versuchsstollen und Nischen im Opalinuston des Felslabors mit einer Gesamtlänge von ca. 230 m aufgefahren. Ein grundlegendes Experiment (*mine-by test*) beinhaltete die detaillierte Untersuchung der Deformationen beim Auffahren der Stollen (Martin & Lanyon 2002, Martin et al. 2002). Alle Bauarbeiten erfolgten dabei ohne Eintrag von Wasser, selbst Schussbohrungen für den Sprengvortrieb wurden trocken ausgeführt. Dabei zeigte sich, im Gegensatz zu den oben erwähnten Beispielen aus verschiedenen Tunneln, nahezu keine Sohlhebung. Der Stollen mit Durchmessern von ca. 5 m konnte problemlos, teilweise ohne Sohlgewölbe gebaut werden und zeigt auch vier Jahre nach dem Auffahren keine signifikanten Sohlhebungen.

Ausgehend von den Beobachtungen in den älteren Tunneln kann nur eine qualitative Aussage über die jeweilige Auflockerungszone gemacht werden. Das grundlegende Schadensbild bei diesen Tunneln und die vorwiegenden Deformationen beruhen auf Sohlhebungen, die sehr grosse Werte annehmen können. Die Schadensursache wurde in diesen Fällen nicht definitiv untersucht, es werden aber folgende Hypothesen genannt:

- Einstellung eines Quelldrucks durch die Wasseraufnahme des Gesteins (wird aber als relativ unwahrscheinlich klassifiziert),
- Entfestigung des Gesteins (aufgrund des Quellvorgangs),
- Fehler bzw. Schäden im Drainagesystem (Leckagen) und damit verbunden eine Erhöhung des Wassergehalts in der Auflockerungszone in der Sohle der Tunnel (Wegmüller 2001), wodurch wiederum Quelldruck und Entfestigung verstärkt wird,
- dynamische Belastung des Gesteins (z.B. durch Eisenbahn).

Felslabor Tournemire

Im Opalinuston bestehen derzeit keine schichtparallelen Bauwerke bei grösseren Überlagerungen. Im südfranzösischen Felslabor Tournemire, welches ein dem Opalinuston ähnliches, wenn auch stärker konsolidiertes Gestein bei 270 m Überdeckung durchteuft, wurden bei schichtparallelen Bauwerken keine bautechnischen Probleme festgestellt (Boisson 2002). Die

Verbreitung von Entlastungsklüften wurde untersucht und entspricht ca. 0.3 × dem Durchmesser des 110 Jahre alten Eisenbahntunnels bzw. 0.15 × dem Durchmesser des 1996 erbauten Laborstollens.

7.2.2 Bohrungen in Tonsteinen bzw. Tonschiefern

Bei zahlreichen Bohrungen der Erdölindustrie wurde die Beobachtung gemacht, dass Stabilitätsprobleme beim Durchteufen toniger Formationen besonders dann auftreten, wenn die Bohrachse parallel zur Schichtung steht (Økland & Cook 1998, Willson et al. 1999). Dieselbe Beobachtung wurde auch im Felslabor Mont Terri gemacht.

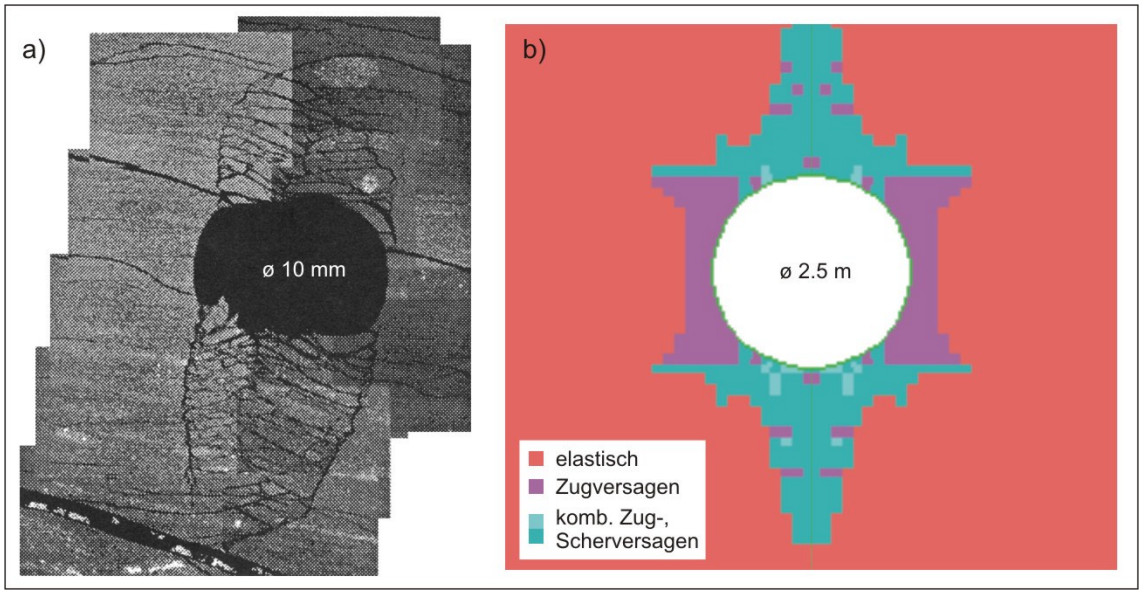


Fig. 7.2-1: Bruchversagen eines überkonsolidierten Tonschiefers.

a) Laborresultat: Die mit Bohrspülung gefüllte Innenbohrung (Ø 10 mm) zeigt schichtparalleles Versagen bei der Belastung mit einem isotropen Manteldruck im Triaxial-Versuch (Økland & Cook 1998).

b) Modellrechnung (Kap. 7.3.4): Numerisch berechnete Geometrie der Auflockerungszone um einen Stollen (Ø 2.5 m). Die in violett dargestellten Zugrissbereiche entstehen hauptsächlich durch einen transienten Porenwasser-Überdruck während der Hohlraumerstellung. Sie können daher im Laborversuch (a) nicht auftreten.

Økland & Cook (1998) und Rummel & Weber (2002) haben an Hohlzylindern, d.h. zylindrischen Gesteinsproben mit zentralem Bohrloch, die Bohrlochverengung und das Bruchmuster im umgebenden Gestein als Funktion des Manteldrucks untersucht und sind zu folgenden Schlüssen gekommen:

- Abhängig von der Ausrichtung der Bohrungsachse bezüglich der Schichtung entstehen vollkommen unterschiedliche Versagensmuster.
- Während Versuche bei trockenen Innenbohrungen zu keinem Versagen führen, ergeben sich beträchtliche Auflockerungsbereiche und teilweise vollständiges Versagen (Kollabieren) bei wassergefüllten Bohrungen (Fig. 7.2-2).
- Bei paralleler bis sub-paralleler Ausrichtung der Bohrungsachse zur Schichtung wird das ausgeprägteste Schadensbild beobachtet. Trotz isotroper Belastung ergibt sich schicht-

paralleles Versagen der Probe und ein Verbiegen und Zerscheren dieser abgelösten Schichtpakete (Fig. 7.2-1a). Bei Winkeln > 20 ° zwischen Zylinderachse und Schichtung sind diese Effekte bei Laborversuchen hingegen minimal.

Die Beobachtungen in den Tunneln im Opalinuston zeigen, dass ein Auffahren der geplanten Untertagebauten prinzipiell möglich sein sollte. Probleme könnten sich ergeben, sobald Wasser von aussen eingetragen wird, oder eine unzureichende Ventilation eine Erhöhung des Wassergehalts im Tunnelumfeld des Opalinustons zulässt.

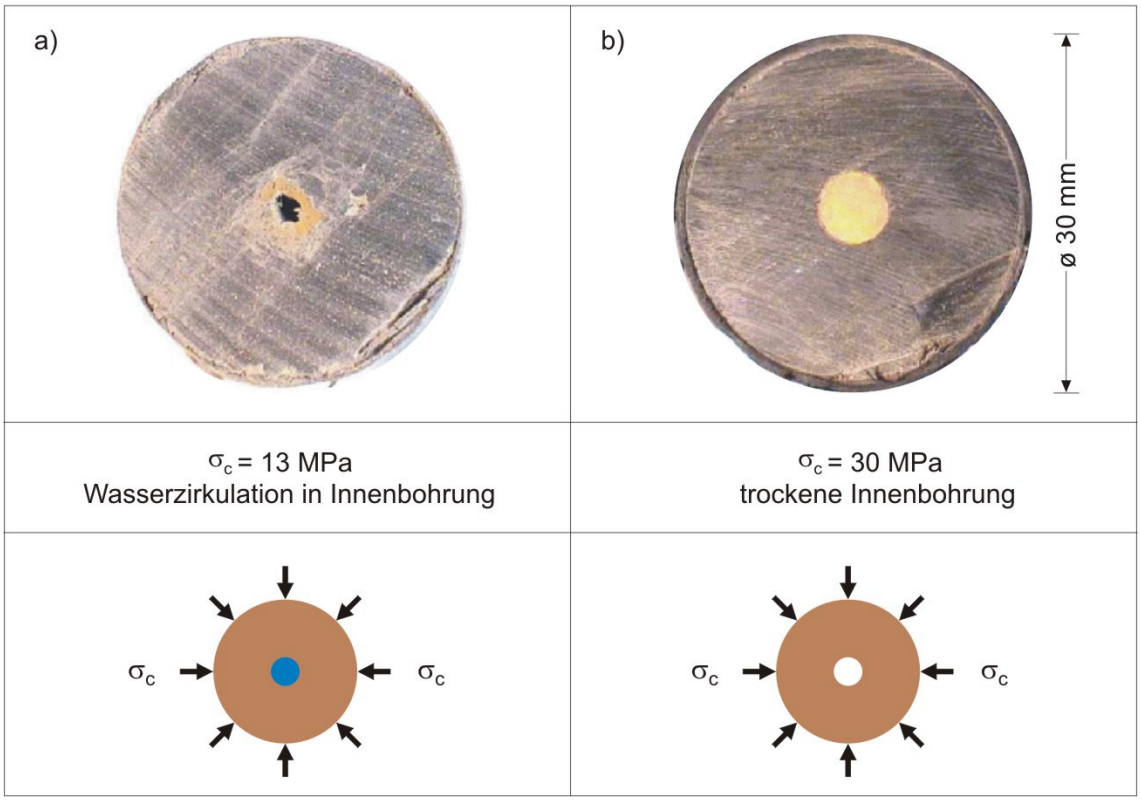


Fig. 7.2-2: Ergebnisse von Triaxialversuchen an Opalinuston mit einer Innenbohrung parallel zur Schichtung.

Während bei Versuch a) in der Innenbohrung Wasser zirkuliert wurde, war die Innenbohrung bei Versuch b) trocken. Die Probe in a) versagte bei einem Manteldruck von ca. 13 MPa, während b) auch bei mehr als 30 MPa noch stabil war (Rummel & Weber 2002).

7.2.3 Bautechnische Betrachtungen zur generellen Tunnelstabilität: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

In der Schweiz existieren Erfahrungen mit Tunnelbauten im Opalinuston seit mehr als 100 Jahren. Es zeigt sich dabei:

- Erfahrungen beim Tunnelbau im Opalinuston liegen bis zu Überlagerungen von 700–800 m vor. Der Bau dieser Tunnel stellte keine grösseren Probleme dar.

- Während des Baus und verstärkt in Laufe des Betriebs zeigten sich teilweise signifikante Schäden (z.B. Sohlhebungen), die grösstenteils auf das Eindringen von Wasser und den damit verbundenen Quellprozess und Entfestigung zurückgeführt werden.
- Mit der Hilfe von Einbauten und Stützmassnahmen lassen sich die zeitabhängigen Deformationen verringern bzw. stoppen.
- Die Tunnel sind grösstenteils nicht parallel zur Schichtung gebaut und geben damit nur bedingt Hinweise auf das Deformationsverhalten der im geologischen Tiefenlager geplanten schichtparallelen Lagerstollen. Beobachtungen aus horizontal abgelenkten Bohrungen in Tonsteinen und Tonschiefern zeigen, dass schichtparallele Bohrungen instabiler als Bohrungen in andere Richtungen sind.

7.3 Entwicklung der Auflockerungszone während der Bau- und Betriebsphase

Die Stabilität eines Untertagebauwerks und damit die Ausbildung und Geometrie der Auflockerungszone sind abhängig von den Materialeigenschaften des Gebirges, seiner Heterogenität sowie den Belastungen durch Gebirgsspannung und Porenwasserdruck. Neben diesen Parametern oder Zuständen spielen natürlich auch technische Parameter einen Rolle – Ausbruchsquerschnitt, Vortriebsart, Vortriebsgeschwindigkeit und Ausbauparameter seien hier genannt. Das bedeutet, dass man bei den vorgegebenen Bedingungen durch technische Massnahmen in der Lage ist, das Deformationsverhalten des Gebirges zu beeinflussen. Als Beispiel ist hier insbesondere der Tunnelausbau zu erwähnen, der durch seine Stützfunktion die Konvergenzen in den Untertagebauten reduzieren kann und so in der Lage ist, eine Auflockerungszone zu minimieren.

Zunächst stellt sich die Frage, wie in einer Tiefe von ca. 650 m die einzelnen Untertagebauten sinnvoll anzuordnen und zu dimensionieren sind. Diese Frage wird in diesem Bericht nur kurz angeschnitten, die detailliertere Analyse der bautechnischen Machbarkeit erfolgt in Nagra (2002a). Dieser Bericht konzentriert sich auf die Bereitstellung der grundlegenden Daten (Kap. 5 und 9.5) für den Bericht über Anlagen und Betrieb eines geologischen Tiefenlagers im Opalinuston (Nagra 2002a) und das Langzeitverhalten der Lagerstollen (dieses Kapitel bzw. Kap. 9.5). Dazu wird das Deformationsverhalten eines Lagerstollens unter In-situ-Bedingungen, wie sie im Zürcher Weinland vorherrschen, untersucht und eine Abschätzung der hydraulischen Signifikanz der Auflockerungszone vorgenommen. Während in Kapitel 7.3.3 das empirische Modell anhand von Beobachtungen im Mont Terri verifiziert wird, ist Kapitel 7.3.4 numerischen Berechnungen zur Tunnelstabilität und zur Auflockerungszone im Zürcher Weinland gewidmet.

7.3.1 Struktur der Auflockerungszone im Felslabor Mont Terri

Direkte strukturelle Beobachtungen über die Bruchgeometrien um verschiedene Untertagebauwerke im Opalinuston erfolgten im Felslabor Mont Terri (Thury & Bossart 1999 sowie Übersicht neuerer Arbeiten in Mazurek 2001a). Die Achsen des Felslaborstollens wie auch des parallelen Sicherheitsstollens (*Galerie de Secours*) zum Autobahntunnel verlaufen ungefähr parallel zu σ_2 [24], und σ_1 steht subvertikal. Der Winkel zwischen der Tunnelachse und der nach Südosten einfallenden Schichtung beträgt ca. 40 °.

[24] σ_1 bzw. σ_2 = maximale bzw. mittlere Hauptspannung.

Nischen im Sicherheitsstollen im Mont Terri

In Nischen, die ca. 8 Jahre nach dem Bau der *Galerie de Secours* seitlich ausgebrochen wurden, sind zur Tunneloberfläche parallele, zwiebelschalenartige Kluftsysteme zu beobachten (Thury & Bossart 1999). Die in den Nischen beobachtete Kluftdichte beträgt 10–30 m^{-1} in Nähe der Tunnelwand, nimmt in ca. 1 m Abstand auf 5–10 m^{-1} ab und geht nach ca. 2 m Abstand von der Tunneloberfläche gegen 0 (Fig. 7.3-1). Neben den zur Stollenwand parallelen Klüften sind auch untergeordnet schichtungsparallele Klüfte sowie spröde Scherzonen feststellbar. Die Länge der einzelnen Klüfte liegt im dm- bis m-Bereich. Ausser dünnen, lokalen Gipsbelägen in den tunnelnahen 0.7 m fehlen Kluftfüllungen. Konzeptuell lässt sich die Auflockerungszone in die in Tabelle 7.3-1 dargestellten Bereiche gliedern.

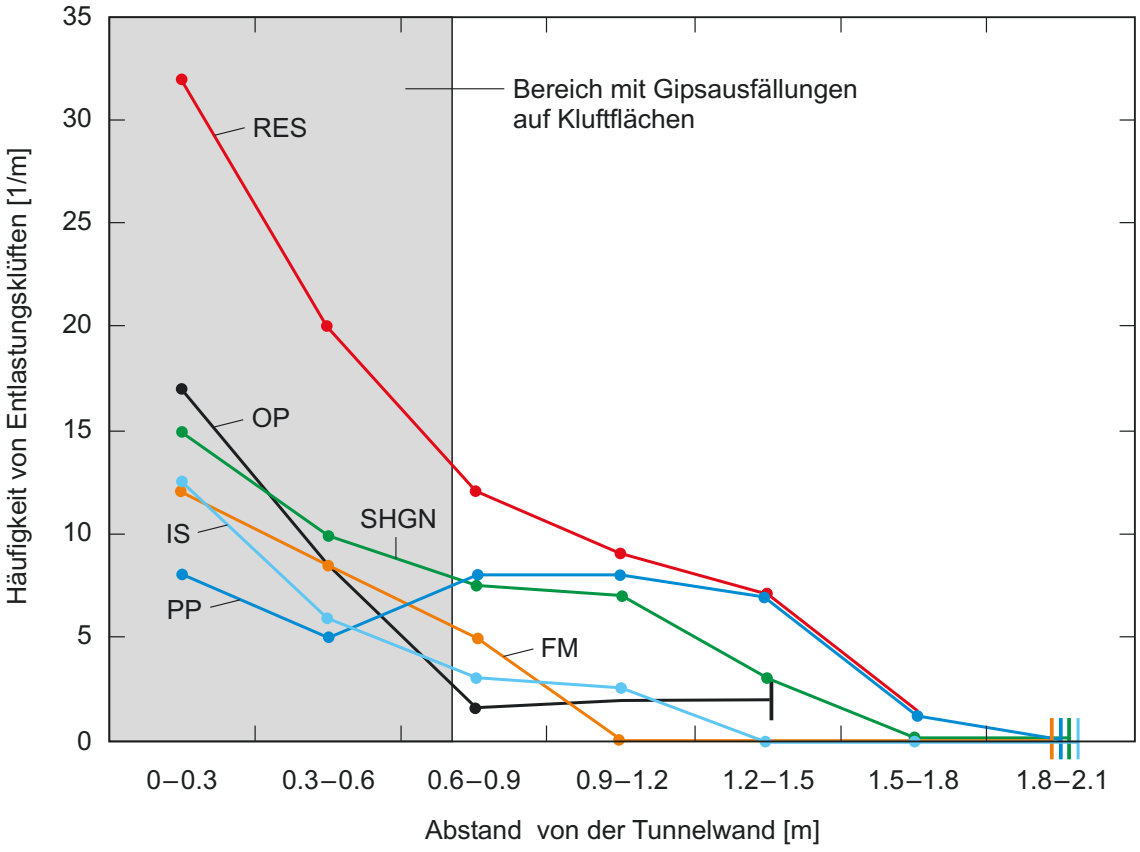


Fig. 7.3-1: Häufigkeit von Entlastungsklüften, beobachtet in Nischen des Felslabors Mont Terri, als Funktion des Abstands zur Stollenwand.

Vertikale Balken kennzeichnen das Ende des Beobachtungsfensters. Die Abkürzungen entsprechen den Bezeichnungen der Nischen, aus welchen die Beobachtungen stammen (umgezeichnet nach Thury & Bossart 1999).

Auflockerungszone des Felslaborstollens

Zur detaillierten Untersuchung der Auflockerungszone wurden 1 m lange Bohrungen horizontal in die Ulmen sowie vertikal in die Firste des Stollens gebohrt, mit fluoreszierendem Harz imprägniert und anschliessend überbohrt (Bossart et al. 2002, Möri & Bossart 1999). Die Auswertung ergibt drei Typen von Strukturen in der Auflockerungszone:

- *Entlastungsklüfte* entlang von Schichtflächen werden hauptsächlich im Firstbereich identifiziert. Sie haben im Stollenquerschnitt horizontale Spuren, stehen ansonsten aber wegen des Einfallens der Schichtung schief zur Stollenachse.
- *Entlastungsklüfte* in den Ulmen stehen steil und stollenparallel. Sie folgen keinen präexistierenden Strukturen.
- *Tektonische Scherbrüche* wurden sowohl in horizontalen wie auch vertikalen Bohrungen angetroffen, sind aber nur zu 50 % harzimprägniert.

Die Häufigkeit der Entlastungsklüfte liegt bei 5 m^{-1} und hängt nur wenig von der Bohrrichtung bzw. Position bezüglich der Stollen ab. Tektonische Scherbrüche sind im Firstbereich (3 m^{-1}) eher reaktiviert als in den Ulmen (1 m^{-1}). Die mit einer Teilschnittmaschine erstellten Tunnelabschnitte zeigen im Vergleich mit gesprengten Abschnitten eine etwas geringere Dichte von Strukturen. Wichtig ist, dass in diesen Bohrungen weniger Entlastungsklüfte beobachtet werden als in den oben beschriebenen Nischen. Dies ist teilweise durch den lokal sehr begrenzten Aufschlussbereich einer Bohrung erklärbar. Der Hauptgrund für diesen Unterschied dürfte allerdings die extreme Spannungskonzentration in den Pfeilern der Nischen darstellen. Dies könnte bedeuten, dass die in den Nischen beobachtete Häufigkeit der Entlastungsklüfte nicht repräsentativ für einen Stollen ist.

Tab. 7.3-1: Gliederung der Auflockerungszone der *Galerie de Secours* im Mont Terri.

Nach Bossart et al. (2002), Bossart, pers. Mitt. und Martin & Lanyon (2002).

Distanz vom Stollen [cm]	**Bereich**	**Strukturen**	**Lokale Transmissivität [m^2/s]**
0 – 70 (max. 125)	Innerer Bereich der plastischen[1] Zone	zumindest teilweise verbundenes Netzwerk von Sprödstrukturen; oft desaturiert, mit Gips auf Bruchflächen	$10^{-10} – 5 \times 10^{-7}$
70 – 200	Äusserer Bereich der plastischen Zone	zum grossen Teil unverbundene Einzelstrukturen	$10^{-12} – 10^{-9}$
200 – 400	Elastische Zone mit Spannungsumlagerungen	keine makroskopischen Strukturen	$5 \times 10^{-13} – 10^{-12}$

[1] Der Begriff "plastisch" wird hier im ingenieurmässigen (und nicht im strukturgeologischen) Sinne verwendet und bezieht sich auf den durch auflockerungsbedingte Sprödstrukturen gekennzeichneten Bereich der Auflockerungszone. Demgegenüber werden in der "elastischen" Zone keine solchen Sprödstrukturen beobachtet.

Konzeptuelles Strukturmodell der Auflockerungszone im Mont Terri

Wie Figur 7.3-2 zeigt, ist in einem Profil senkrecht zur Tunnelachse die Auflockerungszone rundherum von zwiebelschaligen, konzentrischen Strukturen dominiert. Bei dreidimensionaler Betrachtung besteht allerdings keine vollständige Symmetrie; die Entlastungsklüfte im Bereich der Ulmen verlaufen tangential zum Stollen, was im Fall der schichtparallelen Klüfte im Firstbereich nicht der Fall ist (Winkel von ca. 40° zur Stollenachse). Zusätzlich zu den Entlastungsklüften können reaktivierte Scherbrüche, die im Firstbereich häufiger beobachtet werden, auch im Bereich der Ulmen vorkommen.

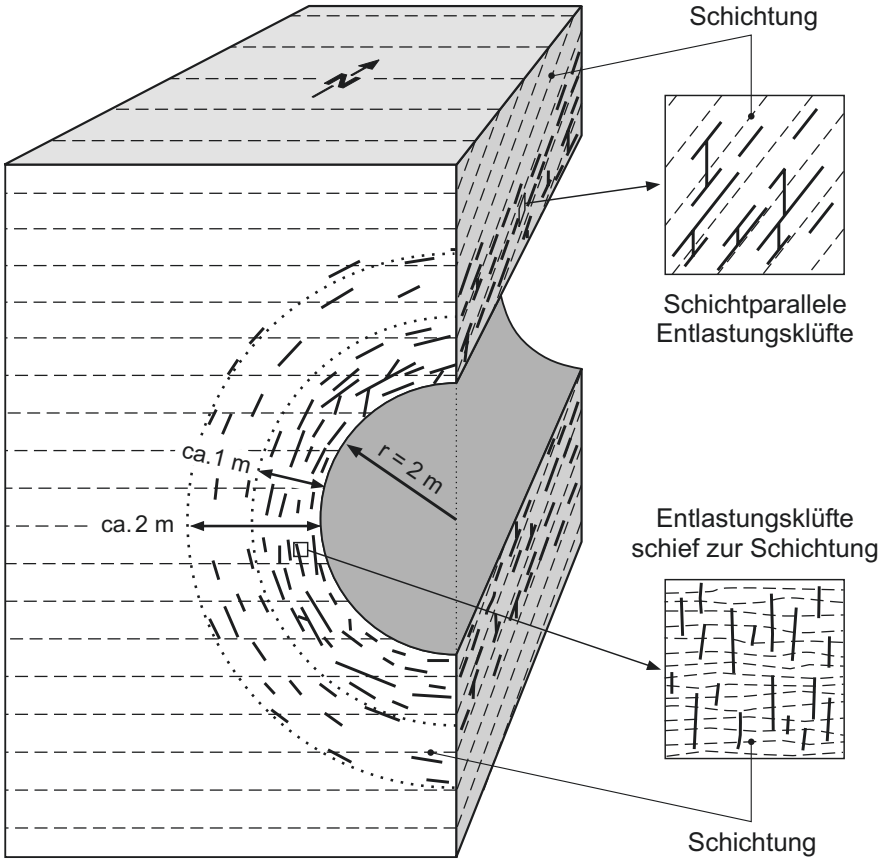


Fig. 7.3-2: Geometrisches konzeptuelles Modell der Auflockerungszone des Felslabors Mont Terri.

Aus Bossart et al. (2002).

7.3.2 Hydrogeologische Veränderungen im Stollennahfeld im Mont Terri

Direkte Untersuchungen der hydraulischen Durchlässigkeit bzw. Transmissivität in Auflockerungszonen liegen für den Opalinuton nur aus dem Felslabor Mont Terri vor. Sie wurden innerhalb verschiedener Experimente mit unterschiedlichen Konzepten und Instrumentierungen durchgeführt, ergeben jedoch ein relativ einheitliches Bild (Martin & Lanyon 2002). Berechnet man die effektive lokale hydraulische Durchlässigkeit in der Auflockerungszone, so ergibt sich für den Bereich der Sohle und der Firste ein Wert von ca. 1×10^{-10} m/s, während in den Ulmen weit höhere effektive Durchlässigkeiten in der Grössenordnung von $1–5 \times 10^{-7}$ m/s beobachtet werden (Fig. 7.3-3).

Eine wichtige Frage ist, wie man diese lokalen Durchlässigkeiten skalieren kann, um die effektive axiale Durchlässigkeit entlang eines Stollens abschätzen zu können. Hinweise hierzu liefern die Ergebnisse des EH-Experiments (Selbstheilung der Auflockerungszone), das im Mont Terri durchgeführt wurde (Meier et al. 2002). Es zeigt sich, dass bei einer Skala im Meterbereich, die in der Auflockerungszone vorhandenen induzierten Risse nur in geringem Masse miteinander verbunden und Modellvorstellungen von zwiebelschalenartigen, über grosse Distanzen verbundenen Rissen in der Auflockerungszone schwer zu rechtfertigen sind. Martin & Lanyon (2002) folgern aus diesen Daten, zusammen mit den Beobachtungen der Entwicklung des Porenwasserdrucks in der näheren Umgebung des Stollens, dass die maximale effektive Durchlässigkeit kleiner als 10^{-11} m/s, wahrscheinlich sogar kleiner als 10^{-12} m/s sein muss. Direkte Messun-

gen dieser axialen hydraulischen Durchlässigkeit im offenen Stollen sind kaum durchführbar (hydraulischer Kurzschluss mit dem Stollen), sodass ein direkter Nachweis der postulierten geringen effektiven hydraulischen Durchlässigkeit entlang der Stollen so nicht erbracht werden kann. Für die Langzeitentwicklung (Kap. 7.4.3) wird daher ein anderer Weg beschritten und die besser messbare Veränderung der lokalen Durchlässigkeit als Funktion von Wiederaufsättigung und mechanischer Belastung untersucht.

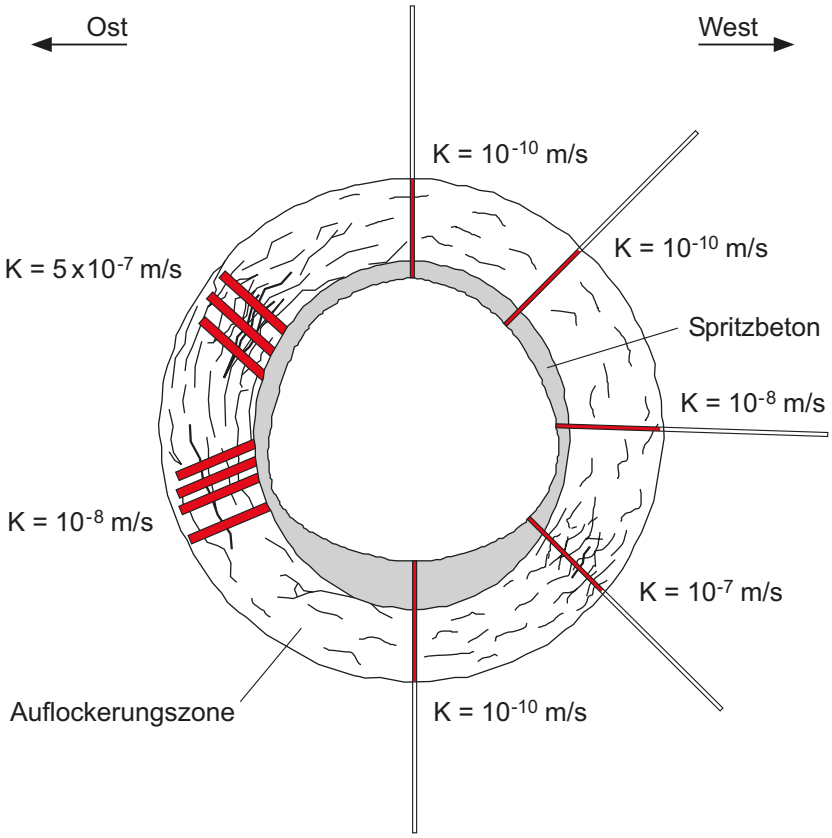


Fig. 7.3-3: Gemessene hydraulische Durchlässigkeit in der Auflockerungszone des Laborstollens im Mont Terri.

Die Schichtung fällt ca. 40 ° zur Horizontalen ein. Die (sub-)vertikale Normalspannung beträgt ca. 6.5 MPa, während die ungefähr senkrecht zur Tunnelachse stehende (sub-) horizontale Normalspannung ca. 2–3 MPa erreicht.

7.3.3 Hydro-mechanische Modellierungen im Mont Terri (Modellkalibrierung)

Direkte Beobachtungen der Deformation in der Umgebung der Stollen haben einen hohen Stellenwert bei der Untersuchung der Auflockerungszonen. Zur Beschreibung der Entwicklung dieser Zonen, zum Verständnis der wichtigsten Prozesse aber auch zur Übertragung der Beobachtungen auf andere Verhältnisse (z.B. andere Spannungsrandbedingungen) bedarf es allerdings zusätzlicher umfangreicher numerischer Modellierungen. Zunächst wird das mit Labordaten kalibrierte numerische Modell inklusive des Materialgesetzes anhand der Beobachtungen im Mont Terri verifiziert, ehe es zur Vorhersage für die Situation im Zürcher Weinland (Kap 7.3.4) genutzt wird.

Modellanpassung

Der Opalinuston im Zürcher Weinland (Nagra 2001 bzw. Kap. 9.5) besitzt eine bedeutend höhere Festigkeit und höhere elastische Moduln als der Opalinuston im Mont Terri (Bock 2000) wegen der unterschiedlichen Überdeckung und der damit verbundenen unterschiedlichen Vorbelastung und Konsolidierung. Ähnliches Verhalten ist auch bei anderen Tonsteinen bekannt (Pimentel 1996). Daher war das in Kapitel 5.7 vorgestellte Materialgesetz für die Untersuchungen im Mont Terri anders zu parametrisieren (Tab. 7.3-2). Die generelle Struktur des Materialgesetzes (Kap. 5.7) blieb ebenso erhalten wie die Parameter des Kriechgesetzes.

Tab. 7.3-2: Felsmechanisches Parametermodell Opalinuston Mont Terri.

Parameter	**Bi-lineares Modell**	
	Matrixparameter	**Parameter für Schichtung**
Drainiertes Kompressionsmodul	2.0 GPa	
Poisson-Zahl	0.27	
Dichte	2450 kg/m^3	
Porosität	0.156	
Zugfestigkeit	1.0 MPa	0.5 MPa
Spitzenkohäsion	3.0 MPa / 14.6 MPa*	1.0 MPa / 7.7 MPa*
Reibungswinkel	39° / 14°*	34° / 12°*
Restkohäsion	1.5 MPa / 7.3 MPa*	0.5 MPa / 3.9 MPa*
Restreibungswinkel	33° / 12°*	29° / 10°*

* Werte bei geringer Normalspannung / Werte bei hoher Normalspannung.

Spannungsfeld im Mont Terri

Neben den geänderten Parametern des Materialgesetzes sind im Mont Terri auch andere Randbedingungen gegeben. Aufgrund der geringeren Überlagerung und der unterschiedlichen tektonischen Situation sind Spannungfeld und Porenwasserdruck im Mont Terri grundsätzlich unterschiedlich zur Situation im Zürcher Weinland. Die definitive Festlegung der Spannungssituation im Mont Terri erwies sich als unerwartet schwierig. Trotz verschiedener Messversuche mit unterschiedlichen Methoden (Überbohrung, Unterschneiden, *Hydraulic Fracturing* und Bohrloch-Schlitzmethode) ist das Primärspannungfeld am Mont Terri nicht genau bekannt. Es gibt folgende verlässliche Informationen:

- die nahezu vertikal stehende Komponente (ca. 70 ° zur Horizontalen) ist die grösste Hauptspannung und beträgt ca. 6.5 MPa,
- die Normalspannung auf der Schichtung (keine Hauptspannung) beträgt ca. 4.2 MPa,
- die (sub-)horizontalen Hauptspannungen liegen zwischen 0.6 und 4 MPa.

Durch eine detaillierte Auswertung des Deformationsverhaltens der Bohrungen und Tunnel im Mont Terri konnte von Martin & Lanyon (2002) und Konietzky (2001) die Unsicherheit in der Spannungsfeldbestimmung weiter eingeschränkt werden. Es zeigte sich, dass die maximale horizontale Hauptspannung (σ_2) von ca. 4 MPa parallel zur Tunnelachse verläuft und die minimale Hauptspannung (σ_3) nahezu senkrecht auf der Tunnelkontur des Laborstollens steht. Bei der Abschätzung der Magnitude von σ_3 wurde von folgenden Randbedingungen ausgegangen:

- σ_3 ist grösser als der Porenwasserdruck im ungestörten Gebirge.
- Die beobachteten Bohrlochrandausbrüche müssen erklärbar sein.
- Es darf kein totales Versagen des Stollens aus dem Spannungsfeld resultieren.

Die Resultate zeigen, dass die minimale Hauptspannung zwischen 2 und 3 MPa liegen muss, falls der Porenwasserdruck entsprechend den bisherigen Beobachtungen bei ca. 2 MPa liegt (Marschall et al. 2003).

Resultate der Modellrechnungen

Im Folgenden werden wichtige Ergebnisse der Modellrechnungen (Konietzky et al. 2003) mit den In-situ-Beobachtungen verglichen und diskutiert. Es ist dabei zu beachten, dass hier ein pseudo-zweidimensionales Modell verwendet wurde und das Auffahren des Stollens schlagartig erfolgt, d.h. es werden keine Aussagen zur Vordeformation im Bereich vor dem eigentlichen Stollenvortieb gemacht.

Induzierte Strukturen in der Auflockerungszone

Die numerischen Berechnungen zeigen eine Auflockerungszone (Fig. 7.3-4), die hauptsächlich durch Versagen bei der Entlastung (Extension), also durch Zugversagen, geprägt ist. Diese Plastifizierung unter Entlastung erfolgt in Bereichen, die sich konzentrisch um den Stollen legen. Dabei sind wegen des vorherrschenden Spannungszustands diese Bereiche besonders auf die Ulmen konzentriert. Die Drehung der Symmetrieaches bezüglich der Vertikalen ist durch die vorgegebene Neigung der (sub-)vertikalen Hauptspannung von ca. 20 ° gegen die Vertikale bedingt. Plastifizierungen in der Firste und der Sohle sind weniger ausgeprägt. Materialversagen durch Scherbrüche kommt hauptsächlich im ersten halben Meter um die Stollenkontur vor, stellt aber den bei weitem untergeordneten Versagensmechanismus dar. Die Auflockerungszone erstreckt sich in den Ulmen auf einen Bereich von ca. 1–1.5 m von der Stollenwand. Sowohl Versagensmechanismus als auch die Grösse der Auflockerungszone stehen in Einklang mit den Beobachtungen (Kap. 7.3.1)

Deformationen und Konvergenzen

Betrachtet man das generelle Deformationsverhalten des Stollens mit der Zeit (Fig. 7.3-5a), so zeigt sich bei den Konvergenzmessungen im Stollen folgendes. Zunächst erfolgt im Stollen eine generelle Deformation (sowohl in Firste, Ulmen als auch Sohle) in Richtung Stollenachse (Konvergenz). Diese Deformation tritt relativ schnell auf (teilweise sofort, teilweise während mehrerer Wochen), wird dann aber von einem anderen Verhalten überprägt. Während Firste und Sohle weiter konvergieren, beginnen die Ulmen sich leicht voneinander fort zu bewegen. Der Hohlraum beginnt also wegen der starken Spannungsanisotropie eine leicht elliptische Form anzunehmen. Aristorenas (1992) postuliert ebenfalls ein solches Deformationsverhalten für einen Stollen in Tonsteinen unter anisotropen Spannungsbedingungen.

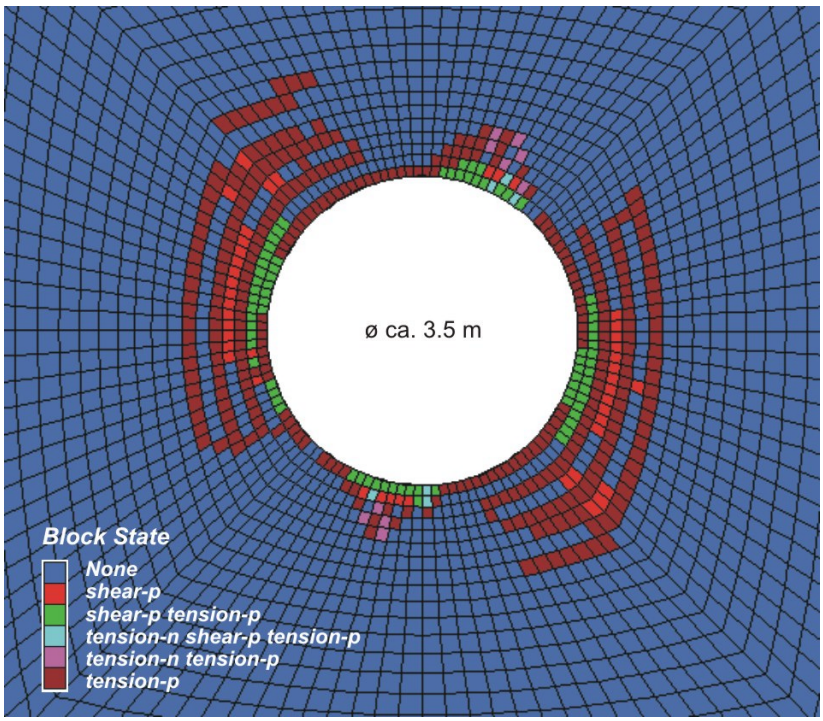


Fig. 7.3-4: Plastifizierungszustand für den Laborstollen (ED-B Stollen) im Mont Terri.

Der Farbcode zeigt die Art der Plastifizierung in Zug (*tension*) oder Scherung (*shear*) an (Konietzky et al. 2003). Sind mehrere Plastifizierungsarten angegeben, bedeutet dies, dass z.B. auf ein Scherversagen (*shear-p* (*past*)) ein Zugversagen (*tension-n* (*now*)) folgt.

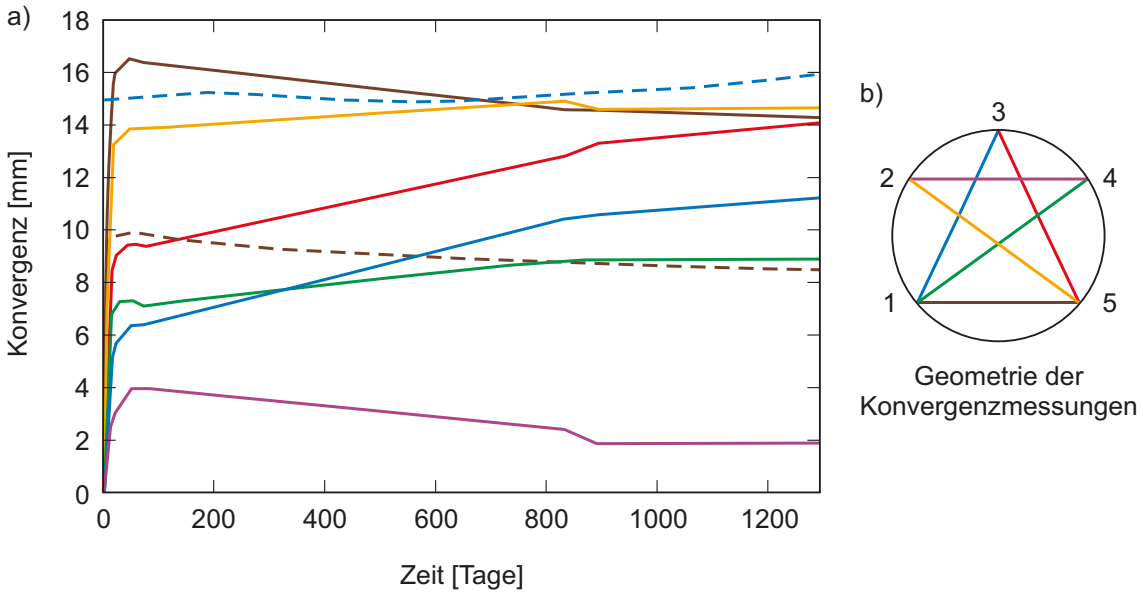


Fig. 7.3-5: Beobachtete und berechnete Konvergenzen im Laborstollen im Mont Terri.

a) Beobachtungen der Konvergenzen in unterschiedliche Richtungen (durchgezogene Kurven, Farbcode entsprechend b)) und Vergleich mit berechneten Konvergenzen (blau gestrichelt: berechnete vertikale Konvergenz; braun gestrichelt: berechnete horizontale Konvergenz).

b) Messanordnung Konvergenzmessungen.

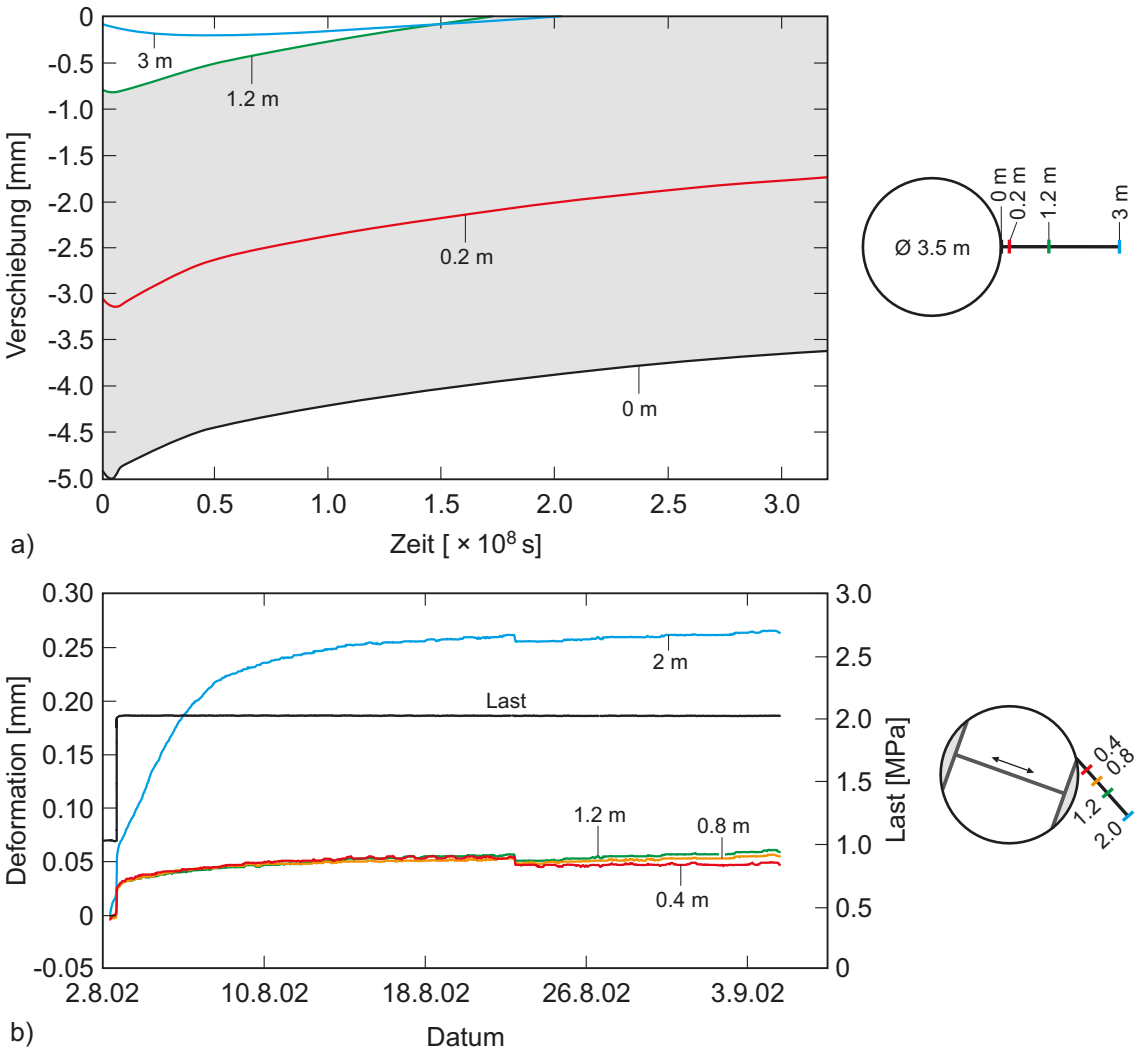


Fig. 7.3-6: Deformationsverhalten von Hohlräumen im Mont Terri.

a) Numerisch berechnete Verschiebungen an verschiedenene Punkten entlang eines horizontalen Profils vom Laborstollen aus (Ø 3.5 m).

b) Gemessene Rückdeformationen bei einem Lastplattenversuch im Laborstollen im Mont Terri.

Die numerischen Berechnungen zeigen genau das oben beschriebene Verhalten. Nach der initialen Konvergenz beginnen die Ulmen sich wieder voneinander zu entfernen, während Firste und Sohle weiter konvergieren (Fig. 7.3-5a). Auffallend ist, dass bei den Beobachtungen die obere horizontale Konvergenzmessstrecke (Geometrie, s. Fig.7.3-5b) eine weit geringere Konvergenz zeigt als die untere (4 mm gegenüber 17 mm). Die Modellrechnungen zeigen, dass die geringen Konvergenzen berechnet werden, falls man das Standardmodell zur Berechnung verwendet. Simuliert man aber das Öffnen der Extensionsstrukturen durch eine Reduktion des E-Moduls nach dem Überschreiten der Festigkeit, so ergeben sich grössere Konvergenzen. Das in Figur 7.3-5a dargestellte Berechnungsbeispiel geht davon aus, dass der E-Modul um den Faktor 3 reduziert wird, sobald ein Versagen eintritt. Diese Öffnung der Risse in der Auflockerungszone scheint nun im oberen Teil des Tunnels weniger ausgeprägt als in Bereich der Sohle. Dies könnte als direkter Einfluss des In-situ-Wassergehalts und der damit verbundenen Entfestigung (Kap. 5.7) gewertet werden. Führt man die Erniedrigung des elektrischen Widerstands (Fig. 7.4-4) aus den geoelektrischen Messungen (Yaramanshi et al. 2000) auf eine Erhöhung des

Wassergehalts zurück, so ist diese Erklärung sehr plausibel. Betrachtet man nicht nur die Konvergenz an Hohlraumrand, sondern die Verschiebungen an verschiedenen Punkten entlang eines horizontalen Profils, so erkennt man das Deformationsverhalten noch besser. Es zeigt sich in Figur 7.3-6a, dass die Berechnungen folgendes Deformationsverhalten postulieren: Die Auflockerungszone wird ähnlich einer sich ablösenden Platte nach innen in den Hohlraum gebogen, wobei die Ablösung im Bereich zwischen 1.2 und 3 m vom Hohlraumrand berechnet wird. Die Richtigkeit dieser Vorhersage wird durch einen Lastplattenversuch im Laborstollen des Mont Terri bestätigt. Die unter der Lastplatte gemessenen Deformationen (Fig. 7.3-6b) zeigen bei der Rückdeformation genau dieses Deformationsverhalten. Während in Tiefen von 0.4, 0.8 und 1.2 m Distanz vom Hohlraumrand identische kleine Deformationen gemessen werden, erfolgt zwischen 1.2 und 2.0 m die grösste Rückdeformation bei dem Lasteintrag mit der Lastplatte.

Die vertikale Konvergenz wird vom zeitlichen Verlauf her ebenfalls sehr gut beschrieben. Die gegenüber den Beobachtungen etwas höheren berechneten Konvergenzen werden dadurch erklärt, dass einerseits die Vordeformation nicht gemessen werden kann, und die Reduktion des Wassergehalts in der Firste sowie die Behinderung der Deformation durch den eingebauten Sohlbeton in den Berechnungen nicht berücksichtigt werden.

Porenwasserdruck

Der Porenwasserdruck wurde während des Auffahrens des Laborstollens nur in den Ulmen beobachtet. Es zeigte sich zunächst ein Anstieg des Porenwasserdrucks im Umfeld des Stollens durch die Spannungsumlagerung während des Ausbruchs, der sich später durch Drainage wieder abbaute. Figur 7.3-7a zeigt die berechnete Verteilung des Porenwasserdrucks unmittelbar nach dem Auffahren im Umfeld des Stollen. Der Vergleich der beobachteten und berechneten Porenwasserdrücke sowohl unmittelbar nach dem Auffahren sowie nach einem Zeitraum von ca. 3 Jahren sind in Figur 7.3-7b dargestellt.

Die Ergebnisse der Modellierung mit dem oben angegebenen Materialgesetz im Vergleich mit den Beobachtungen zeigen, dass die numerischen Ergebnisse gut das In-situ Verhalten des Opalinustons wiedergeben können. Lokale Abweichungen, insbesondere bei den Konvergenzen, sind bei dem Materialverhalten und der Komplexität der gekoppelten Prozesse nicht verwunderlich. Der Deformationsstil, die Grössenordnung der Deformationen und die Porenwasserdruckentwicklung werden richtig vorhergesagt.

7.3.4 Hydro-mechanische Modellierung Zürcher Weinland (Prognoserechnung)

Die Modellierung des felsmechanischen Verhaltens des Opalinustons im Zürcher Weinland (Konietzky et al. 2003) basiert auf den in Kapitel 5.7 vorgestellten und in Kapitel 9.5 zusammengefassten Daten aus der Bohrung Benken. Beim Aufbau des Modells wurde das zweidimensionale explizite Finite-Differenzen-Programm FLAC (Vers. 4.0, *single precision*, Itasca 2000) verwendet und folgendes Vorgehen gewählt:

- Die Orientierung der Achse der Lagerstollen erfolgt so, dass die maximale Hauptspannung parallel zur Stollenachse liegt.
- Die Berechnungen erfolgen hydro-mechanisch gekoppelt (Kap. 5.7), wobei sowohl das elasto-plastische Verhalten als auch partiell das "Kriechverhalten" berücksichtigt werden. Im Einzelnen werden folgende Stoffansätze gekoppelt: anisotropes Darcy-Gesetz für die Hydraulik, elasto-plastisches *subiquitious-joint*-Modell mit bi-linearem Ansatz und Verfestigungs-(*strain-hardening*)/Entfestigungsphasen (*softening*) sowie ein "Kriechgesetz" mit transienter und stationärer "Kriechphase" (mit und ohne Schwellenwert) und Verfestigung.

- Aufgrund der Symmetriebedingungen bezüglich der Spannungen, sowie der hydraulischen und mechanischen Anisotropie wurde in den meisten Fällen mit einem Halbkreismodell (Symmetrieachse bezüglich der Vertikalen) und Spannungsrandbedingungen gerechnet.

Das verwendete Halbkreismodell hat eine Modellhöhe von 59 m und eine Breite von 30 m. Im Tunnelnahbereich beträgt der Netzknotenpunktabstand 16.66 cm und vergrößert sich mit zunehmender Entfernung auf maximal 1.5 m am äusseren Netzrand. Das Netz besteht insgesamt aus 7'200 Elementen (*mixed discretization scheme*).

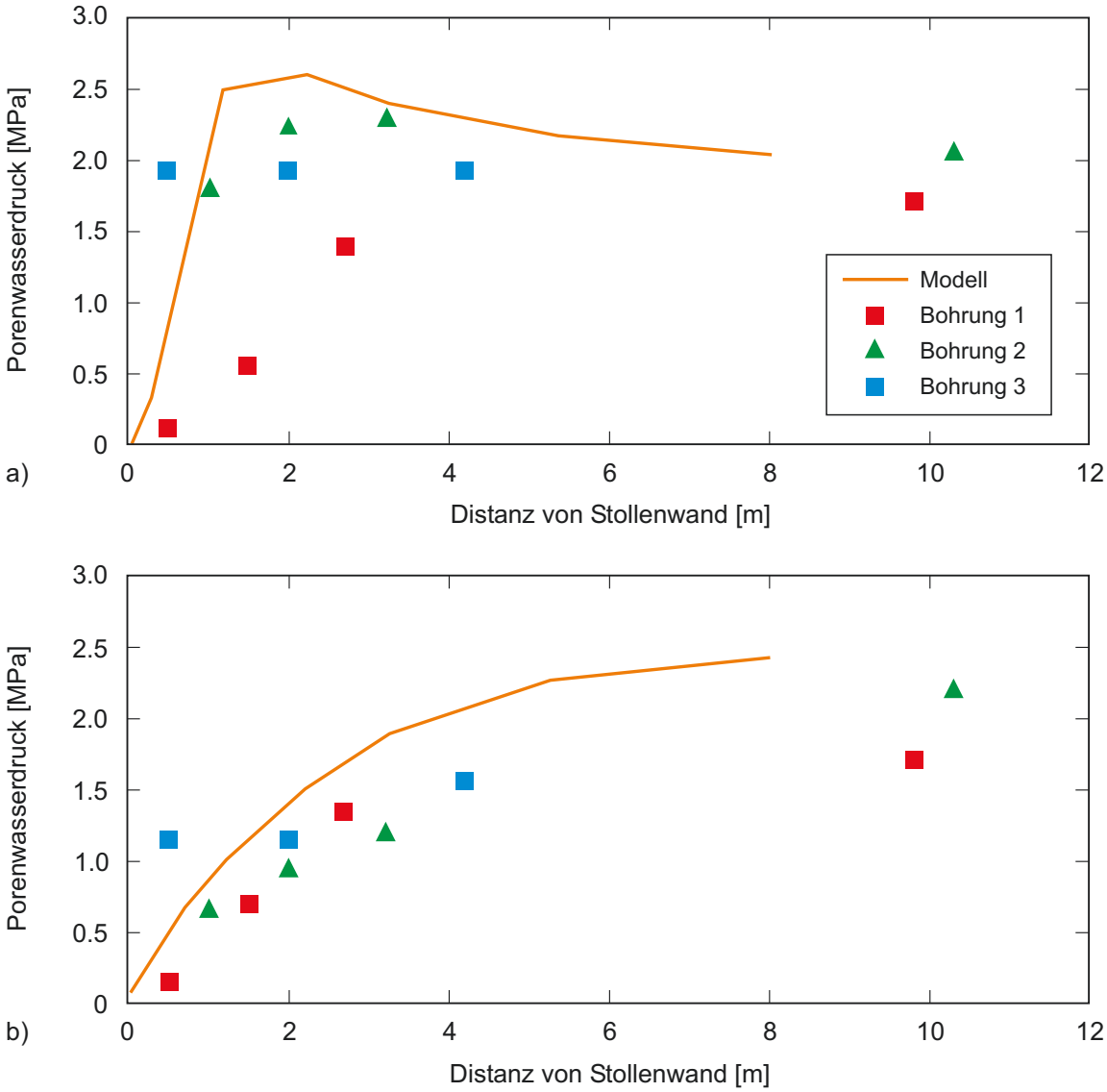


Fig. 7.3-7: Vergleich der beobachteten und berechneten Porenwasserdrücke im Mont Terri entlang eines horizontalen Profils vom Laborstollen aus.

a) Resultate unmittelbar nach dem Auffahren.

b) Resultate ca. 3 Jahre nach dem Auffahren.

Randbedingungen

Bei den Berechnungen gelten, basierend auf den Ergebnissen der Bohrung Benken (Nagra 2001), folgende Annahmen über die Randbedingungen:

- am Hohlraumrand beträgt der Porenwasserdruck nach dem Auffahren 0 MPa,
- am oberen, rechten und unteren Modellrand ist der Porenwasserdruck auf 7.5 MPa fixiert. Gleichzeitig ist die Vollsättigung am Rand vorgegeben, d.h. Porenwasser fliesst über die Modellränder nach,
- am rechten und oberen Modellrand sind die Normalspannungen fixiert,
- am linken und unteren Modellrand sind Normalverschiebung und -geschwindigkeit auf den Wert 0 fixiert,
- der Primärspannungszustand in einer Tiefe von 650 m wird gemäss Kapitel 4.4 durch folgende Werte charakterisiert:
  - vertikale Hauptspannung: 15.9 MPa
  - minimale horizontale Hauptspannung: 15.1 MPa
  - maximale horizontale Hauptspannung: 22.6 MPa

Aufgrund der wirkenden Gravitation ergibt sich in Zusammenhang mit der Gesteins- bzw. Wasserdichte für die Spannungen eine leichte Zunahme mit der Tiefe. In horizontaler Richtung wird über die Modellhöhe von einer konstanten horizontalen Spannung ausgegangen.

Fallstudien

Der Einfluss der verschiedenen Prozesse und Parameterkonstellationen auf die Ausbildung der Auflockerungszone um einen BE/HAA-Lagerstollen wurde mit einer Anzahl von Fallstudien (Tab. 7.3-3) untersucht. Insbesondere wurden dabei betrachtet:

- Auswirkung der Materialsteifigkeit durch Betrachtung eines sehr steifen Modells, bei dem der drainierte Kompressionsmodul ($K_{g,d}$) aus dem im Kurzzeitversuch (Triaxialtests) bestimmten E-Modul abgeleitet wurde, und einem weichen Modell bei dem $K_{g,d}$ aus den Langzeittests (Kap. 5.7.5) genutzt wurde,
- Auswirkung der Festigkeitsanisotropie (isotrope Festigkeit, Festigkeitsanisotropie abgeleitet ohne Berücksichtigung von Einaxialtests, Standardanisotropie gemäss Kap. 5.7.4),
- Auswirkung der hydraulischen Durchlässigkeitsänderung in der Auflockerungszone,
- Auswirkung einer "Erweichung" der Auflockerungszone durch die Öffnung von induzierten Rissen (simuliert durch Reduktion des E-Moduls),
- Auswirkung des zeitabhängigen Deformationsverhalten bei unterschiedlicher Parametrisierung des Salzer Kriechgesetzes mit und ohne Schwellenwert.

Kurzzeitreaktion

Die Deformation des Opalinustons wird unmittelbar beim Auffahren des Stollens hauptsächlich durch das undrainierte Deformationsverhalten geprägt, da die hydraulische Durchlässigkeit des Opalinustons sehr gering ist. Die rein elastische Rechnung zeigt folgende Ergebnisse:

- Die Randverschiebung am Stollen erreicht Werte von 3.3–8.5 mm (horizontal) bzw. 3.8–9 (vertikal) mm, was einer Konvergenz von ca. 0.28–0.73 % entspricht.
- Der Porenwasserdruck erhöht bzw. erniedrigt sich lokal im direkten Umfeld des Hohlraums nur gering von 7.5 MPa bis auf maximal 8.3 MPa bzw. minimal 6.3 MPa.

Tab. 7.3-3: Berechnungsfälle für die Untersuchung der Auflockerungszone.

Fall	**Materialverhalten**	**Hydraulische Durchlässigkeit der Auflockerungszone**	**Festigkeit**	**Sonstiges**
T1/1	elastisch			
T20/1	elasto-plastisch (steifes Modell)	wie intaktes Material	anisotrop (Standard)	
T20/2	elasto-plastisch (steifes Modell)	erhöht um Faktor 100	anisotrop (Standard)	
T20/3	elasto-plastisch (steifes Modell)	erhöht um Faktor 10	anisotrop (Standard)	
T20/4	elasto-plastisch (weiches Modell; $K_{g,d}$ = 2GPa)	erhöht um Faktor 10	anisotrop (Standard)	
T20/5	elastisch (weiches Modell; $K_{g,d}$ = 2GPa)			
T20/6	elasto-plastisch (weiches Modell; $K_{g,d}$ = 2GPa)	erhöht um Faktor 10	isotrop	Schichtung hat gleiche Festigkeit wie "Matrix"
T20/7	elasto-plastisch (weiches Modell; $K_{g,d}$ = 2GPa)	erhöht um Faktor 10	anisotrop (Standard)	E-Modul in Auflockerungszone auf 1/3 reduziert
T20/8	elasto-plastisch (weiches Modell; $K_{g,d}$ = 2GPa)	erhöht um Faktor 10	anisotrop (Standard)	E-Modul in Auflockerungszone auf 1/3 reduziert, Kriechen mit Schwellwert (Standard)
T20/9	elasto-plastisch (weiches Modell; $K_{g,d}$ = 2GPa)	erhöht um Faktor 10	anisotrop (Standard)	Kriechen mit Schwellwert (Standard)
T20/10	elasto-plastisch (weiches Modell; $K_{g,d}$ = 2GPa)	erhöht um Faktor 10	anisotrop (Variante)	erhöhte Festigkeit der Schichtung; (Nichtberücksichtigung der Einaxialtests)
T30/1	elasto-plastisch (steifes Modell)	erhöht um Faktor 10	anisotrop (Standard)	Kriechen ohne Schwellwert (erhöhte Kriechraten)
T40/1	elasto-plastisch (steifes Modell)	erhöht um Faktor 10	anisotrop (Standard)	Berücksichtigung der Verfestigung (*hardening*) im Vorbruchbereich
T50/1	elasto-plastisch (steifes Modell)	erhöht um Faktor 10	anisotrop (Standard)	Kriechen mit Schwellwert (erhöhte Kriechraten)

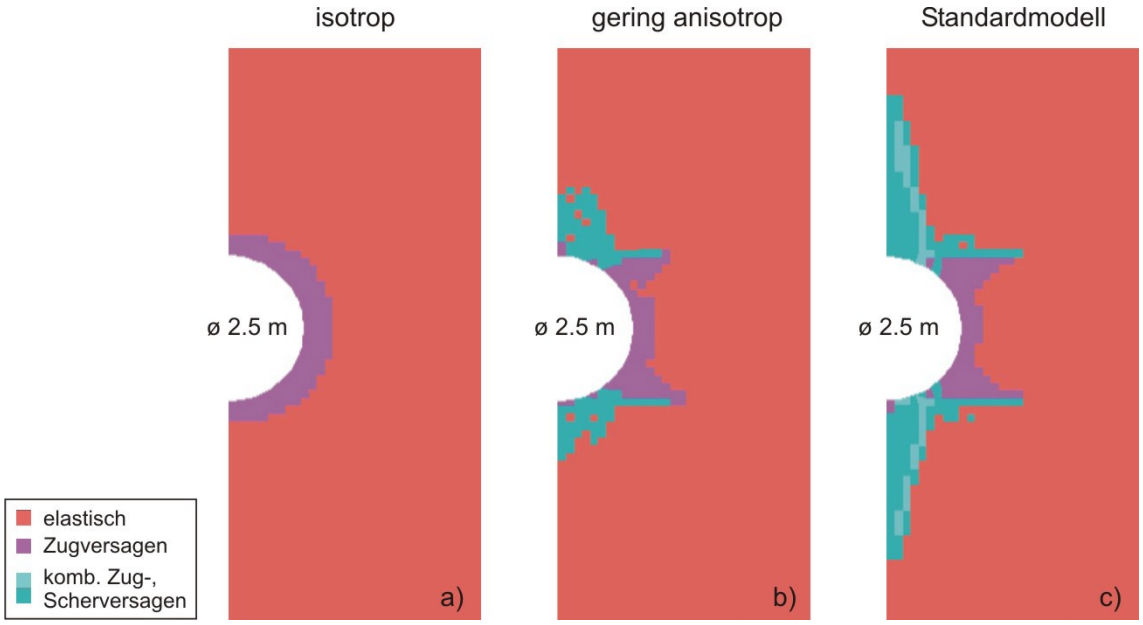


Fig. 7.3-8: Auflockerungszone um einen BE/HAA-Lagerstollen.

a) Geometrie der Auflockerungszone unter der Annahme, dass die Festigkeiten isotrop sind und durch die "Matrixwerte" (Kap. 5.7) bestimmt werden.

b) Geometrie der Auflockerungszone bei "leichter Anisotropie". Es wird in diesem Beispiel davon ausgegangen, dass die gemessene einaxiale Festigkeit auf der Schichtung durch Schädigung des Bohrkerns bei der schnellen Entspannung während der Entnahme gegenüber dem In-situ-Wert stark reduziert ist. Bei der Parameteranpassung werden in diesem Fall die einaxialen Festigkeiten der Schichtung ignoriert.

c) Geometrie der Auflockerungszone bei Verwendung der Standardparameter (gemäss Kap. 5.7).

Bei den elasto-platischen Berechnungen bildet sich eine Auflockerungszone aus, deren Form sehr stark von der Anisotropie der Festigkeiten abhängig ist. Während bei einem isotropen Festigkeitsverhalten (Annahme: die im Labor beobachtete Festigkeitsreduktion der Schichtung beruht nur auf einer Entfestigung des Bohrkerns bei der Entnahme) nur eine sehr kleine, nahezu radialsymmetrische Auflockerungszone (Fig. 7.3-8a, Distanz von Stollenrand zur Grenze der Auflockerungszone < 0.5 m) entsteht und sich Konvergenzen zwischen 0.8 und 0.9 % ergeben, zeigen Modelle unter Berücksichtigung der Anisotropie in der Festigkeit ein deutlich anderes Verhalten. Die Geometrie der Auflockerungszone weicht in diesen Fällen stark von der Radialsymmetrie ab. Geht man davon aus, dass bei der Kalibrierung des Modells die Festigkeit auf der Schichtung durch die Einaxialversuche stark unterschätzt wird, so ergibt sich eine in Figur 7.3-8b dargestellte Geometrie der Auflockerungszone. Benutzt man die in Kapitel 5.7.4 abgeleiteten Parameter, die alle Laborversuche berücksichtigen, so wird der Einfluss der Schichtung immer bedeutender (Fig. 7.3-8c). Nicht nur die Geometrie der Auflockerungszone wird von der Festigkeit der Schichtung entscheidend geprägt, sondern auch die Konvergenz des Stollens. Während verständlicherweise die horizontale Konvergenz nahezu unbeeinflusst von der Festigkeit der Schichtung ist (horizontale Konvergenz: 0.8-1 %), ändert sich die vertikale Konvergenz erheblich. Bei der geringen Anisotropie (Fallbeispiel T20/10) ergibt sich eine gegenüber dem isotropen Fall nur geringfügig erhöhte Konvergenz von 1.1 %, während sie im Standardfall (T20/4 bzw. T20/9) Werte von 2.4 % erreicht. Bei Fallstudien mit der Standardparametrisierung zeigt sich weiterhin:

- Im First- und Sohlbereich ist Versagen auf der Schichtung der dominierende Versagensmechanismus (Scherversagen mit anschliessendem Zugversagen). Praktisch bedeutet dies die Gefahr lokaler Ablösungen und damit Steinfall aus dem Firstbereich.
- Im Ulmenbereich dominiert Versagen in der "Gesteinsmatrix" mit Ausnahme des Falls mit Materialverfestigung (*strain-hardening*-Modell T40/1), wo auch hier Versagen auf der Schichtung dominiert.

Bei den Berechnungen mit dem vorgestellten Modell zeigt sich, dass die Geometrie der Auflockerungszone prinzipiell unmittelbar bei der Entlastung (d.h. beim Auffahren) erzeugt wird. Da die hydraulische Durchlässigkeit des Gebirges sehr gering ist, kann in erster Näherung davon ausgegangen werden, dass diese initiale Deformation bis zur Erreichung des elasto-plastischen Gleichgewichts undrainiert erfolgt.

Spannungspfadanalyse

Die oben ausgeführten Berechnungen wurden für einen ebenen Spannungszustand ausgeführt, d.h. für den Stollen, nicht aber für die anliegenden Spannungen wurde eine Zylindersymmetrie angenommen. Generell ist diese Annahme für einen mehrere hundert Meter langen Stollen richtig und aussagekräftig, sie könnte jedoch zur Über- oder Unterschätzung der Auflockerungszone bzw. der Deformation führen, da diese Analyse die sehr komplexe Änderung des Spannungsfelds im Bereich der Stollenbrust während des Vortriebs nicht berücksichtigt. In der Nähe der Stollenbrust werden Änderungen von Spannungsrichtung und Spannungsmagnituden (Eberhardt 2001) erwartet, die insbesondere bei einem anisotropen Gestein zu einer analytisch nicht vorhersagbaren Plastifizierung des Stollennahfelds führen kann.

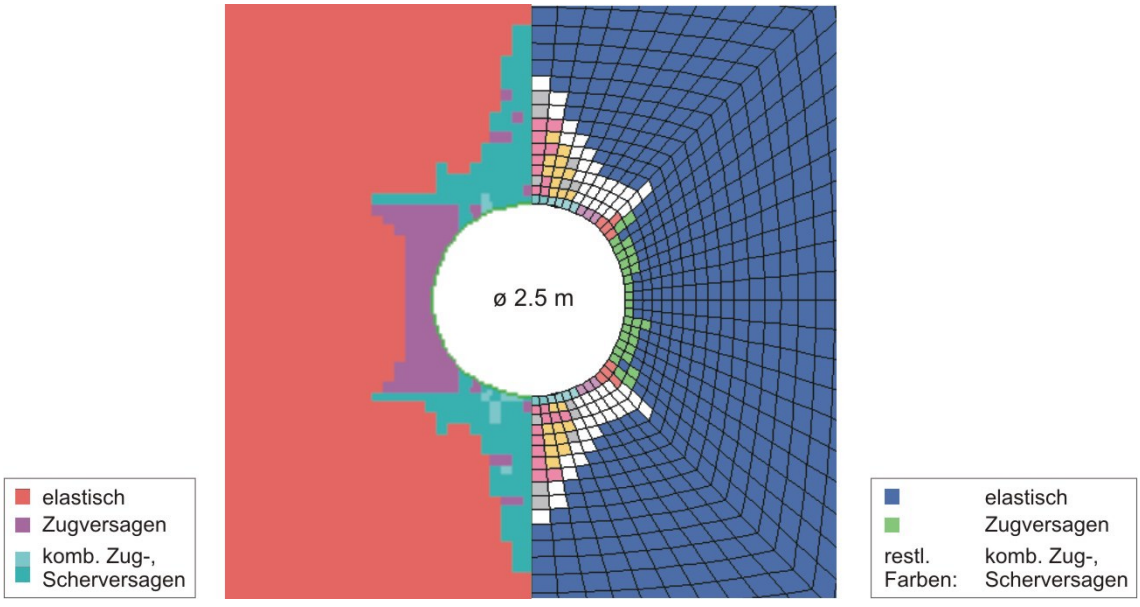


Fig. 7.3-9: Vergleich der Auflockerungszone ohne und mit Berücksichtigung des komplizierten Spannungspfads beim Auffahren des Stollens.

Links: Resultat 2D-Rechnung; rechts: Resultat 3D-Rechnung. Die unterschiedlichen Farben der plastifizierten Elemente geben Auskunft über den Versagensmechanismus.

Aus diesem Grund wurden zusätzlich dreidimensionale Rechnungen zur Simulation des Stollenvortriebs und eine detaillierte Spannungspfadanalyse an kritischen Punkten in der Umgebung des Stollens durchgeführt. Figur 7.3-10 zeigt beispielhaft den Spannungspfad an einigen Punkten, und es wird deutlich, dass es zu keiner Vergrösserung der Auflockerungszone wegen des komplizierten Spannungspfads kommt (Fig. 7.3-9). Vergleicht man die Resultate der dreidimensionalen Berechnungen mit den zylindersymmetrischen Modellen, so erkennt man speziell im Bereich der Ulmen eine Verkleinerung und keine Vergrösserung der Auflockerungszone. Der Grund für diese Verringerung liegt u.a. beim Abbau des Porenwasserdrucks im Vorfeld der Stollenbrust und der damit verbundenen Änderung der effektiven Spannungen.

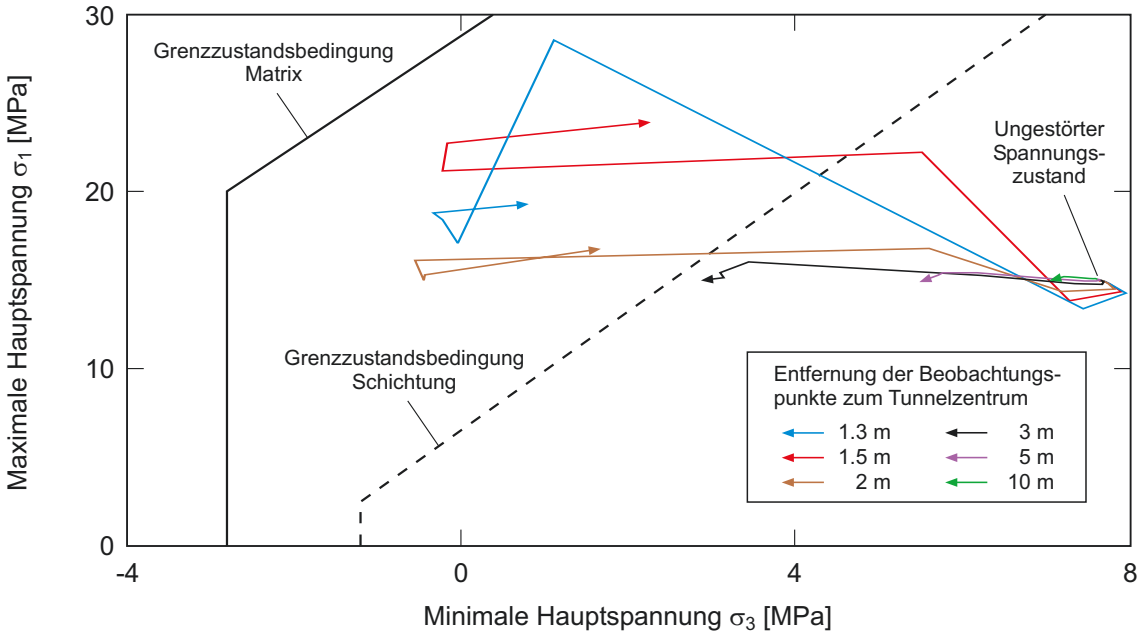


Fig. 7.3-10: Entwicklung von minimaler und maximaler Spannung (effektive Spannungen) für verschiedene Punkte während des Auffahrens des Stollens.

Ausgehend vom initialen Spannungszustand im intakten Gebirge wird die Spannungsentwicklung während des Stollenauffahrens für verschiedene Punkte entlang eines horizontalen Profils dargestellt.

Zeitliche Entwicklung während der Bau- und Betriebsphase (2 Jahre)

Die Lagerstollen werden, wie oben erwähnt, so schnell wie möglich mit den Abfallbehältern beladen und verfüllt. Maximal wird mit einer Zeit von zwei Jahren für das Offenstehen der Stollen gerechnet. In diesem Zeitraum entwickelt sich das Tunnelumfeld gemäss den numerischen Berechnungen folgendermassen (Konietzky et al. 2003):

- Es tritt keine weitere signifikante Plastifizierung ein.
- Der durch den Tunnelbau bedingte Porenwasser-Überdruck im näheren Umfeld des Stollens wird vollständig abgebaut.
- Am Rand des Stollens sinkt der Porenwasserdruck auf atmosphärischen Wert.

Für die zeitliche Entwicklung der Auflockerungszone um den Stollen werden drei Szenarien betrachtet:

1. elasto-plastisches Verhalten und zeitabhängige Deformation durch Verdrängen des Porenwassers,
2. gleiche Prozesse wie unter Punkt 1 aber zusätzlich mit einer Reduktion der E-Moduln in den plastifizierten Bereichen,
3. elasto-plastisches Verhalten gekoppelt mit Salzer-Kriechgesetz (Kap 5.7.4).

Elasto-plastisches Verhalten

Betrachtet man die Entwicklung von der Erstellung des Stollens bis zum Zeitpunkt zwei Jahre nach dem Auffahren für den Fall der elasto-plastische Berechnungen ohne stationäres Kriechen, so beobachtet man, dass nach dem Auffahren die horizontale Konvergenz leicht abnimmt (0 bis 14 % der bei den Kurzzeitreaktionen angegebenen initialen Konvergenz), d.h. die Ulmen bewegen sich wieder nach aussen, während die vertikale Konvergenz weiter zum Teil deutlich zunimmt (0 bis 45 % der initialen Konvergenz). Dabei hängt die zeitabhängige vertikale Konvergenz von der Veränderung der hydraulischen Durchlässigkeit in der Auflockerungszone ab. Eine Erhöhung der hydraulischen Durchlässigkeit innerhalb der Auflockerungszone um den Faktor 100 führt dazu, dass die Auflockerungszone sehr schnell drainiert und nahezu keine weitere Konvergenz stattfindet. Bei unveränderter hydraulischen Durchlässigkeit hingegen steigt die Konvergenz im Laufe der zwei Jahre um 45 % an, und die Deformation kommt selbst nach 10 Jahren nicht zum Stillstand.

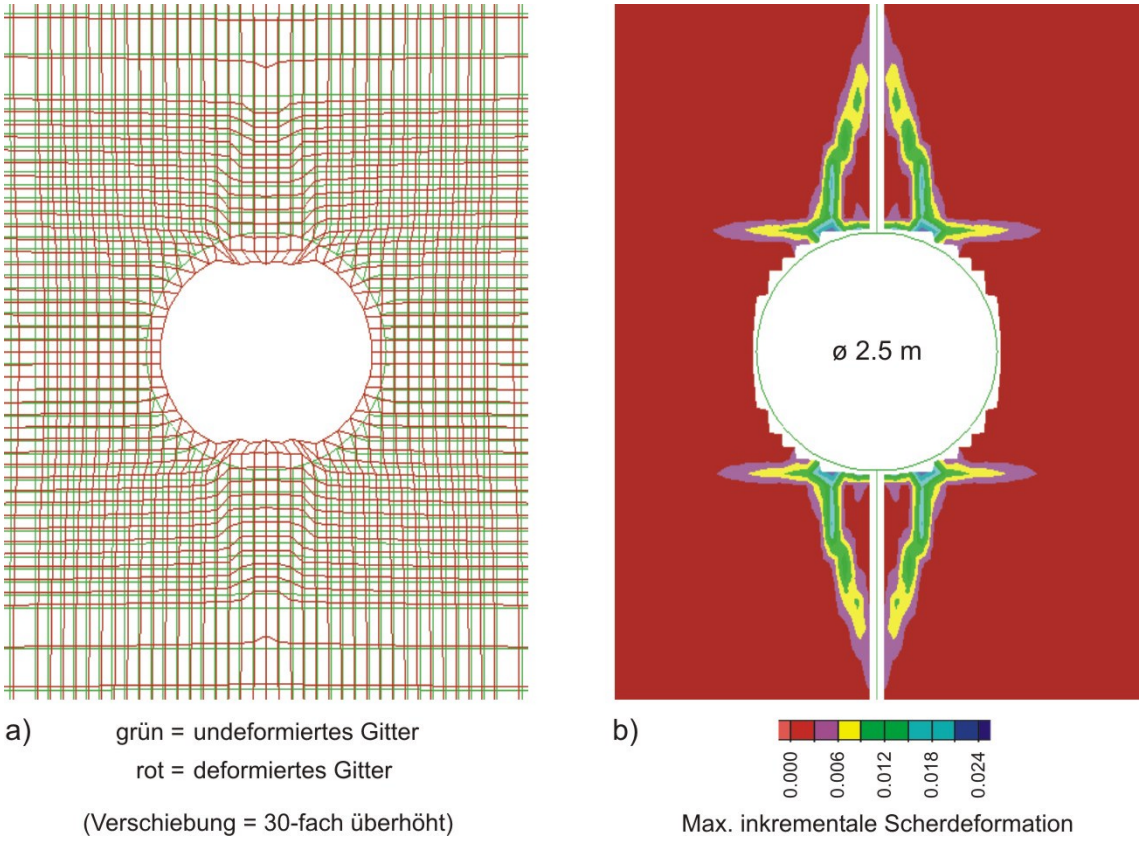


Fig. 7.3-11: Berechnete Auflockerungszone um einen BE/HAA-Lagerstollen (Fall T20/3).

a) Verschiebung (stark überhöht dargestellt) des Opalinustons im Bereich der Auflockerungszone.

b) Ausbildung von Scherzonen in der Auflockerungszone.

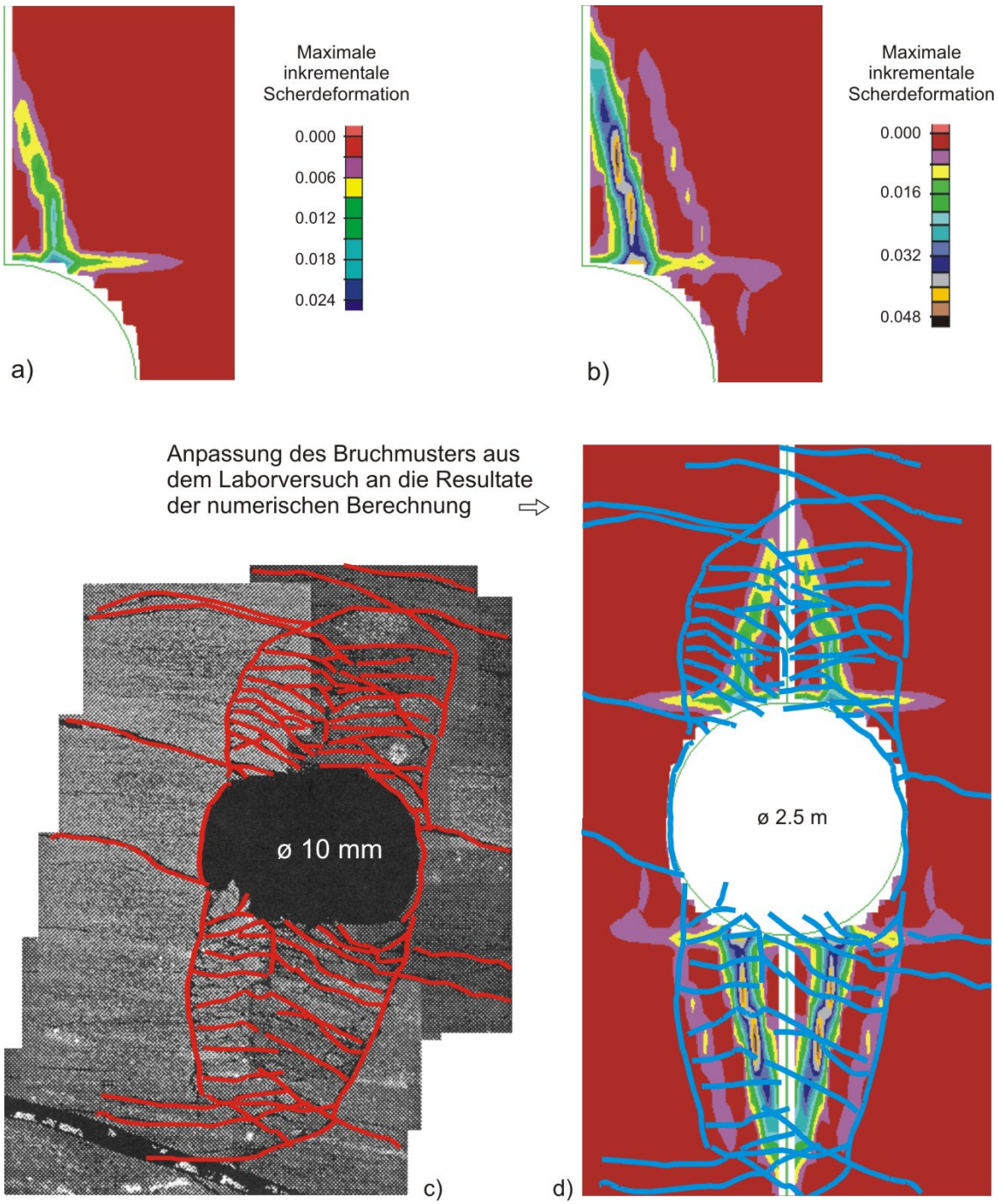


Fig. 7.3-12: Berechnete Entwicklung von Scherzonen im Bereich der Auflockerungszone und Vergleich mit Laborergebnissen.

a) Ausbildung der initialen Scherzonen.

b) Vergrösserung des Auflockerungsbereichs und Ausbildung zusätzlicher Scherzonen bei einer zugelassenen Entfestigung der plastifizierten Bereiche.

c) Resultat des Labortests [Bohrung: Ø 10 mm] von Økland & Cook (1998).

d) Vergleich der Laborresultate (grössenmässig angepasstes Bruchmuster, blau) mit Resultaten der Modellierung [Stollen Ø 2.5 m].

In der Firste und in der Sohle entwickeln sich, bedingt durch die Anisotropie des Opalinustons, Bereiche, die sich als Block in den Hohlraum verschieben (Fig. 7.3-11a). Diese Bereiche sind durch Scherbahnen begrenzt (Fig. 7.3-11b). Entfestigt sich die Auflockerungszone z.B. durch Wassereintrag weiter (simuliert durch Reduktion des E-Moduls) und wird diese Deformation nicht durch Stützmassnahmen verhindert (Anker), so können sich zusätzliche Scherzonen bilden (Fig. 7.3-12b), die wiederum die dann vergrösserte Auflockerungszone begrenzen. Der durch diese Auflockerung vorgegebene Deformationsmechanismus erklärt sowohl die im Labor beobachteten Resultate von Økland & Cook (1998) in Figur 7.3-12c und 7.3-12d sowie 7.3-13 als auch die aus physikalischen Versuchen (Jacobi 1981), bzw. aus In-situ-Beoachtungen in Bergwerken (Ortlepp 1997) bekannten Bruchmuster in anisotropen Gebirge.

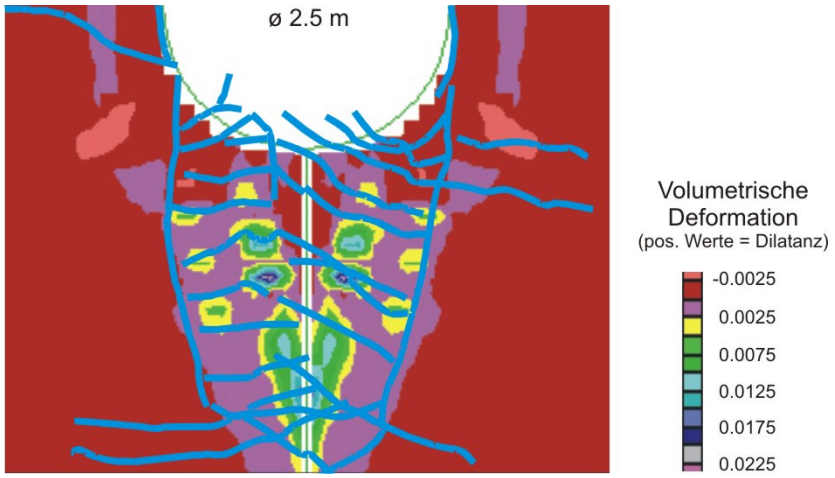


Fig. 7.3-13: Vergleich der berechneten volumetrischen Deformation in der Auflockerungszone bei zugelassener Entfestigung mit den Laborergebnissen.

Von Økland & Cook (1998). Das Bruchmuster (blau) ist an die Grösse des Modells angepasst.

Elasto-plastisches Verhalten unter Berücksichtigung des "Kriechens"

Wird neben der oben erwähnten zeitabhängigen Deformation durch die Verdrängung des Wassers auch ein stationäres Kriechen ohne Schwellenwert bei der deviatorischen Spannung angenommen, so dominieren diese "Kriechdeformationen" das Deformationsfeld. Die Konvergenz nimmt bezüglich der initialen Deformation um Faktoren zwischen 2 und nahezu 5 zu, wobei alle Bewegungen nach innen gerichtet sind.

Benutzt man hingegen ein Kriechgesetz, welches entsprechend der Kalibrierung in Kapitel 5.7 und der Überprüfung am Mont Terri (Kap. 7.3.3) die Überschreitung eines Schwellenwerts bei der deviatorischen Spannung für den stationären "Kriechprozess" verlangt, so sind diese zeitabhängigen Deformationen weit weniger drastisch. Wird die zeitabhängige Deformation nicht durch einen Ausbau oder Stützmassnahmen behindert, so erhöhen sich die numerisch berechneten vertikalen Konvergenzen im Extremfall (geringe Materialsteifigkeit) von 2.4 auf ca. 4 % und die horizontalen Konvergenzen von 1.1 auf ca. 2.6 %.

7.3.5 Diskussion der Modellierergebnisse

Die Modellierung der Auflockerungszone konnte unter realistischen Annahmen durchgeführt werden. Es war möglich, das Materialgesetz vorgängig mit Resultaten des Mont-Terri-Projekts zu überprüfen. Folgende allgemeine Aussagen zum hydro-mechanischen Verhalten von Tunnel können im Opalinuston gemacht werden:

Geometrie und Bruchverhalten der Auflockerungszone

Die Geometrie der Auflockerungszone wird hauptsächlich durch die Anisotropie der Festigkeit bestimmt. Geht man davon aus, dass die im Einaxialversuch gemessenen Festigkeiten stark durch eine Schädigung bei der Probenentnahme beeinflusst sind (Holt et al. 2000), so ergibt sich eine radialsymmetrische bzw. leicht asymmetrische Auflockerungszone (Fig. 7.3-8a und b). Entspricht die aus allen Laborversuchen bestimmte Anisotropie allerdings der Realität, so sind folgende Deformationen in der Auflockerungszone zu erwarten:

- In den Ulmen des Tunnels tritt lokalisiertes Versagen unter Entlastung (Extension) auf, ähnlich den im Mont Terri beobachteten Entlastungsklüften. Die entsprechende plastische Zone (Fig. 7.3-8c) reicht horizontal nur ca. einen halben Stollenradius von der Stollenwand ins Gebirge und führt zu vergleichsweise geringen initialen Konvergenzen kleiner als 28 mm.
- In Firste und Sohle ist beim schichtparallelen Stollenvortrieb dagegen mit einem kombinierten Scher- und Zugversagen zu rechnen, und es kann zur Ausbildung von schichtparallelen Abplatzungen kommen (sog. Sargdeckeleffekt). Die Scherzonen bilden dabei die seitliche Begrenzung der Auflockerungszone, die eine vertikale Ausdehnung von nahezu einem Stollendurchmesser hat. Die initialen vertikalen Konvergenzen erreichen je nach Modellannahme Werte bis zu 60 mm. Die grösste volumetrische Deformation wird nicht unmittelbar an der Stollenwand erwartet, sondern in den Bereichen, in denen sich die durch die Scherzonen gebildeten Blöcke lösen. Gebiete maximaler volumetrischer Deformation sind entweder die Bereiche, in denen die begrenzenden konjugierten Scherbereiche sich verschneiden, beziehungsweise Schichtflächen, die sich dilatant öffnen.

Parametervariation

Neben den in Kapitel 7.3.4 aufgeführten Fallstudien wurde eine systematische Parameterstudie durchgeführt, um den Einfluss möglicher Fehler bei der Bestimmung der Modellparameter bzw. bei den Randbedingungen zu untersuchen. Nach Konietzky et al. (2003) sind folgende, mit signifikanter Unsicherheit behafteten Parameter bzw. Randbedingungen für die bautechnischen Betrachtungen besonders wichtig:

- Zugfestigkeit von "Matrix" und Schichtung,
- Kohäsion von "Matrix" und Schichtung,
- Spannungsfeld.

Basierend auf Fall T20/3 wurden die oben erwähnten Parameter bzw. Randbedingungen variiert. Dabei wurden Zugfestigkeit und Kohäsion jeweils korreliert um 30 % erhöht oder erniedrigt, während die horizontale Hauptspannung dazu unkorreliert ebenfalls um 30 % verändert wurde. Bei keiner Variation, selbst bei abgeminderter Festigkeit und erhöhter Horizontalspannung ergab sich eine lokale oder gar globale Instabilität. Die Grösse der Auflockerungszone schwankte zwischen 7 und 15 m^2 (Fall T20/3 = 9 m^2), was einem äquivalenten Radius der Auflockerungzone zwischen 1.95 und 2.55 m entspricht. Die maximale Konvergenz erreicht im ungünstigsten Fall (niedrige Festigkeiten und hohe Spannungen) ungefähr den 3-fachen Wert des Referenzfalls.

Vergleich mit anderen Modellen

Konvergenzen

Vergleicht man die Ergebnisse dieser Berechnungen mit Abschätzungen von Einstein et al. (1995), die auf einem von Aristorenas (1992) entwickelten Materialgesetz beruhen, so erkennt man eine generell gute Übereinstimmung der maximalen Deformation in Firste und Sohle, aber Unterschiede in den Berechnungen der instantanen horizontalen Deformation (Fig. 7.3-14b). Die von Einstein et. al (1995) berechnete initiale vertikale Konvergenz liegt bei ca. 35 mm und damit zwischen den hier berechneten Werten für das steife (23 mm; Modell T20/3) und das weiche Modell (60 mm; Modell T20/4). Die Unterschiede in der horizontalen Deformation sind wahrscheinlich auf unterschiedliche Annahmen über die plastischen Deformationen (Entfestigungen) bei Überschreitung der maximalen Festigkeit zurückzuführen.

Ebenfalls ist eine gute Übereinstimmung der berechneten Deformation mit Abschätzung nach Hoek & Marinos (2000 a und b) zu erkennen (Fig. 7.3-14a). Die Abschätzungen wurden durchgeführt unter der Annahme, dass die Gebirgsfestigkeit durch die Festigkeit der Schichtung bestimmt wird (entspricht einem geologischen Festigkeitsindex GSI von 65–70) und dass ein isotropes Spannungsfeld vorherrscht.

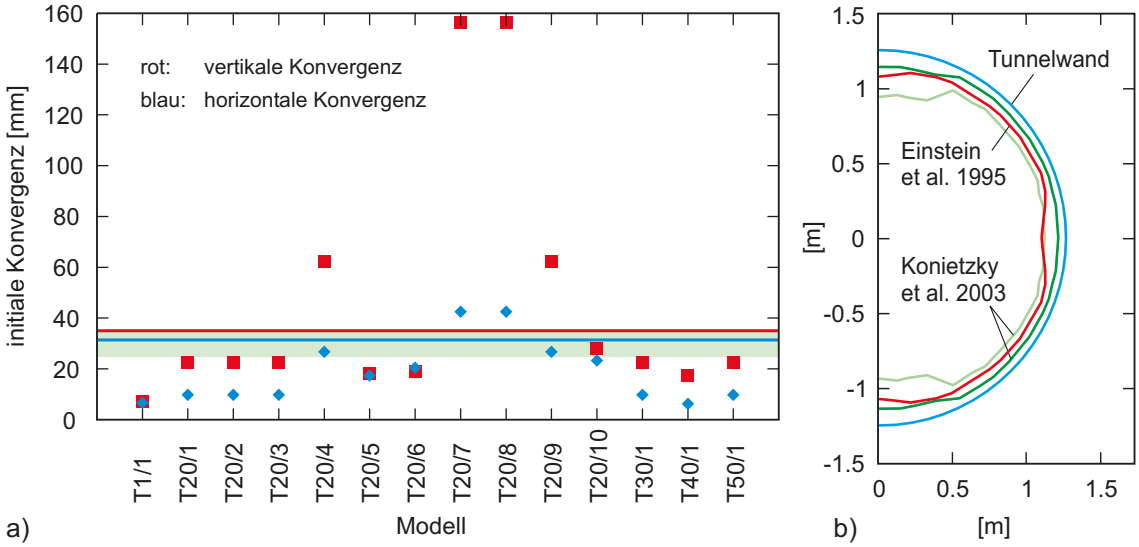


Fig. 7.3-14: Vergleich der Ergebnisse für die initiale Konvergenz bzw. Verschiebung bei verschiedenen Modellansätzen.

a) Konvergenzen: rote und blaue Symbole → vertikale und horizontale Konvergenz nach Konietzky et al. (2003) für verschiedene Modellannahmen gemäss Tabelle 7.3-3; rote und blaue Linie → vertikale und horizontale Konvergenz nach Einstein et al. (1995); grüne Schattierung → Konvergenz gemäss Abschätzung nach Hoek & Marinos (2000 a und b).

b) Konturdeformationen (zehnfach überhöht) für die Modelle T20/3 (dunkelgrün) und T20/4 (hellgrün) von Konietzky et al. (2003) und Einstein et al. (1995).

Grösse der Auflockerungszone

Die Grösse und speziell die maximale vertikale Erstreckung der Auflockerungszone ist bei den berechneten Modellen recht unterschiedlich. Während die umgerechneten äquivalenten Radien für eine idealisierte radialsymmetrische Auflockerungszonen mit gleicher Fläche je nach Modell

nur zwischen 0.5–1 m variieren, unterscheidet sich die maximale Tiefe der tatsächlichen Auflockerungszonen je nach Modellvorgabe signifikant. Sie beträgt beim isotropen Modell weniger als 0.5 m, erreicht aber bei starker Anistropie nahezu 2.5 m. Die Berechnungen von Einstein et al. (1995) ergeben wegen des verwendeten isotropen Bruchkriteriums Werte um 0.5 m. Verwendet man die von Martin et al. (1999) gegebene Beziehung (Gleichung 7.3-1 und 7.3-2), die ebenfalls eine gute Abschätzung der Auflockerungszone im Mont Terri ergibt (Martin & Lanyon 2002), so zeigt sich, dass die mit dem Standardmodell durchgeführte Berechnung eine pessimistische Abschätzung darstellt. Bei der Annahme, dass das Gestein keine Anisotropie zeigt und die Festigkeit durch die Festigkeit der "Matrix" (σ_{cm} = 30 MPa) bestimmt wird, erwartet man nach der Abschätzung nach Martin et al. (1999) nahezu keine Auflockerungszone (nur wenige Zentimeter mächtig).

$$DI = \frac{(3 \cdot \sigma_1 - \sigma_3)}{\sigma_{cm}} \quad \text{und} \tag{7.3-1}$$

$$Df = (0.49 \cdot DI + 0.49) \cdot r \tag{7.3-2}$$

mit:

DI	=	Schädigungsindex (*damage index*) [-]
Df	=	Tiefe der Auflockerungszone (*depth of failure*) [m]
r	=	Radius des Stollens [m]
σ_{cm}	=	einaxiale Festigkeit [Pa]
σ_1	=	maximale Normalspannung [Pa]
σ_3	=	minimale Normalspannung [Pa]

Es ist davon auszugehen, dass die in Figur 7.3-8c dargestellte Auflockerungszone sehr pessimistisch ist und die wahre Auflockerungszone eher der in Figur 7.3-8b dargestellten Zone entsprechen wird (Unterschätzung der Festigkeit wegen der Schädigung der Proben bei der Entnahme).

Zeitabhängige Deformation

Die Tunneldeformationen erreichen wahrscheinlich auch nach zwei Jahren noch keinen Stillstand. Es tritt aber in keinem der betrachteten Fälle globales Versagen ein. Prinzipiell ist eine lokale Sicherung der Firste ausreichend, um lokalen Steinfall aus dem Firstbereich zu verhindern. Eine Systemankerung ist allerdings zu empfehlen, um die zeitabhängigen Deformationen möglichst effizient zu verhindern. Zusätzlich ist zu erwarten, dass durch die Konsolidierung des Tunnelumfelds und die damit verbundene Verringerung des Wassergehalts eine Festigkeitserhöhung im Bereich des intakten Gebirges erreicht wird. Ebenso wird eine Reduktion des Wassergehalts sowie eine partielle Entsättigung der Auflockerungszone durch die Ventilation (Ausbildung von Kapillar- und damit Saugspannungen von 10–20 MPa) das Gebirge mit der Zeit weiter stabilisieren.

Konzeptualisierung der Auflockerungszone

Das Tiefenlager im Opalinuston umfasst vertikale Schächte, horizontale Stollen wie auch geneigte Bauwerke (z.B. eine Zufahrtsrampe), so dass verschiedene der oben diskutierten geometrischen Anordnungen (relative Orientierungen von Stollenachse, Schichtung und Spannungsfeld) realisiert sein können. Bei schichtparallelen Stollen ist eine grössere Auflockerungszone zu erwarten als bei einem vertikalen Schacht, dessen Angriffswinkel zur Schichtung nahe bei 90 ° liegt. Die Resultate der hydro-mechanisch gekoppelten Berechnungen (EWI 2000 und Konietzky et al. 2003) zeigen, dass angesichts der subhorizontalen Orientierung von σ_1 mit

Azimut 170 ° und ähnlich grossen σ_2 und σ_3 bei Nord-Süd-orientierten Stollen eine weniger stark ausgebildete Auflockerungszone zu erwarten ist als bei Ost-West-orientierten Stollen. Tabelle 7.3-4 zeigt die berechneten mechanischen Auflockerungszonen für verschiedene Bauwerke. Es ist dabei zu beachten, dass diese Zonen aufgrund der Spannungs- und Gefügeanisotropie nicht radialsymmetrisch sind, sondern sehr komplexe Formen aufweisen. Die Fläche der Auflockerungszonen wurde zur besseren Vergleichbarkeit und für weitere Rechnungen in äquivalente kreisförmige Flächen umgerechnet. Für den Schacht wurden keine numerischen Berechnungen durchgeführt. Unter Berücksichtigung der Tatsache, dass der Schacht nahezu senkrecht zur Schichtung abgeteuft und die Schichtung daher bedeutungslos für die Ausbildung der Auflockerungszone ist, lässt sich die maximale Tiefe der Auflockerungszone nach Martin et al. (1999) abschätzen. Unter der Annahme, dass die horizontalen Hauptspannungen 22.6 bzw. 15.1 MPa betragen (Kap. 4.4) und die einaxiale Festigkeit bei 30 MPa liegt, ergibt sich mit den Gleichungen 7.3-1 und 7.3-2 bei einem Tunnel mit dem Radius von 2 m eine maximale Tiefe der Auflockerungszone (*depth of failure*) von 2.7 m (Abstand von der Schachtwand ca. 0.7 m).

Tab. 7.3-4: Berechnete Auflockerungszone (AUZ) für verschiedene Untertagebauwerke.

Stollen	**Ausrichtung bzgl.**		**Radius (R) des Stollens [m]**	**Äquivalenter Radius AUZ [m]**	**Verhältnis AUZ / Stollenradius**	**Wertebereich äussere AUZ / Stollenradius für Modellierung**
	σ_1	**Schichtung**				
Lagerstollen HAA	$\parallel$	$\parallel$	1.25	1.7 – 2.2*	1.4 – 1.7*	1.4 – 1.7
Lagertunnel LMA (Umladestation)	$\parallel$	$\parallel$	5.0	11.3	2.3	2.0 – 2.5
Zentraler Bereich	$\parallel$	$\parallel$	5.2	11.4	2.2	2.0 – 2.5
Betriebstunnel	$\perp$	$\parallel$	2.9	10.2	3.5	3.0 – 3.5
Zugangstunnel	$\perp$	$\parallel$	3.4	11.8	3.5	3.0 – 3.5
Schacht (Abschätzung nach Martin et al. 1999)	$\perp$	$\perp$	2.0	2.7	1.4	1.4 – 1.7

* Resultate verschiedener Rechenfälle.

Da die Resultate am Mont Terri zeigen, dass die Auflockerungszone sehr unterschiedlich ausgebildet ist, wird vorgeschlagen, die Auflockerungszone für weiterführende Betrachtungen in eine innere und eine äussere Zone zu unterteilen. Die innere Zone stellt den Bereich mit einer relativ grossen Zahl von Entlastungsrissen dar. Im Mont Terri ist dieser Bereich nahezu unabhängig vom Durchmesser des jeweiligen Stollens und erstreckt sich ca. 0.7–1 m von der Stollenwand ins Gebirge.

Es wird vorgeschlagen, die äussere Auflockerungszone mit den Ergebnissen der numerischen Berechnungen (EWI 2000 und Konietzky et al. 2003) für die mechanische Auflockerungszone (Tab. 7.3-4, letzte Spalte) gleichzusetzen. Die Grösse der inneren Auflockerungszone, die teil-

weise offene Strukturen enthält, wird entsprechend der Beobachtungen am Mont Terri (Martin & Lanyon 2002) für Langzeitbetrachtungen folgendermassen abgeschätzt:

- innere Auflockerungszone bei Lagerstollen parallel zu σ_1: R + 0.7 m [25]
- innere Auflockerungszone beim Schacht: R + 0.7 m
- innere Auflockerungszone bei allen anderen Tunnel: R + 1.0 m

7.3.6 Entwicklung der Auflockerungszone während der Bau- und Betriebsphase: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Die Ausbildung der Auflockerungszone wurde unter verschiedenen Modellannahmen berechnet und mit Resultaten im Mont Terri kalibriert. Es zeigt sich dabei:

- Keines der untersuchten Modelle zeigt lokales oder globales Versagen des Stollens. Generell muss schon während des Auffahrens bzw. unmittelbar danach im Firstbereich mit Abschalungen (Sargdeckeleffekt) und lokalem Steinfall, bedingt durch Überschreiten der Festigkeit auf der Schichtung gerechnet werden. Das Versagen bleibt lokal sehr begrenzt.
- Die Geometrie der Auflockerungszone wird im Wesentlichen von der Gefügeanisotropie, dem Angriffswinkel (Achse des Bauwerks bezüglich Schichtung), der Anisotropie des Spannungsfelds sowie dem Wassergehalt des Gesteins bestimmt.
- Auflockerungsbereiche in Firste und Sohle der Stollen, die durch die Zugfestigkeit normal zur Schichtung kontrolliert werden, können vertikale Ausdehnungen von bis einem Stollendurchmesser haben. Hier sind initiale maximale Konvergenzen der BE/HAA-Lagerstollen von 1–2.4 % möglich.
- Die grössten volumetrischen Deformationen werden nicht an der Stollenkontur gemessen. Gebiete maximaler Deformation sind entweder die Bereiche, in denen die begrenzenden konjugierten Scherbereiche sich verschneiden, beziehungsweise Schichtflächen, die sich dilatant öffnen.
- In den Ulmen des Tunnels tritt lokalisiertes Versagen unter Extension auf, ähnlich den am Mont Terri beobachteten Entlastungsklüften. Die entsprechende plastische Zone reicht horizontal nur ca. einen halben Stollenradius ins Gebirge und führt zu vergleichsweise geringen Verschiebung (ca. 10–14 mm).
- Es ist zu erwarten, dass die Tunneldeformationen nach einigen Monaten nahezu Stillstand erreichen, solange ein Wasserzutritt (Gebirgswasser aus überliegenden Schichten bzw. Brauchwasser) durch den Stollen vermieden wird.
- Die Transmissivität in der Auflockerungszone kann unmittelbar nach dem Auffahren der Tunnel lokal 5 bis 6 Grössenordnungen erhöht sein (Beobachtungen am Mont Terri). Es wird erwartet, das die effektiven axialen Durchlässigkeiten weit weniger betroffen sind.
- Die Reduktion des Porenwasserdrucks in der Auflockerungszone, eine partielle Entwässerung mit der damit verbundenen Erhöhung der Materialfestigkeit und die Ausbildung von Kapillarspannungen bei einer durch die Ventilation bedingten Entsättigung werden die Auflockerungszone mechanisch mit der Zeit weiter stabilisieren.

[25] Angabe entspricht jeweils dem äquivalenten Radius des äusseren Rands der inneren Auflockerungszone.

7.4 Langzeitentwicklung der Auflockerungszone nach dem Verschluss des Lagers

7.4.1 Aufsättigung

Während der gesamten Bau- und Betriebsphase des Tiefenlagers wird das durchteufte Gebirge drainiert und der Porenwasserdruck in unmittelbarer Umgebung der Untertagebauwerke auf Atmosphärendruck abgesenkt. Nach dem Verschluss des Lagers erfolgt in den lokalen bzw. regionalen Aquifersystemen ein relativ rascher Wiederangleich der Druckspiegel an die natürlichen Grundwasserzirkulationsverhältnisse. Die Dauer der Wiederangleichsphase ist für die Aquifersysteme in der Regel vergleichbar mit der Betriebszeit des Lagers und spielt daher in der Betrachtung der Langzeitentwicklung keine Rolle. Hingegen kann die Wiederaufsättigung des Wirtgesteins sehr viel länger dauern. Ursache hierfür sind die geringe Durchlässigkeit des Opalinustons, das zusätzliche Porenvolumen durch die verfüllten Untertagebauwerke sowie die Austrocknung des Stollenumfelds während der Betriebszeit. Auch andere mit der Einlagerung verbundene Prozessabläufe können die Wiederaufsättigungsdauer des Wirtgesteins beeinflussen (z.B. Gasentwicklung der LMA, Wärme- und Gasentwicklung der BE/HAA).

In Hinblick auf das Langzeitverhalten eines geologischen Tiefenlagers ist der Prozess der Aufsättigung nach Verschluss der Lagertunnel von Bedeutung, da die Aufsättigung einen erheblichen Einfluss auf die Entwicklung des Nahfelds hat. Die Erhöhung des Wassergehalts in der unmittelbaren Umgebung der Untertagebauwerke führt zu einer Entfestigung des Wirtgesteins und möglicherweise zu einer beschleunigten Konvergenz der Auflockerungszone (Kap. 7.4.2). In den BE/HAA-Lagerstollen ist mit der Aufsättigung des Nahfelds das Quellen der Bentonitbarrieren verbunden. Darüber hinaus wird durch den Zufluss von Porenwasser die Wärmeleitfähigkeit der Bentonitbarrieren und der Auflockerungszone beeinflusst. Dies wiederum hat einen direkten Einfluss auf die Temperaturentwicklung in der Umgebung der wärmeproduzierenden BE/HAA. Schliesslich setzt der Zufluss von Porenwasser in den Lagerstollen Korrosions- und Degradationsvorgänge in Gang, die mit der Bildung von Korrosionsgasen verbunden sind (Kap. 7.7). Diese Fragen und insbesondere ihre Auswirkungen auf die Langzeitsicherheit des Tiefenlagers werden im Rahmen des Sicherheitsberichts (Nagra 2002b) diskutiert.

Erfahrungen zur Druckspiegelabsenkung in der Umgebung von Untertagebauwerken – Allgemeines Prozessverständnis

Die Reichweite und die zeitliche Entwicklung der Druckspiegelabsenkung in der Umgebung von Untertagebauwerken wurden in Mont Terri sowie an anderen Standorten in Tonformationen untersucht (z.B. Tournemire, vgl. Boisson et al. 2001). In den hydraulischen Langzeitbeobachtungssystemen des Felslabors Mont Terri konnte der Einfluss des Stollens auf die Druckspiegel ca. 10 Jahre nach dem Bau des Sondierstollens bis zu einem Abstand von ca. 20 m nachgewiesen werden – die Langzeitbeobachtungen zeigen, dass sich die Drucksenke um den Sondierstollen immer noch ausdehnt (Marschall et al. 2003). Eine ungesättigte Zone bildete sich nur im unmittelbaren Stollennahfeld aus (typische Mächtigkeit ca. 2 m). Die Ausdehnung dieser ungesättigten Zone ist ausgeprägten jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen und korreliert sehr gut mit den Temperatur- bzw. Feuchtigkeitsschwankungen in der Stollenluft sowie mit den örtlichen Ventilationsverhältnissen. Diese Beobachtung belegt, dass im Opalinuston praktisch der gesamte Feuchteaustrag aus dem Gebirge über die Gasphase erfolgt, zumal entlang des Stollenabschnitts in der Opalinustonformation keine Feuchtstellen beobachtet werden.

Zur Abschätzung der Druckspiegelabsenkung während der Bau- und Betriebsphase eines geologischen Tiefenlagers liegen, wie oben erwähnt, Erfahrungswerte aus anderen Untertagebauwer-

ken vor. Der Aufsättigungsvorgang nach dem Verschluss des Lagers kann hingegen nicht mit Beobachtungsdaten belegt werden; diesbezügliche Experimente sind aber zur Zeit im Gange (Mont Terri – *Engineered Barrier Experiment*, EB). Das wichtigste Hilfsmittel für die quantitative Beschreibung der Aufsättigungsphase sind daher numerische Modelle. Im Rahmen von Sensitivitätsanalysen kann die Dauer des Aufsättigungsvorgangs in Abhängigkeit von verschiedenen Einflussfaktoren untersucht werden. Als wichtige Faktoren sind hierbei zu nennen:

- Die hydraulischen Eigenschaften des Wirtgesteins (K-Wert und Speicherkoeffizient).
- Vor dem Verschluss des Tiefenlagers werden alle Untertagebauwerke verfüllt. Die Verfüllmaterialien mit ihren relativ hohen Porositäten (typischerweise ca. 0.2–0.4) repräsentieren ein erhebliches Porenvolumen, das nach dem Verschluss des Lagers durch Porenwasser aus dem Wirtgestein aufgefüllt werden muss. Erst nach der vollständigen Aufsättigung dieses Porenvolumens steigen die Druckspiegel im Wirtgestein an.
- Auch die Zweiphasenflusseigenschaften für die in BE/HAA-Lagerstollen verwendeten Verfülmaterialien (Bentonit) sind während der Aufsättigungsphase zu berücksichtigen, da beim Benetzungsvorgang die kapillare Saugwirkung des Bentonits eine zusätzliche treibende Kraft darstellt, die die Aufsättigung beschleunigt. Hingegen spielen Zweiphasenflussprozesse im Stollenumfeld wegen der geringen Ausdehnung der ungesättigten Zone und der grossen hydraulischen Gradienten eine untergeordnete Rolle.
- Die während der Bau- und Betriebsphase entstandene Auflockerungszone kann eine vorübergehende leichte Erhöhung des Grundwasserzuflusses bewirken, da sich der zuflusswirksame Radius des Stollens vergrössert.
- Die Wärmeabgabe der hochaktiven Abfälle kann die Aufsättigung der BE/HAA-Lagerstollen wesentlich beeinflussen. Mit steigender Temperatur verringert sich die Viskosität des Porenwassers im Wirtgestein und führt zu einer erhöhten hydraulischen Gebirgsdurchlässigkeit. Weiterhin entstehen bei der Erwärmung des Wirtgesteins im Stollennahfeld mechanische Thermospannungen – und damit verbunden – erhöhte Porenwasserdrücke, die einen erhöhten Grundwasserzufluss zu den Lagerstollen bewirken.

Quantitative Abschätzungen zur Aufsättigung der Lagerstollen – Zielsetzungen und Vorgehen

Die Aufsättigung der Untertagebauwerke stellt einen komplexen Vorgang dar, der einerseits durch die vielfältigen Prozessabläufe in den Lagerbereichen selbst sowie im Lagerumfeld bestimmt wird, andererseits aber auch von der Lagergeometrie und der Mächtigkeit des Wirtgesteins abhängt. Zur Abschätzung der Aufsättigungsdauer nach Lagerverschluss wurden daher numerische Modellrechnungen mit folgenden Untersuchungsschwerpunkten durchgeführt:

- Analyse und Bewertung der komplexen Prozessabläufe in der unmittelbaren Umgebung der Lagerstollen (Poppei et al. 2002). Auf der Grundlage einfacher Modellgeometrien (2D-Modellgeometrie, Stollen mit Rechteck-Querschnitt) wurde mit einem Zweiphasenfluss-Simulator (TOUGH2, Pruess 1991) für einen einzelnen LMA-Tunnel bzw. für eine Reihe von parallelen BE/HAA-Lagerstollen die zeitliche Entwicklung der Aufsättigung berechnet. Im Rahmen von Sensitivitätsstudien wurden die Wirtgesteinsdurchlässigkeit und die Zweiphasenflusseigenschaften des Nahfelds variiert. Darüber hinaus wurde der Einfluss von gekoppelten thermo-hydraulischen Prozessen auf die Wiederaufsättigungsdauer untersucht.
- Quantitative Abschätzung der Aufsättigungsdauer im hydrogeologischen Gesamtsystem (Kuhlmann & Marschall 2002). Unter Berücksichtigung der relativ komplexen Lagergeometrie wurde mit Hilfe des hydrodynamischen Modells (Kap. 6.4 und 7.8) die räumlich-zeitliche Entwicklung der Aufsättigung im Rahmen der hydrogeologischen Gesamtsituation

betrachtet. Für die Beschreibung des Porenwasserflusses wurden vereinfachende Annahmen getroffen: Im Wirtgestein werden von Beginn an gesättigte Verhältnisse angenommen, während in den Lagerstollen bis zum Erreichen der vollen Sättigung die Bewegungsgleichung der ungesättigten Grundwasserströmung gilt.

Analyse und Bewertung der relevanten Aufsättigungsprozesse

Die Aufsättigung der LMA-Lagertunnel wird in erster Linie durch die hydraulischen Eigenschaften des Wirtgesteins sowie durch die Geometrie der Tunnel und die Porosität des Verfüllmaterials (Zementmörtel) bestimmt. Mit Hilfe des oben erwähnten Zweiphasenfluss-Modells wurde der Einfluss des grossräumigen Speicherkoeffizienten des Opalinustons bzw. der Einfluss der Porosität der Verfüllung auf die Aufsättigungsdauer eines LMA-Lagertunnels quantitativ abgeschätzt. Für die vereinfachte Modellgeometrie der LMA-Lagertunnel wurden im Rahmen von Parametervariationen spezifische Speicherkoeffizienten des Opalinustons zwischen 1×10^{-5} und 1×10^{-6} m^{-1} sowie eine isotrope hydraulische Durchlässigkeit von 1×10^{-13} m/s gewählt (vgl. Kap. 5.8). Die Bandbreite der verwendeten Porosität des Verfüllmaterials lag zwischen 0.24 und 0.4 (vgl. Fig. 7.4-1, Rechenfälle RAL1–RAL4). Als Porenwasserdruck der ungestörten Wirtgesteinsformation wurde bei einer Referenztiefe des Tiefenlagers von 650 m ein Wert von 6.5 MPa angenommen. Die berechnete Aufsättigungsdauer liegt gemäss Figur 7.4-1a zwischen 500–2'000 Jahren. Der Porenwasserdruck ist über eine Zeitdauer von ca. 3'000–5'000 Jahren gestört. Erst danach stellen sich annähernd stationäre Verhältnisse ein.

Die Aufsättigung der einzelnen BE/HAA-Lagerstollen erfolgt wegen des geringeren totalen Porenvolumens in wesentlich kürzerer Zeit. Allerdings stellt die Wärmeentwicklung der Abfallbehälter einen erheblichen Unsicherheitsfaktor bei der Abschätzung der Aufsättigungsdauer dar. Ohne Berücksichtigung der thermischen Last wird erwartet, dass ein BE/HAA-Lagerstollen typischerweise nach ca. 150–750 Jahren voll gesättigt ist (Fig. 7.4-1b, Rechenfälle RAH1–RAH3). Die Aufsättigungsdauer hängt massgeblich von den hydraulischen Eigenschaften des Wirtgesteins ab (RAH1: $K = 1 \times 10^{-13}$ m/s, RAH2: $K = 2 \times 10^{-14}$ m/s). Im Rechenfall RAH3 wurde gegenüber RAH2 bei sonst gleichen Modellparametern eine unterschiedliche Kapillardruck-Sättigungsbeziehung für das Verfüllmaterial gewählt ("Serrata" statt "MX-80", vgl. Poppei et al. 2002). Es ist offensichtlich, dass der Aufsättigungsvorgang kaum von den Zweiphasenfluss-Eigenschaften des Verfüllmaterials (Bentonit) mitbestimmt wird. Mit zunehmender Sättigung der Lagerstollen verringert sich die kapillare Saugwirkung der Bentonitbarriere, sodass als treibende Kraft praktisch nur die Porenwasserdruckverhältnisse im Wirtgestein wirken. Nach abgeschlossener Aufsättigung erfolgt die Rückkehr zu stationären hydraulischen Verhältnissen je nach hydraulischer Durchlässigkeit des Opalinustons innerhalb von mehreren 10^3 bis 10^4 Jahren (Fig. 7.4-1b).

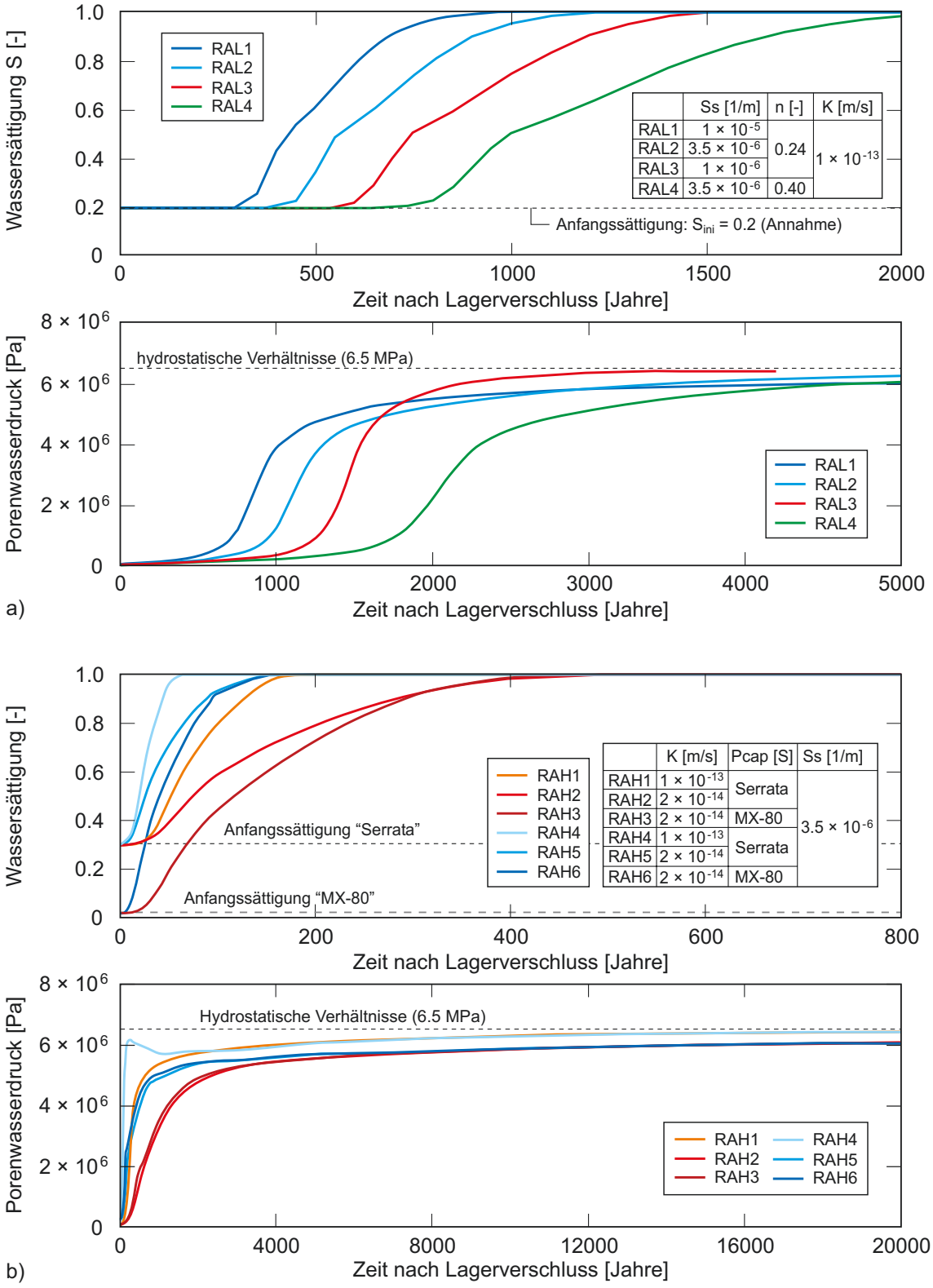


Fig. 7.4-1: Erwartete Aufsättigungsdauer und Porenwasserdruckentwicklung für LMA-Lagertunnel und BE/HAA-Lagerstollen.

Modellrechnungen mit dem Zweiphasenfluss-Simulator TOUGH2: (a) Modellierung eines einzelnen LMA-Lagertunnels und (b) Modellierung einer Galerie von BE/HAA-Lagerstollen.

Wird die Wärmeentwicklung der verglasten BE/HAA-Behälter berücksichtigt, so ergeben die Simulationen ein anderes Verhalten unter Vernachlässigung weiterer gekoppelter Phänomene. Die Modellierung der Aufsättigung mit dem Zweiphasenfluss-Simulator TOUGH2 führt zu deutlich geringeren Aufsättigungszeiten – für eine hydraulische Durchlässigkeit von 1×10^{-13} bzw. 2×10^{-14} m/s ergeben sich Aufsättigungszeiten von ca. 40 bzw. 150 Jahren (Fig. 7.4-1b, Rechenfälle RAH4–RAH6). Diese beschleunigte Aufsättigung hat zwei Ursachen. Einerseits bewirkt die mit dem Temperaturanstieg verbundene Verringerung der Viskosität des Porenwassers eine Erhöhung der hydraulischen Gebirgsdurchlässigkeit um einen Faktor 2–3. Andererseits erhöht sich der Porenwasserdruck im Wirtgestein, da das Porenwasser einen höheren thermischen Expansionskoeffizienten hat als das Gebirge. Die radiale Wärmeausbreitung erfolgt rascher als die Ausbreitung der hydraulischen Störung, sodass der thermisch bedingte Porenwasserdruckgradient immer zu den Lagerstollen hin gerichtet ist. Es ist allerdings zu berücksichtigen, dass TOUGH2 keine hydro-mechanischen Kopplungen (Permeabilitäts-Porositätsbeziehung) berücksichtigt, d.h. die Verringerung der Permeabilität des Opalinustons durch thermische Expansion oder andere gekoppelte Phänomene (z.B. Soret-Effekte) sind in TOUGH2 nicht implementiert. Die mit dem Zweiphasenflussmodell berechneten Aufsättigungszeiten stellen daher eine untere Grenze in Bezug auf die erwartete Aufsättigungsdauer dar.

Nach erfolgter Aufsättigung entwickeln sich in den BE/HAA-Lagerstollen aufgrund der thermischen Expansion von Verfüllmaterial und Opalinuston erhebliche Porenwasser-Überdrücke. Mit Abklingen des Temperaturpulses gehen diese Porenwasserdrücke zurück und unterschreiten zwischenzeitlich die für den isothermen Fall simulierte Porenwasserdruckentwicklung (thermische Kontraktion) bis sie sich schliesslich dem isothermen Fall annähern. Auch unter Berücksichtigung der thermischen Last werden je nach hydraulischen und thermischen Eigenschaften des Wirtgesteins Druckangleichsphasen von mehreren Tausend bis Zehntausend Jahren erwartet (Fig. 7.4-1b).

Aufsättigungsdauer unter Berücksichtigung der Geometrie des Tiefenlagers

Betrachtet man das Tiefenlager als Ganzes, so wird deutlich, dass neben den LMA- und HAA-Lagertunnel bzw. -stollen auch die Zugangs- und Betriebsstollen einen wichtigen Einfluss auf die Aufsättigung haben. Nicht zuletzt wirkt sich auch das schichtparallele Einfallen der Lagerebene auf den Aufsättigungsvorgang aus. Die mit dem lokalen hydrogeologischen Modell (Kap. 6.4) durchgeführten Simulationen zielten darauf ab, den Aufsättigungsprozess grossmassstäblich zu beschreiben und insbesondere die Wechselwirkungen zwischen verschiedenen Komponenten des Tiefenlagers zu quantifizieren (Kuhlmann & Marschall 2002). Auch das Szenarium einer Überdruckzone im Wirtgestein wurde untersucht.

Für die Modellrechnungen zur Aufsättigung wurden die Bauwerke des Tiefenlagers (vgl. Kap. 7.8) im hydrogeologischen Modell implementiert. Die hydraulischen Eigenschaften der verfüllten Stollenabschnitte und der Versiegelungsstrecken sind in Tabelle 7.8-1 wiedergeben. Es wurden verschiedene Aufsättigungsvarianten simuliert:

- Offenhaltung der Zugänge zum Tiefenlager über einen Zeitraum von 25 und 100 Jahren nach Ende der Betriebszeit
- Stationäre hydraulische Verhältnisse gemäss Rechenfall RF8 bzw. instationäre Verhältnisse gemäss RF4 (Porenwasser-Überdrücke) als hydrogeologische Bedingungen im ungestörten Wirtgestein (Tab. 6.4-2)
- Hydraulische Durchlässigkeiten der zweigeteilten Auflockerungszone im Stollenumfeld zwischen 1 × 10-9 und 5 × 10-13 m/s.

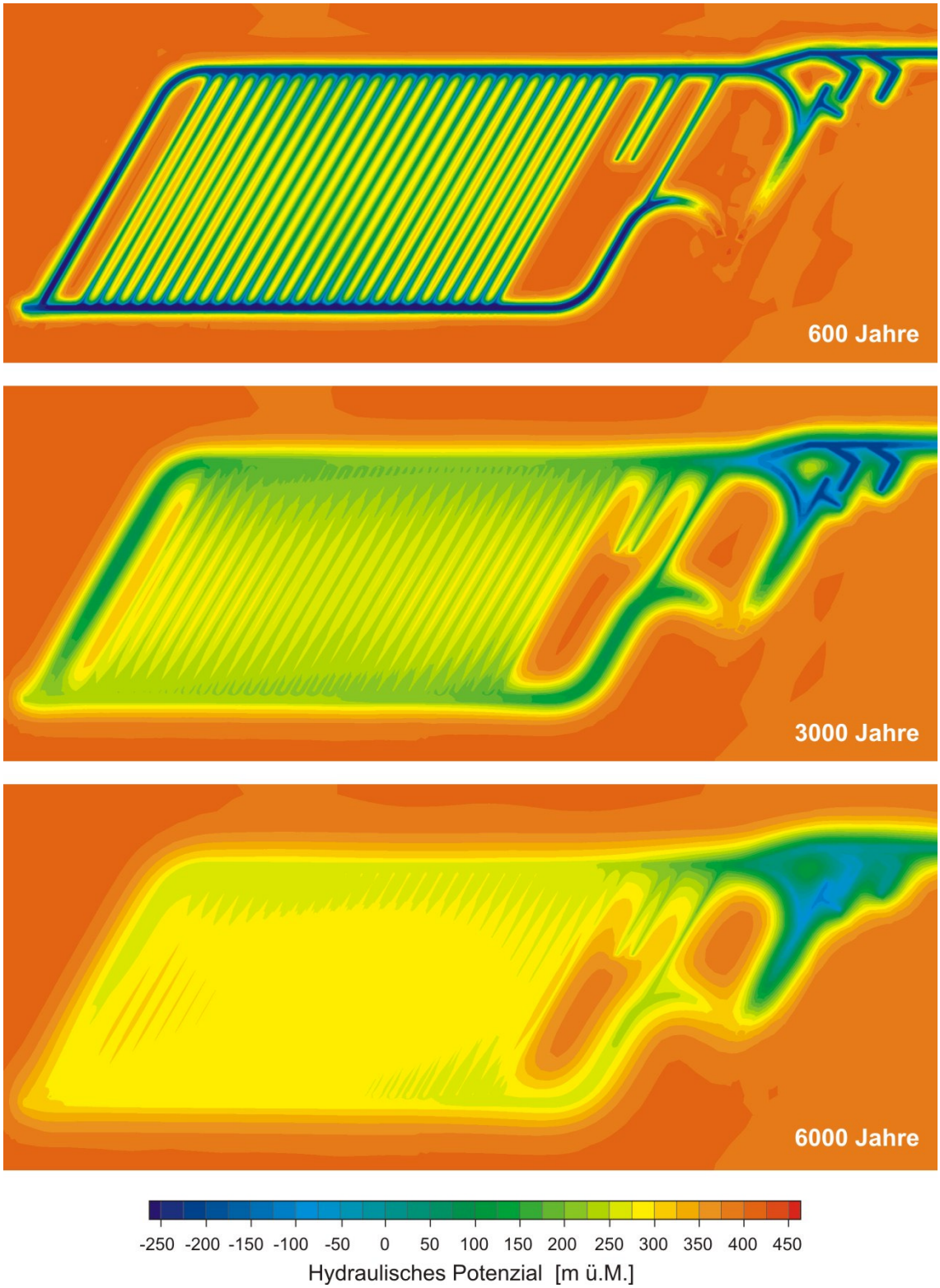


Fig. 7.4-2: Porenwasserdruckentwicklung des Lagerumfelds nach Verschluss des Tiefenlagers.

Die Modellierungen beruhen auf dem hydrodynamischen Modell (gesättigte Grundwasserströmung, Rechenfall RF8, vgl. Tab. 6.4-2).

Die Simulationen der verschiedenen Varianten zeigen übereinstimmend, dass erst nach mehreren 10'000 Jahren mit einer Rückkehr zu quasi-stationären Porenwasserdruckverhältnissen zu rechnen ist (Kuhlmann & Marschall 2002). Basierend auf dem Rechenfall RF8 ist in Figur 7.4-2 die Verteilung des Porenwasserdrucks auf Lagerniveau zu drei verschiedenen Zeitpunkten nach dem Lagerverschluss dargestellt. Es ist deutlich zu erkennen, wie die tiefstgelegenen Komponenten des Lagers zuerst aufgesättigt werden. So sind nach ca. 3'000 Jahren die höhergelegenen Bereiche der BE/HAA-Lagerstollen, der Betriebstunnel sowie die LMA-Lagertunnel noch nicht vollständig gesättigt, d.h. in diesen Untertagebauwerken herrschen noch atmosphärische Porenwasser-Druckverhältnisse. Nach ca. 6'000 Jahren ist das Lager mit Ausnahme der LMA-Lagertunnel vollständig aufgesättigt. Die Phase des Druckangleichs des Porenwassers an die ungestörten Verhältnisse im Wirtgestein ist allerdings bei weitem nicht abgeschlossen. Die Sensitivitätsstudien zeigen, dass weder eine verlängerte Offenhaltung des Tiefenlagers noch ein Porenwasser-Überdruck im Wirtgestein (vgl. RF4 in Kap. 6.4) einen signifikanten Einfluss auf die Aufsättigungsdauer hat (vgl. Kuhlmann & Marschall 2002). Falls die Auflockerungszone um die Untertagebauwerke ihre hydraulische Durchlässigkeit durch Konvergenz und Selbstabdichtung an die Wirtgesteinseigenschaften angleicht, führt dies zu einer markanten Verlängerung der Druckangleichsphase. Der gesamte Aufsättigungsvorgang wird durch die Selbstabdichtung der Auflockerungszonen verändert; insbesondere ist zu erwarten, dass die Aufsättigung nicht mehr von den tiefstgelegenen Lagerkomponenten her stattfindet, sondern gleichmässig auf der gesamten Lagerebene erfolgt.

Gegenüber den Ergebnissen der Zweiphasenflussmodellierungen ist bemerkenswert, dass die berechneten Aufsättigungszeiten im Bereich der Lagerebene durchaus vergleichbar sind. Andererseits wird deutlich, dass das Zusammenwirken der verschiedenen Komponenten des Tiefenlagers die Aufsättigungsdauer v.a. deswegen verlängert, weil die verfüllten Zugangs- und Betriebsstollen ein erhebliches zusätzliches Porenvolumen darstellen, das nach Verschluss des Lagers aufzusättigen ist.

7.4.2 Felsmechanisches Langzeitverhalten

Das Langzeitverhalten des Opalinustons ist aus sicherheitstechnischen Gründen erst zu einem Zeitpunkt relevant, wenn die technischen Barrieren, insbesondere die Abfallbehälter, so stark geschädigt sind, dass Radionuklide durch den Bentonit freigesetzt werden können. Bei BE/HAA ist daher die Barrierefunktion des Wirtgesteins 10'000 Jahre nach Lagerverschluss ausschlaggebend. Will man die Entwicklung des Stollenumfelds zu diesem Zeitraum beschreiben, sind Langzeittests im Labor, selbst wenn sie mehrere Jahre dauern, nur wenig aussagekräftig. Einerseits ist die Aussagekraft kleiner Proben nur begrenzt und Bohrkernproben können durch die Entnahme stark geschädigt sein (Mikrorissbildung, *Core Disking* etc.). Andererseits überlagern Umgebungseinflüsse im Labor (Temperatur, Luftfeuchtigkeit, Luftdruck etc.) die natürlichen zeitabhängigen Deformationsprozesse. Zusätzlich ergibt sich das Problem, dass gewisse In-situ-Langzeitprozesse nicht oder nur ungenügend erfasst werden können (Entsättigung, Aufsättigung etc.).

Langzeiterfahrungen in Tunneln durch den Opalinuston

Die Diskussion über das Langzeitverhalten von Tunneln oder Stollen im Opalinuston kann nur qualitativ anhand von Prozessbeschreibungen und Beobachtungen in alten Tunneln im Opalinuston geführt werden. Wie in Kapitel 7.2 ausgeführt, gibt es aus dem Gebiet des Schweizer Juras Erfahrungen in Tunneln über mehr als 100 Jahre. Bellwald (1990) hat die Beobachtungen aus diesen Tunneln mit Untersuchungen aus Tunneln in Kanada, Frankreich und Italien zusammengefasst und zieht folgende Schlüsse über das Langzeitverhalten:

- Zufliessendes Wasser von angrenzenden Aquiferen ist verantwortlich für die grossen Schäden im Tunnel (z.B. Schädigung des Tunnelausbaus).
- Das Auffahren des Tunnels bedingt eine Erhöhung des Wassergehalts direkt an den Ulmen.
- Die allmähliche Entfestigung des Gesteins ist durch das zeitabhängige Brechen von diagenetischen Kontakten und dem damit verbundenen Quellen zu erklären. Dies führt zu einer Erhöhung der Rissintensität im Auflockerungsbereich und einer grossen Variabilität des Wassergehalts in dieser Zone.
- Das Auffahren der Tunnel bedingt eine Änderung des Wassergehalts im Tunnelumfeld – eine Erhöhung des Wassergehalts unmittelbar an der Tunneloberfläche und eine Erniedrigung in einiger Entfernung von der Oberfläche.
- Sohlhebungs-Zeit-Kurven zeigen nach einigen Jahrzehnten (Fig. 7.4-3) stark erhöhte Deformationsraten.
- Die horizontale Konvergenz zeigt abhängig vom jeweiligen Tunnel ein uneinheitliches Verhalten.
- Spannungs-Zeit-Kurven der tangentialen Spannungskomponente zeigen prinzipiell ein ähnliches Verhalten wie die Sohlhebungskurven.

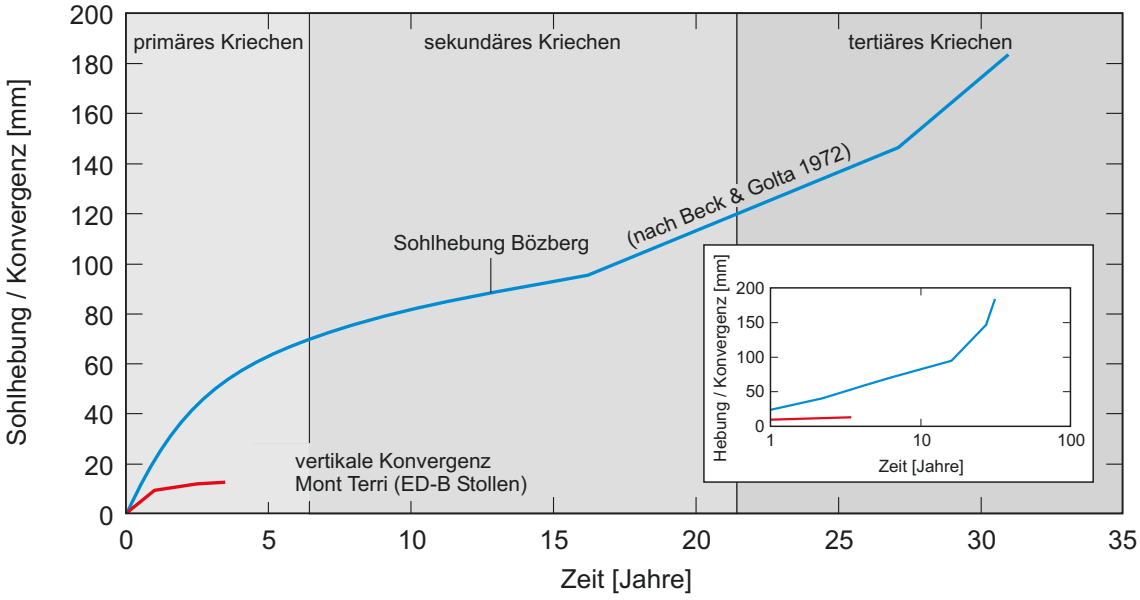


Fig. 7.4-3: Vergleich der Sohlhebung im Eisenbahntunnel Bözberg mit den beobachteten vertikalen Konvergenzen im Felslabor Mont Terri.

Einge der oben beschriebenen Phänomene lassen sich auch im Mont Terri beobachten, obwohl aus der relativ kurzen Beobachtungszeit im Mont Terri noch keine abschliessende Aussage möglich ist. Aus felsmechanischer Sicht wird folgendes Deformationsverhalten erwartet. Die grösste Deformation entsteht unmittelbar beim Auffahren des Hohlraums (Kap. 7.3.4). Bedingt durch die radiale Entlastung des Gebirges an der Hohlraumwand kommt es zur Expansion des Umfelds und zwar einerseits durch Bildung von Zugrissen und andererseits durch Vergrösserung der Porosität des intakten Gesteins. Beide Prozesse führen zusammen mit der Ventilation zur partiellen Entsättigung des Auflockerungsbereichs. Sehr langsam, in Abhängigkeit von der hydraulischen Durchlässigkeit des intakten Gebirges und der erzeugten Risspermeabilität, wird

dieser vergrösserte Porenraum dann, nach der Einlagerung der Abfallbehälter und der Rückverfüllung der Tunnel und Stollen, durch Wasser aus dem angrenzenden Tongestein wieder aufgesättigt werden. Dies führt zum Quellen des Gesteins, verbunden mit der Änderung seiner mechanischen Eigenschaften (Kap. 5.7) und der effektiven Spannung und somit zu weiteren zeitabhängigen Verformungen.

Geoelektrische Aufnahmen des Stollenumfelds in Mont Terri (Yaramanshi et al. 2000) zeigen in Figur 7.4-4 deutlich die unterschiedlichen Wassergehalte um einen Stollen. Während die hohen elektrischen Widerstände in der Firste und teilweise auch in der Sohle Bereiche mit niedrigem Wassergehalt signalisieren, ist in den Ulmen, besonders in der Nähe der Sohle, ein Gebiet erniedrigter elektrischer Widerstände (also mit hohem Wassergehalt) zu erkennen. Setzt man diese Verteilung des Wassergehalts, wie in Kapitel 5.7 beschrieben, in direkten Zusammenhang mit der Festigkeit und dem Deformationsverhalten des Gesteins, so überrascht die beobachtete Übereinstimmung der Zonen mit erniedrigtem elektrischen Widerstand und den höchsten Konvergenzen im Tunnel nicht (Fig. 7.4-4 und 7.3-5a). Diese Beobachtung erklärt auch, warum das gängige Schadensbild in Tunneln im Tonstein die Sohlhebung und nicht Instabilität im Firstbereich ist. Aus den Modellrechnungen (Kap. 7.3.4) wird deutlich, dass für zylindrische Stollen unter dem angenommenen Spannungsfeld eine nahezu gleiche Ausbildung der Auflockerungszone in Firste und Sohle resultiert und damit gleiche Schäden im Sohl- und Firstbereich auftreten sollten. Zieht man aber den unterschiedlichen Wassergehalt in Betracht, so wird die Asymmetrie im Schadensbild verständlich. Kommt zum natürlichen Zufluss von Porenwasser aus dem direkten Umfeld des Stollens noch eine Leckage in der Drainage, die bedingt, dass Wasser aus benachbarten Aquiferen (gegebenenfalls mit unterschiedlicher Wasserchemie) in den Tonstein eindringt, so erklären sich die beobachteten Entfestigungen und Sohlhebungen in den verschiedenen Stollen.

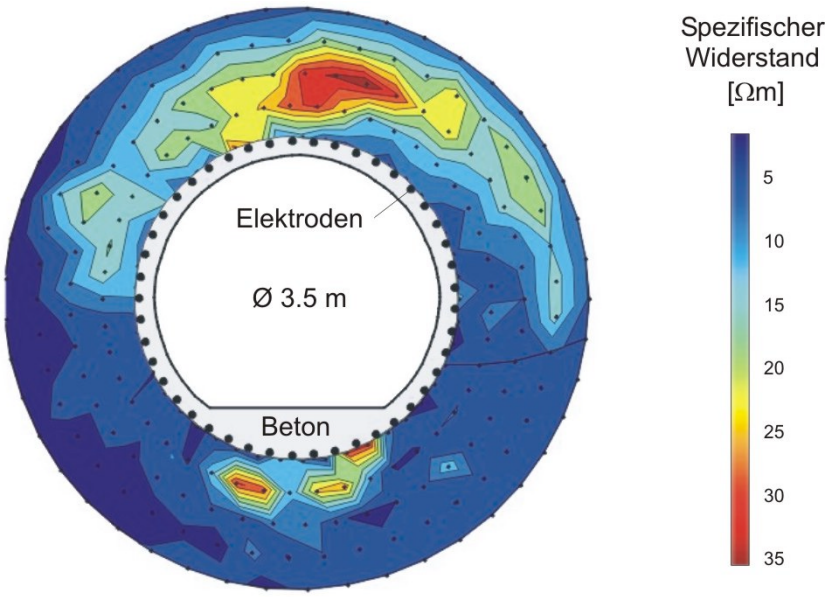


Fig. 7.4-4: Ergebnisse der geoelektrischen Untersuchungen im ED-B Stollen des Felslabors Mont Terri.

Nach Yaramanshi et al. 2000. Auffallend sind die stark erhöhten elektrischen Widerstände in der Firste und die niedrigen Werte in den Ulmen. Diese Anomalien spiegeln den jeweiligen Wassergehalt im Gebirge wider und erklären die beobachteten Konvergenzen des Tunnels (Fig. 7.3-5a).

Das Eindringen von Drainagewasser aus einer Leckage könnte auch der Grund sein, weshalb sich die zeitabhängige Deformation in den untersuchten Eisenbahntunnel gegenüber der im Felslabor Mont Terri beobachteten Deformation unterschiedlich verhält. Während z.B. im Bözberg-Eisenbahntunnel (Überlagerung ca. 200 m) eine kontinuierliche Sohlhebung beobachtet wird, die sich nach ca. 20 Jahren noch wesentlich beschleunigt, beobachtet man im Mont-Terri-Labortunnel (Überlagerung ca. 250–300 m) in den ersten Jahren nur eine geringe Konvergenz (Fig. 7.4-3). Geht man davon aus, dass das Primärspannungsfeld an beiden Orten ähnlich ist (beide Lokationen sind im Faltenjura), so lassen sich die Unterschiede über unterschiedliche Bedingungen beim Wassereintrag erklären. Während es am Bözberg sehr wahrscheinlich ist, dass Wasser über die Drainage oder entlang der Auflockerungszone aus benachbarten Formationen in den Opalinuston eindringt, wird im Felslabor Mont Terri sehr genau darauf geachtet, dass kein Fremdwasser in den Tunnel eingebracht wird. Dies könnte erklären, weshalb hier selbst in Tunneln ohne Sohlgewölbe keine signifikanten Sohlhebungen beobachtet werden.

Langzeitentwicklung der Lagerstollen

Was bedeuten diese Beobachtungen in existierenden Tunneln nun für ein potenzielles geologisches Lager im Opalinuston? Während der Betriebsphase wird darauf geachtet, dass kein Wasser eingetragen wird und dass durch eine ausreichende Ventilation mit geringer Luftfeuchtigkeit (< 80 %) die Stollenwände trocken gehalten werden. Nach dem Einbringen der Abfallgebinde und der Verfüllung wird sich die Auflockerungszone langsam wieder aufsättigen. Diese Aufsättigung (Kap. 7.4.1) steuert im Wesentlichen die mechanische Entwickung des Stollenumfelds. Aufgrund der erhöhten Porosität in der Auflockerungszone wird der Wassergehalt in dieser Zone höher sein als im intakten Gebirge und zu einer zusätzlichen Entfestigung führen. Entsprechend der Ergebnisse an Bohrkernen der Bohrung Benken (Nagra 2001) sowie des Felslabors Mont Terri und Untersuchungen an Tonsteinen (Pimentel 1996) und Tonschiefern (Stagg & Zienkiewicz 1968, Colback & Wiid 1965) ergibt sich diese Entfestigung durch eine Reduktion der Kohäsion bzw. der Restkohäsion. Diese Entfestigung führt dann zu einer weiteren Konvergenz des verfüllten Stollens und zur Kompaktion des Verfüllmaterials (Bentonit), das dann wiederum mit einem erhöhten Quelldruck für eine Stabilisierung des Lagerstollens sorgt. Spätestens nachdem der Bentonit eine Dichte erreicht hat, die im Falle eines Lagers im Zürcher Weinland (650 m Tiefe) äquivalent zu einer Trockendichte von ca. 1'770 kg/m^3 bzw. einer Porosität von 0.36 ist (entspricht einem Quelldruck von 15.6 MPa nach Dixon 2000), kommen diese Konvergenzen zum Stillstand, da sich Überlagerungsdruck und Quelldruck kompensieren. Unter Annahme einer Trockendichte des eingebrachten Bentonitgranulats (Nagra 2002a) von 1'500 kg/m^3 bedeutet dies eine Kompaktion des Verfüllmaterials von ca. 16 % und damit eine zusätzliche Konvergenz der HAA-Stollen von maximal 9 % (Kap. 7.4.3).

Die Deformation des Verfüllmaterials kann als das prinzipielle Problem eines weichen Einschlusses in einem unter Spannung stehenden Gebirge betrachtet werden. Konietzky et al. (2003) untersuchten die folgenden unterschiedlichen Fälle eines solchen Einschlusses:

- rein elastische Deformation mit einer Tunnelverfüllung mit geringerem E-Modul,
- elasto-plastische Deformation,
- elasto-plastische Deformation mit zusätzlichem "Kriechen",
- elasto-plastische Deformation mit "Kriechen", nachdem ein Schwellenwert der deviatorischen Spannung überschritten wurde.

Während die ersten beiden Fälle nur zu minimalen Zusatzdeformationen durch die Aufsättigung führen und der Einschluss mechanisch nur sehr wenig belastet wird (Stützwirkung des Gebir-

ges), führt das "Kriechen" ohne Berücksichtigung eines Schwellenwerts zu einer Deformation des gesamten Gebirges, da als Randbedingung eine Spannungsanisotropie vorgegeben wird. Dies bedeutet, dass die Kompaktion des Verfüllmaterials durch den gesamten Opalinuston kompensiert wird und damit zu einer unwesentlichen Porositätserhöhung im Gebirge führte. Im letzten, wohl realistischsten Fall stabilisiert sich das Gebirge ausserhalb der Auflockerungszone schnell und trägt nur in geringem Masse zur Kompaktion des Stollenverfüllmaterials bei. Die gesamte Kompaktion des Verfüllmaterials muss daher durch eine weitere Dilatanz der Auflockerungszone kompensiert werden. Je nach Materialgesetz für das Verfüllmaterial ergeben sich unterschiedliche Gesamtdeformationen. Die oben angegebene Gleichgewichtssituation, dass der Quelldruck des kompaktierten Bentonits sich an die Fernfeldspannungen angleicht, kann in keiner realistischen numerischen Berechnung vollständig nachvollzogen werden. Die Gleichgewichtssituation wird daher als pessimistische bis konservative Abschätzung angesehen, da alle berechneten bzw. erwarteten Kompaktionen und Konvergenzen weit geringer sind.

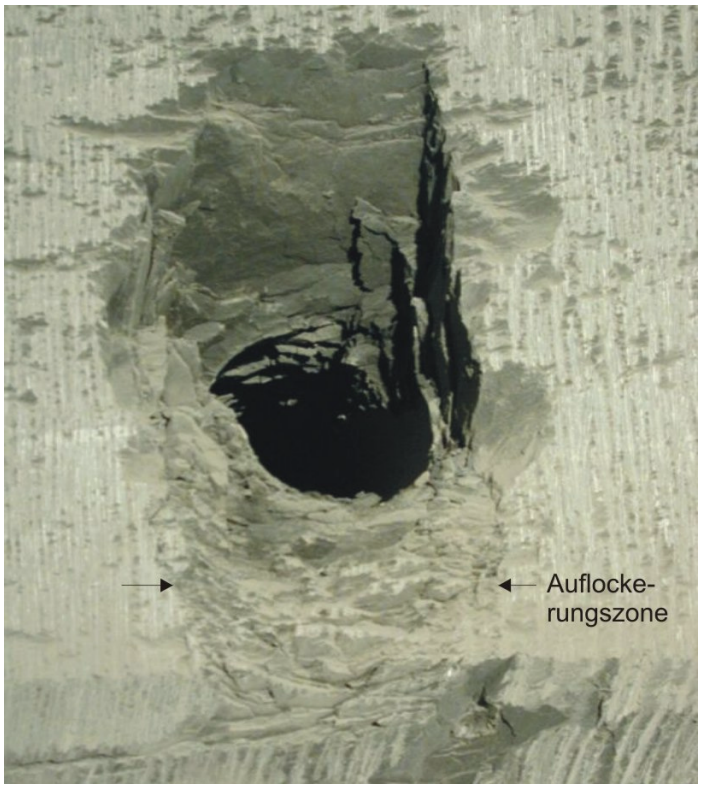


Fig. 7.4-5: Stark deformierte Auflockerungszone bei einer Bohrung im Mont Terri.

Deutlich ist zu erkennen, dass der aufgelockerte Bereich aus einer Vielzahl von Bruchflächen besteht, die zu einer Homogenisierung des Auflockerungsbereichs führen (Foto: B. Niederberger).

Für das weitere Vorgehen und die Abschätzung der hydraulischen Durchlässigkeit der Auflockerungszone wird von folgenden Hypothesen ausgegangen:

- Die maximale Kompaktion/Konvergenz des verfüllten Hohlraums wird durch das Verfüllmaterial gesteuert. Bei den hochaktiven Abfällen, den Brennelementen und auch bei den Versiegelungsstrecken wird die Kompaktion durch das Quellverhalten des Verfüllmaterials (Bentonit) bestimmt, bei den mittelaktiven Abfällen durch die Hohlräume in den Abfallgebinden. Die Kompaktion kommt zum Stillstand, sobald Quelldruck und Fernfeldspannung gleich gross bzw. die Hohlräume teilweise zusammengedrückt sind.

- Die Kompaktion des Verfüllmaterials wird ausschiesslich durch eine Volumenvergrösserung (Dilatanz) des Gesteins in der Auflockerungszone kompensiert.
- Die Deformation in der Auflockerungszone wird durch Quellen des Opalinustons, "Kriechprozesse" und Mikrorissbildung bewirkt. Aufgrund des Festigkeitsverlusts bei der Aufsättigung und die durch das konzeptuelle Modell (Kap. 5.7) beschriebene mikro-mechanische interne Deformation des Tonsteins sowie die Spannungsumlagerung bei der Kompaktion ist die Auflockerungszone nicht durch einige wenige Brüche gekennzeichnet, sondern generell so stark zerbrochen und zerschert (Fig. 7.4-5, Beobachtung von "Verschlammung" in Tunneln, s. Amstad & Kovari 2001), dass sie wieder als poröses Medium angesehen werden kann.

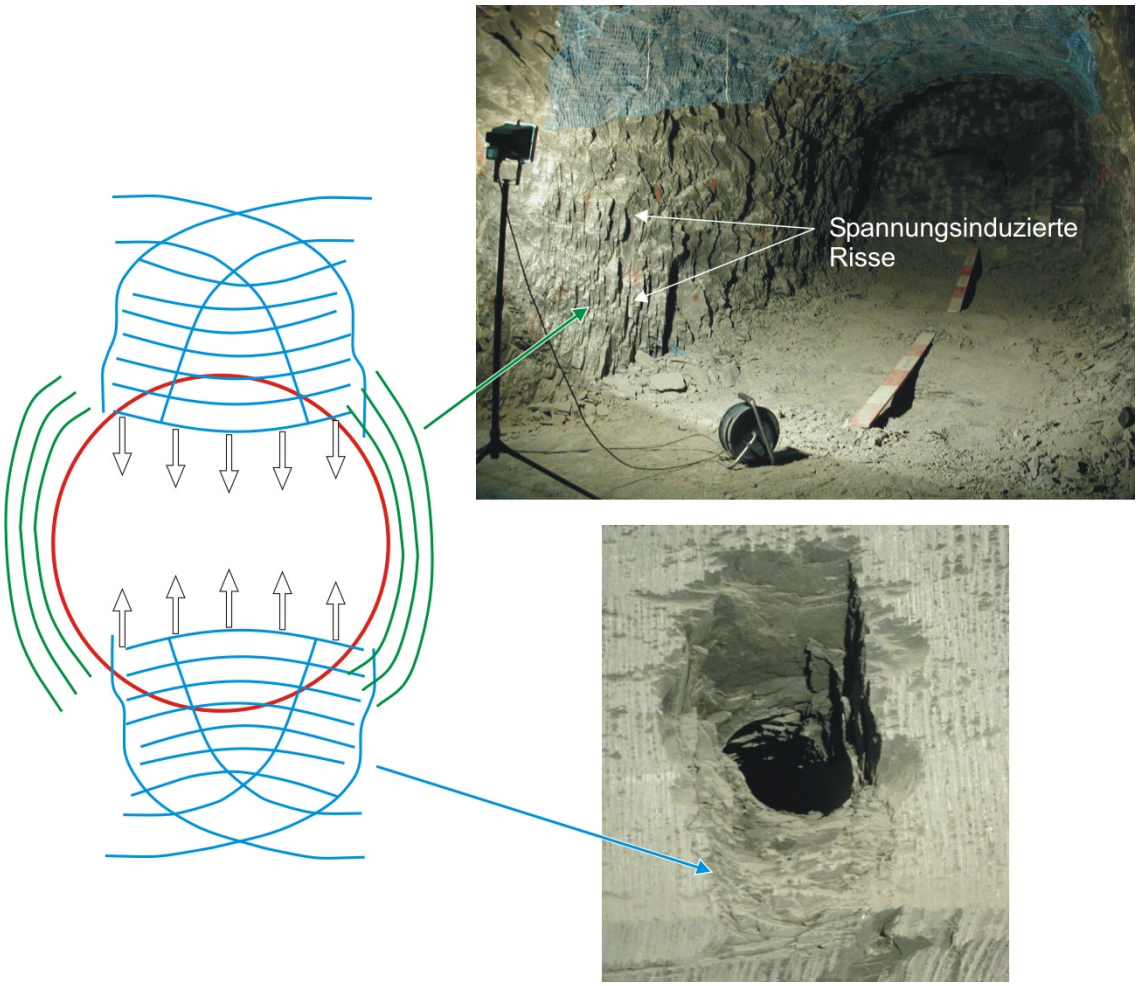


Fig. 7.4-6: Schematische Darstellung der erwarteten Auflockerungszone der Lagerstollen und entsprechende Beobachtungen am Mont Terri.

Fotos: B. Niederberger.

Die Grösse und Geometrie der Auflockerungszone, die für die Kompensation der Kompaktion des Verfüllmaterials verantwortlich ist, kann einerseits aus den numerischen Rechnungen, andererseits aus Laborversuchen (Økland & Cook 1998) und Beobachtungen im Felslabor Mont Terri abgeleitet werden. Konzeptuell wird eine Auflockerungszone erwartet, die aus folgenden Komponenten besteht (Fig. 7.4-6):

- In der Firste und Sohle bildet sich ein Bereich aus, der durch Scherzonen begrenzt ist und in dem das Gestein entlang der Schichtung aufgelockert ist.
- In den Ulmen bilden sich, ähnlich wie im Felslabor Mont Terri beobachtet, stollenparallele Entlastungsrisse aus.

Alle realistischen Berechnungen zum Langzeitverhalten zeigen zusätzlich, dass die Deformation der durch den Stollenbau ungestörten bzw. nur elastisch deformierten Bereiche des Opalinustons auch beim Kompaktionsprozess nur unwesentlich ist. Aufgrund dieser Beobachtungen wurden zusätzliche Rechnungen (Konietzky et al. 2003) durchgeführt, um zu sehen, wie das Gebirge auf ein Ausräumen der Auflockerungszone reagiert (z.B. in Versiegelungsstrecken). Die Resultate zeigen, dass der neu geschaffene Hohlraum sehr stabil ist, es kaum zu Plastifizierungen im Umfeld des ausgeräumten Stollens kommt und somit ein Ausräumen der Auflockerungszone in Schlüsselzonen sehr gute Randbedingungen für eine Versiegelung liefert.

7.4.3 Selbstabdichtung und hydraulisches Langzeitverhalten

Das hydraulische Langzeitverhalten der Auflockerungszone im Opalinuston kann nicht gemessen, sondern nur abgeschätzt werden. Dabei ist zunächst zu untersuchen, welche Langzeitprozesse das hydraulische Verhalten der Auflockerungszone beeinflussen könnten:

- Änderungen des Spannungsfelds,
- Quellen des Verfüllmaterials (Bentonit, Bentonit-/Sandgemisch),
- Quellen des Opalinustons,
- Desintegration (als Reaktion auf das Quellen),
- Ausfällungen und Verstopfung der Fliesswege,
- Temperatureintrag durch durch wärmeproduzierende Abfälle.

Spannungen können die hydraulischen Eigenschaften eines Risses oder einer Kluft direkt beeinflussen. So können hohe Spannungsdeviatoren zu einer Erhöhung der hydraulischen Durchlässigkeit führen, falls die maximale Spannung parallel zur Kluft angreift und die Normalspannung auf der Rissfläche klein ist. Dies entspricht einer Situation in der Umgebung eines offenen Stollens, wo aus Stetigkeitsgründen die Tangentialspannung um den Stollen sehr hohe Werte annehmen kann und die Radialspannung am Tunnelrand gegen Null strebt. Bei den in Kapitel 7.3.1 beschriebenen, zwiebelschalenartigen Entlastungsklüften bedeutet ein solches lokales Spannungsfeld eine Erhöhung der hydraulischen Durchlässigkeit der Auflockerungszone beim Auffahren des Stollens. Bedingt durch Konvergenz des verfüllten Stollens und der Entwicklung des Quelldrucks im Bentonit wird die deviatorische Komponente des Spannungsfelds immer kleiner. Dies bedeutet, dass die Normalspannung auf den Klüften der Auflockerungszone signifikant zunimmt und somit die Klüfte zudrücken wird. Der Einfluss einer solchen Belastung auf die Kluftapertur und damit die Transmissivität (Kap. 5.8, Fig. 5.8-7) wird im Barton-Bandis-Kluftmodell (Bandis et al. 1983) beschrieben und konnte im Mont Terri an einem künstlich erzeugten Riss im Gebirge beobachtet werden (Enachescu et al. 2002). Hier zeigt sich, dass die Transmissivität eines solchen Risses in direktem Zusammenhang mit der effektiven Spannung auf dem Riss steht. Während der offene Riss eine Transmissivität von ca. 10^{-8} m^2/s aufweist, ergeben sich bei Belastungen von mehr als 2 MPa normal zur Rissfläche Werte von ca. 5×10^{-13} m^2/s, d.h. unter diesen Bedingungen zeigt der Riss gegenüber dem intakten Gebirge keine erhöhte Transmissivität mehr.

Der Opalinuston enthält quellfähige Minerale, die zu Quellhebungen bis ca. 8 % und zu Quelldrücken von 0.1–1.4 MPa führen können (Kap. 5.6). Dringt nun Wasser in die Entlastungsklüfte und Risse der Auflockerungszone ein, so wird der Opalinuston zu quellen beginnen, falls die Klüfte offen sind oder eine geringe Normalspannung auf der Rissfläche aufweisen. Insbesondere ist dieses Quellen auf Rissen parallel zur Schichtung zu erwarten, da das beobachtete Quellpotenzial beim Opalinuston senkrecht zur Schichtung am grössten ist. Demzufolge werden speziell die Auflockerungsbereiche in Sohle und Firste durch diesen Quellvorgang teilweise abgedichtet. Dieser Vorgang ist zeitabhängig und kann nur bedingt vom oben beschriebenen Abdichten von Klüften durch die Änderung der Spannungen unterschieden werden. Versuche am Mont Terri zeigen aber, dass dieser Vorgang durchaus zur Verringerung der Durchlässigkeit beiträgt (Fig. 7.4-7). Während die Transmissivität der Auflockerungszone zu Beginn der Tests bei ca. 5×10^{-7} m^2/s lag, reduzierte sie sich während der Zeit von ca. 800 Tagen auf ca. 2×10^{-9} m^2/s (nahezu logarithmische Abnahme der Transmissivität) durch Prozesse, die durch den Wassereintrag initiiert wurden (wahrscheinlich Quellen und Desintegration). Dieser Abdichtungsprozess wurde dann in einem weiteren Versuch durch die mechanische Belastung der Auflockerungszone beschleunigt. Die Last (1–5 MPa) wurde mit Hilfe einer Doppel-Lastplatte (Fig. 7.3-6b) auf die aufgesättigte Auflockerungszone stufenweise aufgebracht und sollte den Quelldruck des Verfüllmaterials (Bentonit) simulieren. Dies führte zu einer zeitabhängigen Rückdeformationen und damit Kompaktion der Auflockerungszone und einer weiteren Reduktion der Transmissivität auf einen Wert von ca. 5×10^{-11} m^2/s innerhalb weniger als 5 Monate. Der Versuch dauert noch an, da die Rückdeformation noch nicht abgeschlossen ist.

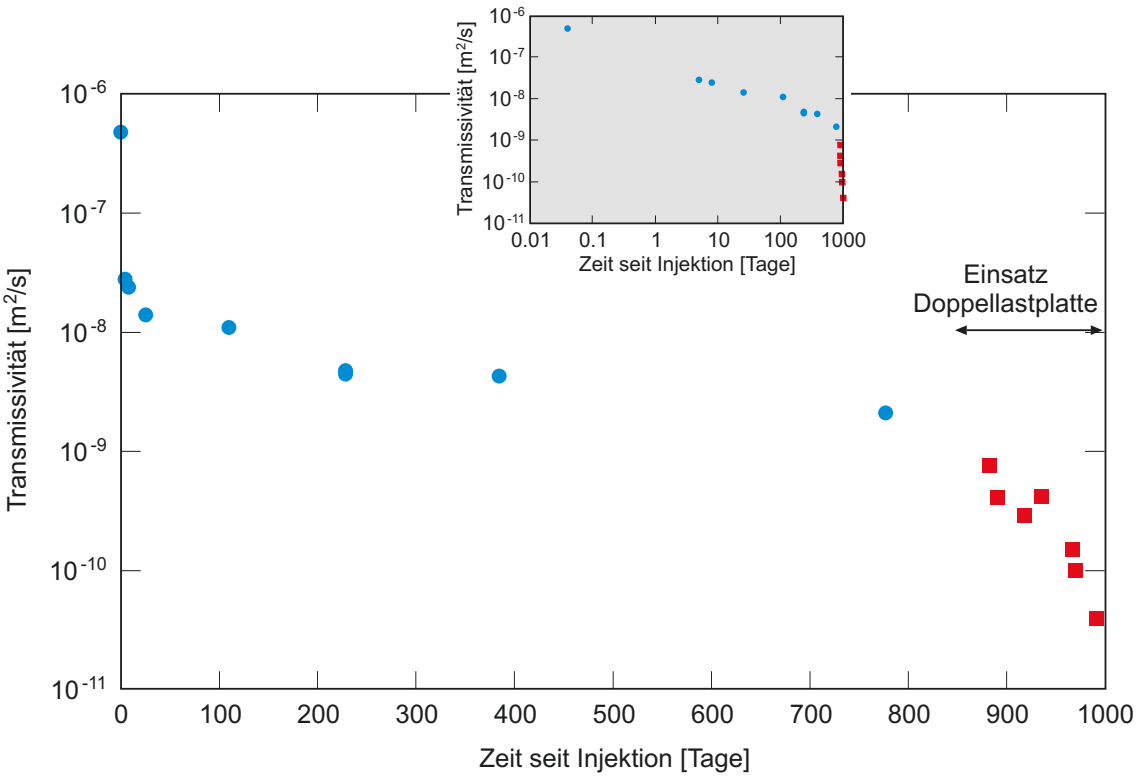


Fig. 7.4-7: Änderungen der hydraulischen Transmissivität.

Änderung der Transmissivität von diskreten Rissen der Auflockerungszone in Abhängigkeit der Zeit bei der Injektion von Wasser in die Auflockerungszone. Nach ca. 2.2 Jahren (ca. 800 Tagen) wurde mit Hilfe einer Doppel-Lastplatte (Fig. 7.3-6b), die aufgesättigte Auflockerungszone zusätzlich mit einem Druck von 1–5 MPa stufenweise belastet. Dies führte zu einer weiteren Reduktion der Transmissivität (Versuch noch nicht abgeschlossen).

Der chemisch bedingte Prozess der Ausfällungen und Verstopfung der Fliesswege zur Verheilung der Auflockerungszone wurde im Opalinuston bisher noch nicht detailliert untersucht. Erste Versuche in dieser Richtung werden durch die Andra im Rahmen ihrer Untersuchungen am Callovo-Oxfordian-Tonstein (Blümling et al. 2001) durchgeführt. Bei Selbstabdichtungs-Versuchen des Tonsteins wurden je nach Wasserchemie Gipsablagerungen bzw. Calcit-Kristalle in den Klüften gefunden.

Die jeweiligen Prozesse führen alle zu einer allmählichen Abdichtung der Auflockerungszone um die Stollen. Betrachtet man zusätzlich noch die Heterogenität der Auflockerung (*disconnectedness*), so ist zu erwarten, dass die effektive axiale Durchlässigkeit noch wesentlich geringer ist als die aus den Versuchen abgeleitete lokale Durchlässigkeit. Zusammen mit der Tatsache, dass der in Figur 7.4-7 dargestellte Versuch nur wenige Jahre dauerte und der Abdichtungsprozess noch gar nicht abgeschlossen ist, wird erwartet, dass sich die effektive hydraulische Durchlässigkeit der Auflockerungszone für Langzeitbetrachtungen an die Werte des intakten Gebirges angleicht bzw. weniger als eine Grössenordnung gegenüber dem intakten Gebirge erhöht ist.

Tab. 7.4-1: Pessimistische Abschätzung der Porositäts- und Permeabilitätsänderungen (gemäss der Kozeny-Carman-Gleichung) in der inneren Auflockerungszone.

Bereich	*1*	**Radius innere AUZ [m]**	**Konvergenz [%]**		**Langzeitporosität der Auflockerungszone**		**Änderung der Permeabilität in der AUZ k_{end} / $k_{initial}$**	
			berechnet	**vorgeschl. Wert**	**berechnet**	**gerundet**	**berechnet**	**vorgeschl. Wert**
Lagerstollen BE/HAA	a	1.95	8.3	9	0.22	0.22	11.9	10
Versiegelungsbereich Lagerstollen BE/HAA	b	1.95	5.1	5	0.19	0.18	6.7	5
	c		2		0.16		3.2	
Versiegelungsbereich Bau-/Betriebstunnel	b	3.9	5.1	5	0.24	0.22	13.8	10
	c		2		0.18		4.8	
Versiegelungsbereich Zugangstunnel	b	4.4	5.1	5	0.26	0.22	18.2	10
	c		2		0.18		5.7	
Versiegelungsbereich Schacht	b	2.7	5.1	5	0.24	0.22	13.5	10
	c		2		0.18		4.7	

1 Einbringtrockendichte des Bentonits / entsprechende mögliche Kompaktion des Bentonits:
a: Einbringtrockendichte ca. 1'500 kg/m^3 / Kompaktion ca. 16 %
b: Einbringtrockendichte ca. 1'600 kg/m^3 / Kompaktion ca. 10 %
c: Einbringtrockendichte ca. 1'700 kg/ m^3 / Kompaktion ca. 4 %

Eine Abschätzung der hydraulischen Durchlässigkeit und des Selbstabdichtungsvermögens aufgrund der Arbeitshypothesen in Kapitel 7.4.2 wurde durchgeführt und zeigt (Tab. 7.4-1), dass die Annahme einer Durchlässigkeitserhöhung von ca. einer Grössenordnung in den meisten Fällen durchaus realistisch oder sogar pessimistisch ist. Der jeweils pessimistischste Fall ist die

Betrachtung bei einer möglichst kleinen Auflockerungszone, da die Gesamtdeformation bei diesen Abschätzungen durch die maximal erreichbare Kompaktion des Bentonits vorgegeben ist. Bei kleiner Auflockerungszone führt dies zur Lokalisierung der Deformation und einer grossen Erhöhung der lokalen Porosität (z.B. Rissporosität) in der Auflockerungszone. Bei der Berechnung wurde davon ausgegangen, dass der Bentonit sich maximal so weit verdichten lässt, dass der theoretische Quelldruck gleich der anliegenden Fernfeldspannung im Gebirge ist. Nach Dixon (2000) wäre der Bentonit so von der erreichten Einbringdichte (Trockenrohdichte) auf den Wert von ca. 1'770 kg/m^3 zu verdichten: Ausgehend von 1'500 kg/m^3 bedeutet dies eine Volumenreduktion des Bentonits von ca. 15–16 %. Diese Reduktion des Stollenvolumens muss durch die Volumenvergrösserung der Auflockerungszone d.h. durch Erhöhung der Porosität kompensiert werden. Mit der Kozeny-Carman-Beziehung (Kap. 5.8) lässt sich dann aus der Porositätserhöhung die Permeabilitätserhöhung abschätzen.

Während in den Lagerstollen von einer Einbringdichte des Bentonits von 1'500 kg/m^3 ausgegangen wird, kann in den Versiegelungsbereichen eine erhöhte Einbringdichte durch In-situ-Kompaktion oder die Verwendung von Bentonitblöcken erreicht werden (Annahme: Einbringdichte zwischen 1'600 und 1'700 kg/m^3). Dadurch reduziert sich die mögliche Konvergenz in diesen Strecken. Berechnet man die zusätzliche Tunnelkonvergenz aus der maximal möglichen Kompaktion des Bentonits, so erhält man für die HAA-Lagerstollen eine zusätzliche Langzeitkonvergenz von 8–9 % und für die Versiegelungsstrecken eine Konvergenz von 2–5 %, je nach Einbringdichte des Bentonits. Geht man davon aus, dass sich die Porosität der Auflockerungszone beim Auffahren um durchschnittlich 2 % erhöht hat (pessimistische Abschätzung aus den unterschiedlichen Rechenfällen), so lässt sich die gesamte Porositätserhöhung der Auflockerungszone entsprechend Tabelle 7.4-1 abschätzen, falls man annimmt, dass die gesamte Deformation des Bentonits durch die innere Auflockerungszone aufzunehmen ist (Konietzky et al. 2003).

Geht man in gleicher Weise für die äussere Auflockerungszone vor und rechnet die gesamte Deformation auf diesen Bereich um, so ergeben sich hier Porositätswerte zwischen 0.13 und 0.2 sowie Permeabilitätserhöhungen zwischen der ursprünglichen und der endgültigen Permeabilität (k_{end} / $k_{initial}$) um Faktoren zwischen 1.8 und 6.6.

Diese Abschätzung ist in allen Annahmen bis auf eine Hypothese pessimistisch. Man geht nämlich davon aus, dass der Opalinuston in der Auflockerungszone desintegriert und damit homogenisiert, sodass kein geklüftetes, sondern ein poröses Medium betrachtet werden kann. Diese Hypothese basiert auf den oben vorgestellten Resultaten der Versuche am Mont Terri zur Selbstabdichtung und auf den Beobachtungen, dass Störungen im Opalinuston trotz erheblicher Deformation und Lokalisierung der Deformation ab einer Überdeckung von mehr als 200 m nie eine erhöhte Durchlässigkeit zeigen. Zusätzlich wird in Tunneln mit quellfähigen Gesteinen eine Verschlammung der Tunnelsohle beobachtet (Amstad & Kovari 2001), die auf einen solchen Desintegrationsprozess hinweist.

Sollte diese Hypothese teilweise zu optimistisch sein, so gibt es eine weitere vielversprechende Möglichkeit zur Unterbrechung des potenziellen Fliesspfads entlang der Auflockerungszone. Ausgehend von der Geometrie der Auflockerungszone aus den Modellierungen (Fallbeispiel T20/3 in Tab. 7.3-3) wurde die berechnete Auflockerungszone ausgeräumt (d.h. die entsprechenden Elemente wurden herausgenommen) und die Weiterentwicklung der Auflockerungszone berechnet (Fig 7.4-8). Es zeigt sich, dass sich nahezu keine weiterführende Plastifizierung ergibt, sondern die Deformation nahezu elastisch erfolgt. Dies bedeutet, dass man in der Lage ist, in Schlüsselzonen der Versiegelungsstrecke den potenziellen Fliesspfad entlang der Auflockerungszone durch konstruktive Massnahmen effektiv zu unterbrechen.

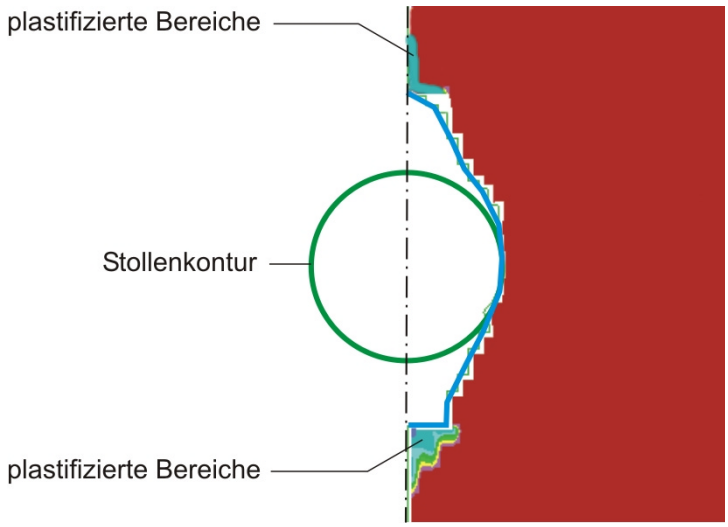


Fig. 7.4-8: Entwicklung der plastischen Zone (Auflockerungszone) nach dem Ausräumen der initialen Auflockerungszone.

Dargestellt sind die zusätzlich plastifizierten Bereiche nach dem Ausräumen der ursprünglichen Auflockerungszone basierend auf Fall T20/3.

7.4.4 Langzeitentwicklung der Auflockerungszone nach dem Verschluss des Lagers: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Die Entwicklung der Auflockerungszone ist durch die Interaktion von verschiedenen Prozessen (Aufsättigung, Entfestigung, zeitabhängiger Deformation, Temperatur etc.) geprägt. Eine detaillierte Beschreibung all dieser Vorgänge ist zum jetzigen Zeitpunkt nicht möglich. Auf der Grundlage der heutigen Erkenntnis wurde die Entwicklung eines neuen Gleichgewichtszustands beschrieben und folgende Erkenntnisse durch verschiedene Modellierungen gewonnen:

- Die Aufsättigungsdauer der Stollen und Tunnel, im Wesentlichen bestimmt durch das Porenvolumen der verfüllten Stollen und die hydraulischen Eigenschaften des Wirtgesteins, beträgt bei den BE/HAA-Lagerstollen mehrere 100 Jahre, für die LMA-Lagertunnel liegt sie in der Grössenordnung von mehr als 1'000 Jahren. Wesentlicher Unsicherheits-Faktor in den BE/HAA-Lagerstollen ist der Einfluss der Temperatur. Bis sich grossräumig natürliche Potenzialverhältnisse einstellen, dauert es mehrere Zehntausend Jahre.
- Das Auffahren der Hohlräume bewirkt signifikante Auflockerungszonen, deren Grösse von der Ausrichtung der Hohlräume bezüglich Spannungsfeld, Schichtung und von der Materialanisotropie abhängt. Der Aufsättigungsprozess nach Verschluss der Lagerstollen bzw. Lagertunnel bewirkt weitere zeitabhängige Deformationen.
- Ein vom Verfüllmaterial ausgehender Quelldruck ist in der Lage, die stollennahen Extensionsrisse in den Ulmen und teilweise auch in Firste und Sohle zu schliessen. Die Bereiche der Auflockerungszone in grösserer Distanz zum Hohlraum werden durch Quell- und Deformationsprozesse weitgehend homogenisiert.
- Ausgehend von einer konservativen Abschätzung der Langzeitdeformationen (Gleichgewicht zwischen dem Quelldruck des Verfüllmaterials und der Fernfeldspannung) wird in den BE/HAA-Lagerstollen eine maximale Volumendeformation des Verfüllmaterials von 15–16 % erwartet, die im Extremfall durch die Dilatanz der Auflockerungszone kompensiert werden muss. Unter der Annahme, dass es zu einer Homogenisierung der Auflocke-

rungszone kommt und das Material als poröses Medium angesehen werden darf, ist im Bereich der Auflockerungszone mit einer Erhöhung der hydraulischen Durchlässigkeit von ca. einer Grössenordnung zu rechnen. Die Reduktion der Durchlässigkeit der Auflockerungszone über lange Zeiträume wird ebenfalls durch die unvollständige Vernetzung (*disconnectedness*) der induzierten Diskontinuitäten der Auflockerungszone bedingt.

- Für den Bereich der geplanten Versiegelung führt, speziell bei Bauwerken parallel zur maximalen Hauptspannung, ein mechanisches Ausräumen der Auflockerungszone mit optimierter Querschnittsform zu stabilen Verhältnissen. Damit ist eine Stollenversiegelung ohne signifikante Auflockerungszone möglich.

7.5 Geochemische Effekte im Umfeld des Tiefenlagers

Bau und Betrieb des Lagers können geochemische Effekte im Umfeld des Tiefenlagers verursachen. Oxidationseffekte und Salzanreicherungen sind bedingt durch die Belüftung des Bauwerks während der Bau- und Betriebsphase. Mögliche Auswirkungen der Zementdegradation können erst nach dem Verschluss der LMA-Lagertunnel auftreten. Wegen der zeitlich beschränkten Offenhaltung der BE/HAA-Lagerstollen und der LMA-Lagertunnel von maximal 2 Jahren wird die Auswirkung solcher Effekte allerdings stark minimiert.

7.5.1 Oxidationseffekte und Salzanreicherung während der Bau- und Betriebsphase

Oxidationsprozesse im geologischen Nahfeld während der Bau- und Betriebsphase eines geologischen Tiefenlagers verändern möglicherweise die physikalischen Gesteinseigenschaften und das Sorptionsverhalten für die Radionuklide. Im Opalinuston sind Pyrit und das organische Material die einzigen relativ schnell oxidierbaren und gleichzeitig mengenmässig signifikanten Bestandteile. Mn und Fe sind an sehr langsam reagierende Karbonate und Silikate gebunden.

Als Folge der Oxidation von Sulfiden (Pyrit) sind weltweit dramatische Umweltprobleme und bautechnische Probleme bekannt (z.B. Jambor & Blowes 1994, Bird et al. 1989). Mäder (2002a) diskutiert für Tonsteine und Mergel die wichtigen Prozesse, Feldbeobachtungen, experimentellen Arbeiten und die theoretischen Grundlagen.

Das Verhalten des organischen Materials in Tonsteinen unter oxidierenden Bedingungen wurde von Faure et al. (1999) und Elie et al. (2000) an Proben aus dem Callovo-Oxfordian des nordöstlichen Pariser Beckens untersucht. Aus dem Opalinuston liegen direkte Hinweise betreffend dem Einfluss von organischen Substanzen auf das Sorptionsverhalten von Radionukliden vor (Glaus et al. 2001).

Ein weiterer zu erwartender geochemischer Effekt während der Bau- und Betriebsphase ist die Anreicherung von Salzen im Bereich der ungesättigten Zone der Auflockerungszone aufgrund der Verdunstung saliner Porenwässer (Gascoyne et al. 1995 und 1996). Bei der Wiederaufsättigung des Tiefenlagers würden diese Salze wieder gelöst, was in einer frühen Phase zu einer Erhöhung der Salinität des Nahfeld-Porenwassers führen könnte.

Pyritoxidation

Pyritoxidation als Ursache zur Bildung saurer und korrosiver Grundwässer hat beispielsweise zu grossen Schäden an Bauwerken der Londoner Untergrundbahn geführt (Bird et al. 1989). Oxidationsprozesse in Tongesteinen sind deshalb von der Nagra seit mehr als zehn Jahren untersucht worden (z.B. Mazurek 1990a). Makroskopisch gut sichtbare Sekundärbildungen der Pyrit-

oxidation bilden sich im Opalinuston bereits nach wenigen Jahren nach dem Ausbruch und dem Beginn der Belüftung von Untertagebauwerken. Dies deutet auf relativ schnelle geochemische Prozesse, die den Opalinuston im Bereich der Auflockerungszone verändern könnten.

Die Pyritoxidation in kalkigen Tonsteinen verläuft bei gepufferten etwa neutralen pH-Bedingungen ohne Bildung von Schwefelsäure ab, wobei Pyrit (FeS_2) und Calcit ($CaCO_3$) gelöst werden, und Gips ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) und Fe-hydroxid ($Fe(OH)_3$) ausfallen (Gleichung 7.5-1). Letztlich ist nur gelöster Sauerstoff als Elektronen-Akzeptor verantwortlich für die Oxidation von sulfidischem zu sulfatischem Schwefel und von zweiwertigem zu dreiwertigem Eisen. Die Existenz von Polysulfiden, welche als reduzierte Spezies zur Tunneloberfläche transportiert werden könnten, um dort Säure zu produzieren (McKinley & Bradbury 1989), ist nur vereinzelt in Experimenten im stark sauren Bereich beobachtet worden und scheint im neutralen pH-Bereich vernachlässigbar. Über Oxidationsraten und Rolle der mikrobiellen Katalyse im neutralen pH-Bereich ist nur wenig bekannt. Mikroben sind vorwiegend im stark sauren Bereich effektiv und in intaktem Tonstein wegen zu geringer Porenaperturen nicht aktiv.

$$FeS_2 + 4CaCO_3 + \frac{15}{4}O_2^0 + \frac{15}{2}H_2O \Rightarrow Fe(OH)_3 + 2CaSO_4 \cdot 2H_2O + 2Ca^{2+} + 4HCO_3^- \qquad (7.5\text{-}1)$$

Pyrit tritt zumeist fein verteilt als einzelne Himbeerpyrite (*framboidal pyrite*) oder als Aggregate von Himbeeren auf. Die Korngrösse der einzelnen Pyritkristalle ist meist etwas kleiner als 1 µm. Zumeist sind die Pyritaggregate sehr porös, können aber auch vollständig in Calcit eingebettet sein. Der durchschnittliche Pyritgehalt im Opalinuston beträgt 1 % und variiert nicht sehr stark bis auf wenige Zonen mit lokal erhöhtem Gehalt bis zu mehreren Prozenten (Kap. 5.3). Die Oxidation von Siderit ($FeCO_3$) oder Fe-Dolomit spielt wegen der viel geringeren Auflösungsraten im Vergleich zu Pyrit eine untergeordnete Rolle.

Beobachtungen in Untertagebauwerken

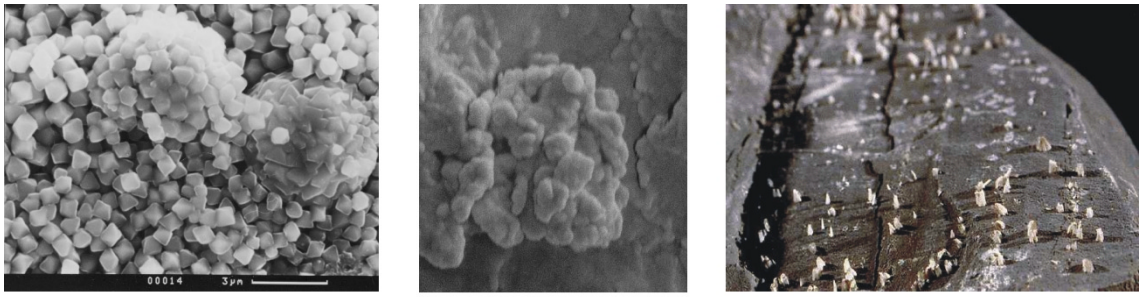
Die Phänomene der Pyritoxidation sind an Proben aus der Auflockerungszone des Felslabors Mont Terri (1–10 Jahre alt) untersucht worden, wie auch anhand von Bohrkernproben aus der Auflockerungszone des Oberen Hauenstein-Tunnels (150 Jahre) und der Tongrube Siblingen (mehrere 10'000 Jahre). Die zeitliche Entwicklung der Phänomene der Pyritoxidation in einer für Sauerstoff zugänglichen Auflockerungszone kann aus diesen Studien wie folgt skizziert werden (Mäder & Mazurek 1998):

- *0–10 Jahre:* Partielle Entwässerung der Auflockerungszone und Bildung von Kluftaperturen bis zu mehreren Millimetern. Lokalisierte Gipsbildung an Kluftflächen, aber noch keine Ausbildung von sichtbaren Oxidationssäumen. Phänomen nur in den ersten 0.7 m der Auflockerungszone sichtbar.
- *10–200 Jahre:* Bildung von 3–15 mm mächtigen Oxidationssäumen entlang Kluftflächen mit teilweiser Oxidation von Pyrit (< 20 %) und Bildung von Fe-Hydroxid und Sulfaten, aber ohne weiträumigen Massentransfer. Penetrationstiefe der Oxidation in der Auflockerungszone bis mindestens 1.6 m (Länge der Bohrung Hauenstein).

In der Verwitterungsschicht an der Erdoberfläche, wo Oxidationsprozesse seit Tausenden von Jahren stattfinden (Bsp. Tongrube Siblingen), ist die Pyritoxidation penetrativ, in 10–15 m Tiefe wurden bis mehrere cm mächtige Oxidationssäume entlang Klüften beobachtet.

Figur 7.5-1 dokumentiert mikroskopische und makroskopische Phänomene der Pyritoxidation, wie auch nicht-oxidierten Pyrit. Wichtig ist die Beobachtung, dass der Anteil an oxidiertem Pyrit selbst nach 150 Jahren in den makroskopisch gut sichtbaren rostfarbenen Oxidationssäumen entlang von Klüften weniger als 20 % ausmacht. Mehrheitlich ist also Pyrit von der Oxida-

tion ausgeschlossen, d.h. er ist entweder nicht zugänglich für diffusiv transportierten gelösten Sauerstoff, oder die Reaktion verläuft nach einer raschen Oberflächenreaktion nur sehr langsam weiter.



a) b) c)

Fig. 7.5-1: Raster-Elektronenmikroskop-Aufnahmen von Pyrit und dessen Alteration in Opalinuston.

a) Nicht-oxidierter Himbeerpyrit mit idiomorphen Kristallformen und einer Korngrösse < 1 µm (Mont Terri).

b) Fast vollständig oxidierte Pyrithimbeere (6 µm) bestehend aus den Alterationsprodukten Sulfate und Fe-Hydroxid (Oberer Hauenstein-Tunnel).

c) Makrofoto von Gipsausblühungen (bis 2 mm) auf einer Kluftfläche aus 1.6 m Tiefe (Oberer Hauenstein-Tunnel).

Eine realistische quantitative Abschätzung des Ausmasses der Pyritoxidation nach 2 und 100 Jahren gründet auf den dargelegten Feldbefunden (Mäder 2002a) und der Massenbilanz der Nettoreaktion (Gleichung 7.5-1) des chemischen Prozesses. Daraus lassen sich die in Tabelle 7.5-1 dargestellten mineralogischen und volumetrischen Veränderungen berechnen. Als Vergleich sind die Massenbilanzen bei vollständiger Pyritoxidation aufgeführt. Die Veränderungen nach 2 Jahren sind aufgrund makroskopischer Beobachtungen abgeschätzt und interpoliert – solch kleine Massenumsätze lassen sich im Feld kaum nachweisen und nicht genau bestimmen. Letztlich ist die Verfügbarkeit von Sauerstoff limitierend, als Kombination von diffusivem Transport und Unzugänglichkeit eines Teils der Pyritaggregate.

Tab. 7.5-1: Massenbilanzen und Volumenbilanzen der Pyritoxidation.

Grösse	**Nach 2 Jahren**	**Nach 100 Jahren**	**Vollständige Oxidation**
Anfangsgehalt von Pyrit im Gestein	1 %	1 %	1 %
Oxidierter Pyrit in AUZ	0.006 %	0.04 %	1 %
Gips-Neubildung	0.41 kg/m^3 Gestein	2.9 kg/m^3 Gestein	72 kg/m^3 Gestein
Fe-Hydroxid-Neubildung	0.13 kg/m^3 Gestein	1.0 kg/m^3 Gestein	23 kg/m^3 Gestein
Volumenzunahme	0.0014 %	0.01 %	0.24 %

Sulfattransport ist durch beobachtete Gips-Ausblühungen an Kluftflächen der Auflockerungszone gut dokumentiert und findet bereits nach wenigen Jahren der Exposition statt. Ein weiterer Teil von Sulfat wird als Gips oder Jarosit-artige Minerale in der Matrix ausgefällt, belegt durch die Analyse von unterschiedlich lange gelagerten Bohrkernen (Pearson et al. 2003).

Vergleichbare Phänomene (Gipskristalle und Oxidationssäume entlang von Klüften) wurden auch im Felslabor Tournemire (F) in der Auflockerungszone eines über hundertjährigen Tunnels in Tonsteinen des Toarcian beobachtet (Cabrera et al. 2001). Zusätzlich ist dort lokal auch Coelestin vorhanden.

Im Bereich der Pyritumwandlung wird die Porenwasserchemie verändert. Die Wässer werden salzreicher durch Sulfatanreicherung bis zur Sättigung mit Gips. Die Calcitlösung bewirkt eine Anreicherung mit Ca und Bikarbonat und als Folge eine Verschiebung des Kationen-Austauschgleichgewichts zwischen Porenwasser und Tonoberflächen (Pearson et al. 2003). Der pH-Wert bleibt im neutralen Bereich.

Die wichtigste zu erwartende geochemische Veränderung der Auflockerungszone während der Bau- und Betriebsphase eines Tiefenlagers ist eine minimale Bildung von Fe-Hydroxid und Gips durch Pyritoxidation, verbunden mit einer eher geringfügigen Reduktion der Porosität. Nach dem Verschluss und der Wiederaufsättigung des Tiefenlagers stellen die Klüfte in der Auflockerungszone mit ihren Oxidationssäumen bis zur Selbstabdichtung präferenzielle Fliesspfade dar. Dort ist örtlich mit einer erhöhten Verfügbarkeit von Sulfat und einer erhöhten Sorptionskapazität der Oxidationssäume (Fe-Hydroxid) zu rechnen.

Oxidation des organischen Materials

Die Oxidation von organischem Material in Tonsteinen, resp. die Eindringtiefe des Prozesses entlang von Klüften, lässt sich makroskopisch nicht feststellen. Faure et al. (1999) und Elie et al. (2000) haben die oxidationsbedingte Veränderung der organischen Geochemie von Tonsteinen aus dem Callovo-Oxfordian des nordwestlichen Pariser Benkens bei verschiedenen Temperaturen im Labor und an natürlich oxidierten, 10–40 Jahre alten Cuttings-Proben aus Erdölbohrungen untersucht. Die künstlichen und natürlichen Veränderungen sind vergleichbar. Generell wurde ein Trend zu niedriger-molekularen, polaren Verbindungen mit Sauerstoff-haltigen funktionellen Gruppen (vorwiegend Karbonsäuren) festgestellt, die theoretisch das Sorptionsverhalten von Radionukliden durch Komplexierung negativ beeinflussen könnten. Glaus et al. (2001) haben das Komplexierungsverhalten von Eu, Ni und Th in wässrigen Auszügen von zermahlenem Opalinuston (Bohrung Benken und Felslabor Mont Terri) unter oxidierenden Bedingungen in Ionenaustauschexperimenten untersucht und konnten keine nennenswerte Reduktion der Sorption feststellen. Ob dies ein Effekt der höheren Maturität des Opalinustons ist (maximale Temperatur während der Versenkung ca. 85 °C, s. Kap. 3.3, gegenüber rund 40 °C bei den Tonsteinen des Callovo-Oxfordian, Landais & Elie 1997) oder ein kinetischer Effekt (langsamere Oxidation im Opalinuston), kann aufgrund der vorliegenden Untersuchungsergebnisse nicht eruiert werden. Die Oxidation des organischen Materials hat demnach keinen Einfluss auf das Sorptionsverhalten der Radionuklide.

Salzanreicherung

Im Whiteshell Underground Research Laboratory der AECL, Kanada, haben Gascoyne et al. (1996) die Frage der Salzanreicherung durch Porenwasser-Evaporation mit Hilfe von Auslaugungsversuchen an Bohrkernen aus frischen und älteren (6–7 Jahre) Tunnelwänden im Granit untersucht. In wassergefüllten Bohrlöchern war eine Salzakkumulation von 60 g/(m^2 a) festge-

stellt worden (total gelöste Stoffe im Porenwasser 15 g/l). Eine Anreicherung von Salzen konnte an keiner Stelle nachgewiesen werden. Diese Beobachtung wurde durch eine Auflösung und Drainage der Salze durch Kondenswasser während der Sommermonate erklärt, wenn sich Luft erhöhter Feuchtigkeit an den Tunnelwänden abkühlt.

Im Opalinuston im Mont-Terri-Tunnel wurde zwar eine teilweise Aufsättigung der ungesättigten Zone der Auflockerungszone im Sommer beobachtet, nicht aber abtropfende Tunnelwände. Überschlagsrechnungen von Gribi & Gautschi (2001) ergeben, dass bei den Verhältnissen im Opalinuston (K max. 10^{-13} m/s, total gelöste Stoffe 14 g/l) pro Jahr maximal 660 g Salz pro Laufmeter LMA-Lagertunnel und 240 g Salz pro Laufmeter BE/HAA-Lagerstollen ausgefällt werden. Hinzu kommt ein geringer Anteil von Sulfat aus der Pyritoxidation. Werden diese Salze bei der Wiederaufsättigung gelöst, so erhöht sich die Salinität des Zementporenwassers nach 2 Jahren Betriebszeit um maximal 0.5 % (LMA) und diejenige des Bentonitporenwassers um maximal 1.8 % (BE/HAA) und ist somit für Sicherheitsbetrachtungen vernachlässigbar.

7.5.2 Langzeiteffekte von Zementporenwässern im Umfeld von LMA-Tunneln

In einem geologischen Tiefenlager im Opalinuston ist die Verwendung von Zement zur Verfestigung der langlebigen mittelaktiven Abfälle (LMA), zum Ausbau der LMA-Tunnel und zur Verfüllung der LMA-Lagertunnel vorgesehen. Die LMA-Tunnel sind getrennt von den BE/HAA-Lagerstollen in einem separaten Kompartiment des Tiefenlagers angeordnet. Die erwartete Gesamtmenge an Zement beträgt rund 5'000 Tonnen. Bei der Degradation von Zement oder Beton entstehen über lange Zeiträume hochalkalische Porenwässer. Während und nach der Wiederaufsättigung wirken diese Porenwässer auf das angrenzende Wirtgestein, und es beginnt eine Wechselwirkung zwischen den Gesteinskomponenten, dem In-situ-Porenwasser und den hochalkalischen Lösungen (Hoch-pH-Fahne). Diese Wechselwirkung führt zu beschränkter Minerallösung, Fällung von Neubildungen und Änderung der Porosität. Die Hoch-pH-Fahne verändert möglicherweise das angrenzende Wirtgestein bezüglich dessen Rückhaltevermögen für Radionuklide. Die Untersuchungen zur Hoch-pH-Fahne dienen somit der Abschätzung der Art und des Ausmasses der zu erwartenden Veränderungen. Dies ist durch ein vertieftes Prozessverständnis erarbeitet worden, mit Hilfe von Laborexperimenten, thermodynamisch-kinetischen Modellrechnungen und dem Studium natürlicher Analoga.

Das Phänomen der Hoch-pH-Fahne und dessen Auswirkungen werden seit mehr als 15 Jahren bearbeitet (z.B. Bath et al. 1987) und sind umfassend in Berichten der Nagra zusammengefasst worden (Mazurek 1990b, Neall 1994, Savage 1997, Neall 1998, Mäder 2002b). Die Degradation von Portlandzement und Beton ist hinlänglich bekannt, und die Zusammensetzung der entstehenden Porenwässer kann somit als vorgegeben betrachtet werden (Berner 1990). Bei einer Verwendung von Portlandzement entstehen hochalkalische Wässer mit pH-Werten grösser als 12.5 bedingt durch Sättigung mit Portlandit ($Ca(OH)_2$), und der Alkali-Hydroxidfracht. Die Ausbreitung der Hoch-pH-Fahne hängt zum einen von den Transportbedingungen im Nahfeld ab (Geosphäre als Diffusionsbarriere, Wirkung der Auflockerungszone), zum anderen von der Pufferkapazität und der Reaktivität des Wirtgesteins.

Gut bekannt ist die Instabilität von Silikaten bei Hoch-pH-Bedingungen durch Untersuchungen an Gesteinspulver und Einzelmineralien (Chermak 1992, 1993, 1994, Bateman et al. 1995, 1999, Bauer et al. 1998, Claret et al. 2002). Dabei wird eine Umwandlung der Primärmineralien in Ca-(Al-)Si-Hydrate, Tonmineralien, Calcit, Mg-Hydroxiden und z.T. Zeolithen beobachtet. Der direkte Einfluss von hochalkalischen Lösungen auf dichte Tonsteine bei niedrigen Temperaturen ist nur vereinzelt im Labor untersucht worden (Adler et al. 1999 und 2001). Das Studium natürlicher Analoga bietet die Möglichkeit, Fragen der Langzeitentwicklung, insbesondere der Stabilität von Mineralneubildungen, und das geochemische Verhalten von relevanten Spu-

renmetallen einzuengen. Geochemische Modellrechnungen dieser Prozesse zur Wechselwirkung in Tonsteinen sind in den letzten Jahren vermehrt durchgeführt worden (Steefel & Lichtner 1998, Adler 2001, Lagneau 2000, De Windt & van der Lee 2001).

Die Hoch-pH-Fahne und deren Wechselwirkung mit dem Wirtgestein

Die Frühphase der Degradation von Portlandzement ist durch K-Na-reiche $Ca(OH)_2$-gesättigte Hydroxidlösungen gekennzeichnet als Folge der präferenziellen Auslaugung der Alkalien (pH > 13). Eine mittlere, langanhaltende Phase kann durch chemisch einfache Ca-Hydroxid-Lösungen dargestellt werden (pH = 12.5) bis alles $Ca(OH)_2$ verbraucht ist, gefolgt von einer Spätphase, gekennzeichnet durch die Auflösung der Ca-Si-Hydrate (pH < 12). Hochalkalische Porenwässer gelangen diffusiv ins angrenzende Wirtgestein resp. in die Auflockerungszone der Untertagebauten. Figur 7.5-2 stellt die Merkmale einer sich ausbreitenden hoch-pH-Fahne unabhängig vom Gesteinstyp dar (Mäder 2002b, Neall 1998). Das hydraulische Regime ist diffusiv (homogen poröses Medium).

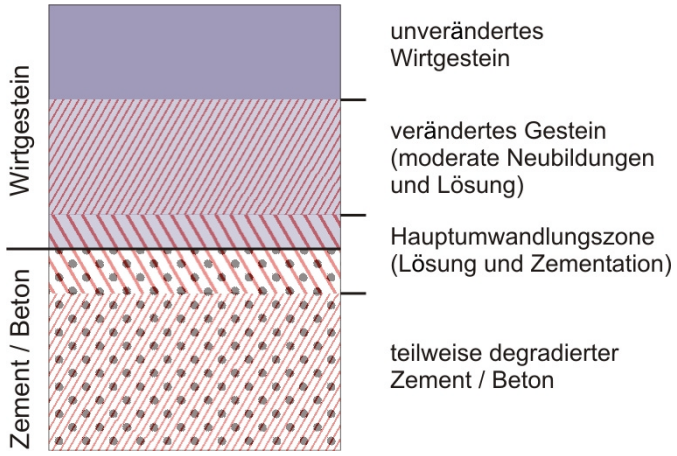


Fig. 7.5-2: Schematische Darstellung der Ausbreitung einer Hoch-pH-Fahne.

Experimente und deren Modellierung

Experimente

Die Einwirkung der hochalkalischen Lösungen auf intakte Gesteinsproben von Opalinuston sind mehrfach experimentell untersucht worden:

- Bohrkern-Infiltrationsexperiment, 30 ºC, 400 Tage (Adler et al. 2001),
- Gesteins-Infiltrationsexperimente, 20–30 ºC, 90–360 Tage (Adler et al. 1999),
- In-situ-Experiment, Felslabor Mont Terri, 30 ºC, 1150 Tage (Mäder et al. 1998 und 2002).

Die Kenntnisse werden durch experimentelle Arbeiten an relevanten Einzelmineralen (z.B. Kaolinit, Smektit, Feldspäte, Quarz, Ca-Si-Hydrate, Zeolithe) und Gemengen ergänzt, die zumeist bei erhöhten Temperaturen (80–200 °C) in Batch-Reaktoren oder Durchfluss-Säulen durchgeführt wurden (z.B. Chermak 1993, Bauer et al. 1998, Bateman et al. 1999).

Adler et al. (1999) zeigten anhand einfacher Laborexperimente, dass an intakten Gesteinsproben von Opalinuston bei 20–30 ºC bei diffusivem Eindringen der Hoch-pH-Lösung Mineralum-

wandlungen nach 4–18 Monaten nachgewiesen werden konnten. Die Autoren beobachteten Sekundärbildung von Calcit und einem illitischen Tonmineral bis zu einer Eindringtiefe von 10 mm nach 12–18 Monaten. Nach 4–6 Monaten wurden im ersten Millimeter Ca-Al-Si-Hydrat und ein Ca-Zeolith nachgewiesen. Diese typischen Hoch-pH-Sekundärphasen wurden aber nach 12–18 Monaten nicht mehr vorgefunden und sind wohl durch die Karbonat-Illit-Paragenese ersetzt worden. Reaktive Primärmineralien umfassen Kaolinit, Quarz und Dolomit.

Ein Bohrkern-Infiltrationsexperiment mit Opalinuston und K-Na-Ca-OH-Lösung bei 30 ºC während 400 Tagen lieferte einen einzigartigen und umfassenden Datensatz (Adler 2001). Die gemessene initiale hydraulische Leitfähigkeit nach der Kernrelaxation von 5×10^{-13} m/s stimmt mit in situ erhobenen und experimentellen Daten vom Mont Terri für ungestörtes Gestein überein. Die entsprechende lineare Fliessgeschwindigkeit im Gesteinskern beträgt etwa 2×10^{-8} m/s. Nebst der zeitlichen chemischen Entwicklung der ausfliessenden Lösung wurde die hydraulische Durchlässigkeit verfolgt und die Mineralumwandlungen bestimmt. Als dominante Sekundärphasen treten Calcit und Illit auf (Fig. 7.5-3, links), letzteres bildet blättrige Aggregate entlang des gesamten Gesteinskerns. In den ersten 5–10 mm des Kerns treten Mg-Silikat-Hydroxide (Sepiolit oder Talk) und Mg-Aluminat-Hydroxid (Hydrotalcit) auf (Fig. 7.5-3, rechts). Dokumentiert wurde die Auflösung von Dolomit; die Lösung von Kaolinit und Quarz kann aus den Massenbilanzen gefolgert werden.

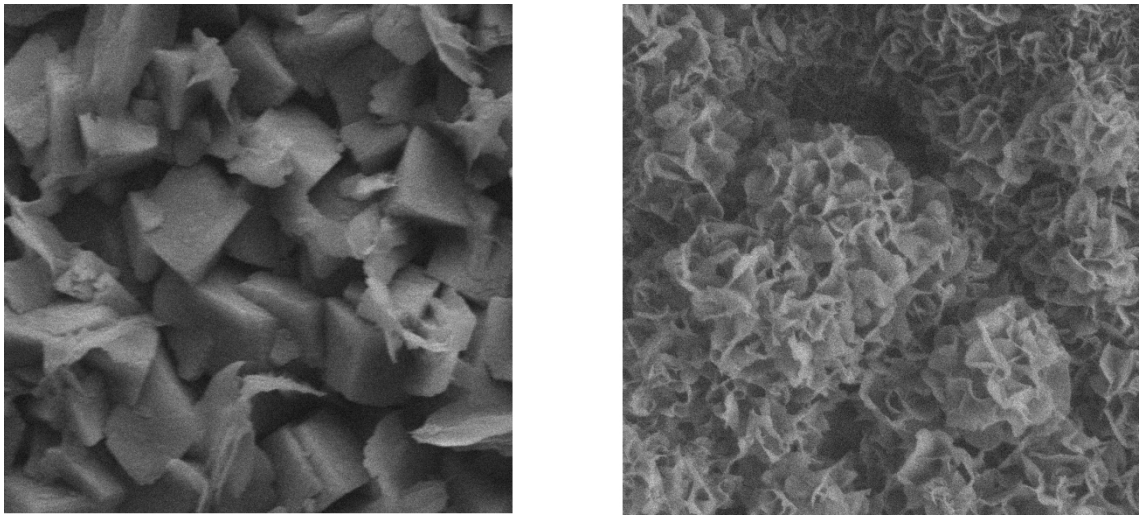


Fig. 7.5-3: Raster-Elektronenmikroskop-Aufnahmen von Mineralneubildungen.

Links: rhomboedrischer Calcit und blättriger Illit (Bildbasis = 40 µm), rechts: Hydrotalcit (Bildbasis = 50 µm).

Modellrechnungen

Die chemische Entwicklung der Lösungszusammensetzung wie auch die Mineralumwandlungen des Bohrkern-Infiltrationsexperiments konnten von Adler (2001) mit einem kinetisch formulierten reaktiven Transportmodell für die alkalische Frühphase relativ genau abgebildet werden. Folgende drei Reaktionsfronten und Reaktionszonen können bezeichnet werden, alle mit pH-puffernder Wirkung:

- Die in Fliessrichtung vorderste Front (bei 55 mm nach einem Jahr) ist definiert durch die Kationen-Austauschfront an Tonmineralien, wobei v.a. Mg und Ca auf Kosten von K freigesetzt werden, nebst etwas Auflösung von Calcit. Dabei wird der pH auf den Wert des

Karbonat-Bikarbonat-Puffers (pH = 10.3) des teilweise veränderten In-situ-Porenwassers gepuffert. Davor befindet sich das kaum gestörte System.

- Zwischen 15 und 55 mm befindet sich eine breite Karbonat-Silikat-Reaktionsfront, deren näheres Ende durch die Dolomit-Lösungszone/Calcit-Fällungszone definiert ist. Überlagert ist eine Mg-(Silikat/Aluminat)-Hydroxid-Fällungszone. Die Silikat-Lösungs-/Fällungszone ist langgestreckt bedingt durch die im Vergleich zu Karbonat langsameren Reaktionsraten, und beinhaltet die teilweise Auflösung von Kaolinit und Quarz und die Bildung von Illit.
- Das Gestein bis 15 mm ist frei von Dolomit, und die pH-Pufferung erfolgt durch die Lösung von Kaolinit, Quarz und früher gebildetem Mg-(Silikat/Aluminat)-Hydroxid zur Neubildung von vorwiegend Illit.

Die Dominanz von Sekundärphasen mit grossen spezifischen Volumina führt zu einer Zementationszone und Reduktion der Porosität nahe der Infiltration, aber auch zu einer beginnenden Erhöhung der Porosität unmittelbar an der Infiltrationsgrenzfläche. Diese beiden Zonen entsprechen der "Hauptumwandlungszone" in Figur 7.5-2. Wird das Modell auf längere Zeiträume extrapoliert, so wird eine vollständige Versiegelung des Porenraums nahe dem Zementkörper bereits nach etwa 5 Jahren vorausgesagt.

Die erzwungene advektive Komponente im Experiment dominiert die diffusive Längenskala um einen Faktor vier. Bei rein diffusiven Modellrechnungen ändert sich die Topologie nicht grundlegend, aber der Längenmassstab schrumpft (Adler 2001). Der diffusive Stofftransport im Gegenstrom wird wichtiger; so führt etwa gelöster anorganischer Kohlenstoff zu einer massiven Calcit-Zementationszone unmittelbar an der Infiltrationsfläche, was zu einer doppelten Zementationszone getrennt durch eine Schicht mit deutlich erhöhter Porosität führt. Auch in diesem Fall wird eine vollständige Reduktion der Porosität vorausgesagt.

Ein überraschendes Resultat des Bohrkern-Infiltrationsexperiments war das Fehlen von nachweisbaren Mengen von Ca-Si-Hydraten und/oder Zeolithen. Dies steht im Gegensatz zu allgemein akzeptierten Vorstellungen (z.B. Neall 1998) und Modellrechnungen (Neall 1998, Lagneau 2000, De Windt & van der Lee 2001). Wird das oben detaillierte Modell (Adler 2001) mit zusätzlich Ca-Si-Hydratphasen und Zeolithen gerechnet, so werden zwar nicht grosse Mengen dieser Phasen vorausgesagt, dennoch wird aber v.a. auf Kosten von Calcit etwas Ca-Si-Hydrat umittelbar an der Infiltrationsfläche und eine Zeolithphase im Bereich der Zementationszone gebildet. Die thermodynamisch-kinetisch vorausgesagten Mengen müssten eigentlich analytisch, wenn auch mit Schwierigkeit, beobachtbar gewesen sein. Diese scheinbare Diskrepanz ist zur Zeit noch nicht geklärt. Es ist anzunehmen, dass sich während der im Lager langanhaltenden Ca-OH-Laugphase – nebst Calcit – Ca-Si-Hydrate und Zeolithe bilden.

Ein weiterer überraschender Befund war die im Experiment nach 370 Tagen rasch abfallende hydraulische Leitfähigkeit, die nach 400 Tagen Null erreichte. Dieser effektive Verschluss der Fliesspfade konnte mit Porosimetrie nicht nachgewiesen werden, muss sich also im Vergleich zu den Beobachtungen in einem kleineren Massstab abspielen. Als mögliche Gründe können eine Verstopfung im Massstab der Porenverbindungen (<10 nm) durch Ausfällungsprodukte oder mobilisierte Partikel, oder aber eine starke Nicht-Linearität im Darcy-Gesetz mit Schwellendruck angeführt werden (Horseman et al. 1996).

Vergleichbare reaktive Transport-Modellrechnungen sind für Tongestein v.a. von französischen Forschungsgruppen durchgeführt worden (Lagneau 2000, De Windt & van der Lee 2001). Die Modelle unterscheiden sich zwar in vielen Details der Rahmenbedingungen und der thermodynamischen und kinetischen Daten, sagen aber alle eine Zementationszone sehr nahe der Zement/Ton-Trennfläche voraus. Wird der Beton/Zement mit ins Modell einbezogen, so wird

auch eine Zementationszone im Beton vorausgesagt. Diese besteht nebst Ca-Si-Hydraten auch aus Calcit, wobei das benötigte gelöste Karbonat diffusiv aus dem Tongestein herbeigeführt wird. All diese Modelle sagen eine Selbstversiegelung nach mehr oder weniger kurzer Zeit voraus. Da die Mineralogie von Opalinuston ähnlich jener der Mergel der Palfris-Formation am Wellenberg ist, gleicht sich auch die entsprechende Modellierung der Hoch-pH-Fahne in ihren Grundzügen (Soler 2001, Pfingsten 2001). Die Karbonatisierung von Zement/Beton ist aus Bauwerken gut bekannt und wurde auch aus einem Untertagebauwerk an der Grenzfläche zu einem Tonmergel belegt (Mazurek 1990b).

Die angeführten Modellrechnungen und Experimente stützen sich auf die typischen Gesteinseigenschaften und Parameter für die Situation am Mont Terri. Im Vergleich dazu zeigt der Opalinuston in der Tiefbohrung Benken eine sehr ähnliche Mineralogie mit leicht erhöhtem Calcit- und Quarzgehalt, etwas geringerer Porosität und kleinerer Diffusionskonstanten sowie Porenwässern mit 30–50 % geringerer Salinität. Die auf das Felslabor Mont Terri gestützten Resultate sind somit direkt übertragbar, überschätzen aber etwas die Längsskalen und Massenumsätze im Vergleich zu Benken.

Erkenntnisse aus dem Studium natürlicher Analoga

Die Wechselwirkung zwischen natürlich auftretenden hoch-pH-Wässern und Umgebungsgestein bieten die einmalige Gelegenheit, über geologische Zeiträume entstandene Umwandlungsphänomene zu untersuchen (Alexander 1995). Nebst moderat-alkalischen Quellwässern in Regionen mit ultramafischen Gesteinen sind die hydrologisch aktiven und fossilen hochalkalischen Systeme in Jordanien und Israel direkt relevant. Letztere Vorkommen sind durch pyrometamorph gebildete natürliche Klinkerkörper in einer bituminösen Kalksteinformation entstanden (spontan entzündete Untertagebrände). Die Hydratisierung und Rekarbonatisierung der Klinkerkörper hat zur Bildung natürlicher Zementkörper geführt, bestehend aus Portlandit, Ca-Si-Hydraten und Calcit, neben vielen anderen Mineralien.

In den hydrologisch aktiven hoch-pH-Systemen von Maqarin (Nord-Jordanien) haben sich an Kluftsysteme gebundene Fliessfelder und Umwandlungszonen über einen Zeitraum von mindestens 100'000 Jahren gebildet (Mäder et al. 2001). Die Systeme von Maqarin sind von einem internationalen Konsortium seit mehr als 10 Jahren umfassend untersucht worden (Alexander 1992, Linklater 1998, Smellie 1999). Die alkalischen Kluftwässer erreichen pH-Werte von 12.5–12.8 entlang etwa 400 m z.T. aufgeschlossener Fliesswege, die vom Zementkörper ausgehen. Die advektiven Fliesssysteme entlang der Klüfte weisen diffusionskontrollierte Umwandlungssäume von 2–20 mm Mächtigkeit auf. Mit Hilfe von Isotopensystemen der U- und Th-Serien kann eine noch etwas grössere geochemische Eindringtiefe nachgewiesen werden ohne begleitende messbare Mineralumwandlungen. Die Analogie zu Tongestein besteht in der Art der diffusiven Umwandlungssäume in der ähnlich wenig durchlässigen homogenen Gesteinsmatrix und nur bedingt in der Gesteinsmineralogie mit geringem Tongehalt.

Generell kann ein Trend zur Selbstverschliessung der Fliesswege durch Neubildung von Calcit, Ca-Si-Hydraten, Ettringit u.a. Mineralien abgeleitet werden. Multipler Zonarbau solcher Kluftfüllungen und angrenzender Diffusionssäume deutet auf wiederholte vermutlich tektonisch bedingte Reaktivierung und Versiegelung einzelner Fliesssysteme hin. Der Porenraum in den Umwandlungszonen im angrenzenden Gestein wird meist auch durch dieselben Neubildungen reduziert oder untergeordnet durch Minerallösung erhöht. Reaktive Transportmodellierungen (z.B. Steefel & Lichtner 1998), angelehnt an die Felddaten von Maqarin, belegen die Tendenz zur Selbstversiegelung, sind aber unschlüssig bezüglich der Versiegelungstendenz der angrenzenden Gesteinsmatrix.

Als wichtigste Erkenntnis übertragbar auf Tonsteine gilt die Beobachtung, dass die diffusionskontrollierten Gesteinsumwandlungen in einem ähnlich wenig durchlässigen Gestein selbst nach einigen 10'000 Jahren Einfluss von alkalischen Ca-Hydroxid-Wässern mit pH > 12.5 nur im Bereich von mm bis wenigen cm Eindringtiefe zu nachweisbaren Umwandlungen führen.

Einfluss auf die organischen Gesteinskomponenten

Der Einfluss hochalkalischer Porenwässer auf die organischen Komponenten in Tonstein ist wenig untersucht worden. Ziel ist, eine mögliche erhöhte Verfügbarkeit von organischen Liganden im Porenwasser zu charakterisieren oder auszuschliessen. Untersuchungen sind an Proben von Tonsteinen des östlichen Pariserbeckens (Site de Meuse/Haute-Marne, Callovo-Oxfordian) im Gange, sowohl bezüglich des Verhaltens der Organika unter hoch-pH-Bedingungen wie auch deren Einfluss auf die Tonmineralien (Claret et al. 2002). Abschliessende Resultate liegen noch keine vor, und deren Aussagekraft bezüglich des Opalinustons würde durch signifikante Unterschiede in Gehalt und Art der Organika und der wesentlich abweichenden Maturitätsentwicklung (Versenkungsgeschichte) erschwert werden. Direkte Labormessungen an Proben von Opalinuston von der Tiefbohrung Benken sind in Vorbereitung.

Einfluss auf die Barriereneigenschaften und Eindringtiefe

Der Einfluss der Einwirkungen der Hoch-pH-Fahne auf die Barriereneigenschaften betrifft sowohl die Retardationseigenschaften für Radionuklide wie auch die hydraulischen Parameter des Wirtgesteins (inkl. Auflockerungszone). Die Hauptumwandlungszone angrenzend an die Zement-/Gesteins-Trennfläche mit Bereichen sowohl reduzierter wie auch erhöhter Porosität stellt eine auf das Stollenumfeld beschränkte Zone dar. Dabei dürften die von Modellrechnungen vorausgesagten einfachen Geometrien, bedingt durch die Heterogenität der AUZ, eher komplex und verfingert ausgestaltet sein. Die zu erwartenden Mineralneubildungen, seien es nun Ca-Si-Hydratphasen, Hydroxide oder Tonmineralien, erhöhen tendenziell die Sorptionskapazität für Radionuklide (Bradbury & Baeyens 1997). Die Sorptionseigenschaften von Ca-Si-Hydraten bezüglich ausgewählter Radionuklide und relevanter Analogelemente sind Gegenstand laufender Untersuchungen (Tits et al. 1998, Wieland & Van Loon 2001, Bradbury & Baeyens 2001, Tits et al. 2002).

Die Eindringtiefe der Hoch-pH-Fahne ins angrenzende Wirtgestein für lange Zeiträume ist für den Opalinuston noch nicht umfassend modelliert worden. Dabei gälte es auch den Übergang von der initialen hochalkalischen Phase zur lange andauernden $Ca(OH)_2$-Phase der Zementdegradation mit einzubeziehen. Trifft die einhellig vorausgesagte rasche (einige 10 Jahre) Tendenz zur Versiegelung des Porenraums im unmittelbar angrenzenden Wirtgestein zu, wird die Hoch-pH-Fahne praktisch immobil. Als konservativste Annahme (maximale Ausdehnung) können deshalb die experimentell beobachteten und modellierten Reaktionsfortschritte der hochalkalischen initialen Phase extrapoliert werden. Als grobe Annäherung kann die Migration der Reaktionsfront der Umwandlungszone durch eine Diffusionsgleichung dargestellt werden ($x = \sqrt{(D \cdot t)}$). Basierend auf dem Reaktionsmodell von Adler (2001) für diffusiven Transport parallel zur Schichtung ergäbe sich nach einem Jahr eine Pseudodiffusionskonstante (D) für die am weitesten entfernte Front der Umwandlungszone von 1.7×10^{-11} m^2/s. Dies entspräche bei einer zylindrischen Geometrie einer Eindringtiefe von etwa 10.4 m nach 10^6 Jahren, basierend auf sehr konservativen Annahmen. Die Hauptumwandlungszone würde nur etwa 7.6 m eindringen, mit einem D-Wert von 0.65×10^{-11} m^2/s. Diese Berechnungen sind auf die effektiven Ionen-Diffusionskonstanten für die Bohrung Benken zu korrigieren: einen Faktor 6 kleiner für Anionen, und etwa einen Faktor 2–3 kleiner für Nicht-Anionen. Dies ergäbe dann eine maximale Eindringtiefe der Hauptumwandlungszone parallel zur Schichtung von etwa 4 m

(1.8 m senkrecht zur Schichtung) nach 10^6 Jahren. Diese tendenziell übertreibende Abschätzung nimmt ein unendliches Reservoir für hochalkalische Lösungen an (pH = 13.2) und vernachlässigt zwar die erhöhte Diffusivität, aber auch die erhöhten Reaktionsraten bei der Lagertemperatur (Mäder 2002b).

Eine weitere Abschätzung des Ausmasses der Umwandlung kann mit einer einfachen Massenbilanz vorgenommen werden (Mäder 2002b). Dabei wird das Pufferpotenzial des Gesteins mit der Hydroxidproduktion der LMA-Tunnel verglichen. Es reagiert $Ca(OH)_2$ aus dem Zement mit Kaolinit und Quarz zu Ca-Si-Hydratphasen und Zeolith. Diese Pufferkapazität für $Ca(OH)_2$ beträgt etwa 6'300 mol/m^3 im Gestein verglichen mit einer Verfügbarkeit von etwa 1'600 mol/m^3 $Ca(OH)_2$ aus dem Zement. Demzufolge vermag jeder m^3 Opalinuston etwa 4 m^3 LMA-Tunnel zu puffern. Bei einem idealisierten Querschnitt von 8.5 m Durchmesser benötigt jeder Tunnelmeter (57 m^3) somit 14 m^3 Wirtgestein zur Pufferung, was einem Hohlzylinder (symmetrische Umwandlungszone) von lediglich 0.5 m Wandstärke entspricht. Eine leicht asymmetrische (bis etwa einen Faktor 2) Umwandlungszone ist möglich, einerseits bedingt durch die Anisotropie des Tongesteins, und andererseits, wenn die Tunnel wegen Gasentwicklung zeitweise nur zum Teil aufgesättigt sind und das Zementporenwasser bevorzugt gegen unten in den Fels entweicht. Diese Abschätzung bedingt eine vollständige Umwandlung von Kaolinit und Quarz und eine Freigabe von überschüssigem Portlandit aus dem Zement relativ zu Ca-Si-Hydratphasen mit Ca/Si = 1. Bei einer Pufferwirksamkeit von lediglich 10 % bildet sich eine symmetrische Umwandlungszone von 3.7 m aus. Die resultierende Vergesellschaftung von degradiertem und karbonatisiertem Zement und zu Zeolith-Ca-Si-Hydrat-Karbonat-Ton umgewandeltem Gestein verändert sich nurmehr extrem langsam, da signifikante geochemische Gradienten fehlen.

Sowohl Modellrechnungen des reaktiven Transports wie auch Laborexperimente und Feldbeobachtungen an natürlichen Analoga deuten auf eine Zementationszone unmittelbar beim Eintritt der Hoch-pH-Wässer ins Tongestein hin. Für ein rein diffusives Regime breitet sich die Umwandlungszone über einen Zeitraum bis 10^6 Jahre höchstens wenige Meter ins angrenzende Wirtgestein aus. Kommt es zur vermuteten Zementierung, unter Ausbildung von Zonen mit drastisch reduzierter Porosität, ist die Ausbreitung der Hoch-pH-Fahne noch stärker gehemmt.

7.5.3 Geochemische Effekte im Umfeld des Tiefenlagers: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Die geochemischen Effekte umfassen die Oxidation des Wirtgesteins sowie eine mögliche Salzanreicherung im Bereich der Tunnelwände während der Betriebs- und Überwachungsphase und die Langzeiteffekte von Zementporenwässern im Umfeld der LMA-Lagertunnel. Die Effekte sind real, beobachtbar und können in wesentlichen Zügen abgeschätzt werden:

- Der einzig wesentliche Oxidationsprozess umfasst die Oxidation von Pyrit unter Bildung von Sulfat (Gips) und Fe-Hydroxid bei neutralen pH-Bedingungen gepuffert durch Calcit-Lösung.
- Weniger als 0.1 ‰ Pyrit (Pyritgehalt des Gesteins: ca. 1 Gew.-%) wird während der Betriebsphase von 2 Jahren (BE/HAA-Lagerstollen, LMA-Lagertunnel) oxidiert, mit minimalen Auswirkungen auf die Gesteinseigenschaften.
- Während einer Überwachungsphase von 100 Jahren bilden sich 5–10 mm mächtige Oxidationssäume entlang von Kluftflächen in der Auflockerungszone der Zugangs- und Betriebstunnel, wobei örtlich etwa 0.4 ‰ Pyrit oxidiert wird, aber ohne wesentliche Veränderung der Eigenschaften der Gesteinsmasse. Diese Tunnel haben einen Betonausbau und spielen bei der Radionuklid-Freisetzung nur eine untergeordnete Rolle (Nagra 2002b).

- Eine mögliche Oxidation des organischen Materials bewirkt keine signifikante Erhöhung der Komplexierungskapazität des wasserlöslichen organischen Materials.
- Die Salzanreicherung während der Bau- und Betriebsphase bewirkt nur eine minimale Erhöhung der Salinität des Bentonit-Porenwassers.
- Die geochemischen Veränderungen des Opalinustons während der Bau- und Betriebsphase sind somit für ein geologisches BE/HAA/LMA-Tiefenlager im Opalinuston mit Standzeiten von maximal 2 Jahren (BE/HAA-Lagerstollen und LMA-Lagertunnel) und maximal 100 Jahren (Zugangs-/Betriebstunnel) vernachlässigbar.

Langzeiteffekte von Zementporenwässern sind experimentell und mit Modellrechnungen belegbar, wie auch anhand natürlicher Analoga beobachtbar:

- Zuerst hochalkalische, K-Na-reiche und später reine Ca-OH-Zementporenwässer als Folge der Zementdegradation sind reaktiv und bewirken eine Umwandlung des Tongesteins im Bereich der Auflockerungszone, allenfalls wenige Meter darüber hinaus.
- Die Lösung von Dolomit, Tonmineralien und anderen Silikaten führt zu Neubildungen von Calcit, Illit, Mg-Hydroxiden und Ca-Al-Si-Hydraten.
- Es wird eine deutliche Reduktion der Porosität und Permeabilität in Zementationszonen sowohl im Tongestein wie auch im degradierenden Zementkörper erwartet.
- Die Sorptionskapazität der Umwandlungszone wird durch Sekundärmineralien deutlich erhöht.
- Einfache Massenbilanzen von verfügbarem Zement zur Hydroxidproduktion und der Pufferkapazität von Opalinuston ergeben ein Volumen von verändertem Wirtgestein, das einer radialen Mächtigkeit von 0.5–4 m um LMA-Tunnel entspricht.
- Beobachtungen an natürlichen über etwa hunderttausend Jahren aktiven hoch-pH-Fliesssystemen zeigen eine sehr beschränkte diffusive Eindringtiefe (cm–dm) von Mineralumwandlungen in angrenzendes Gestein.

Die Umwandlungszone ist demnach kein Negativfaktor für die Sicherheit und führt allenfalls zu einer erhöhten Sorptionskapazität für Radionuklide und örtlich reduzierter Porosität und somit auch zu einer Reduktion der effektiven Diffusionskoeffizienten für Stofftransport.

7.6 Temperatureffekte durch die Einlagerung wärmeproduzierender Abfälle

Die von den verglasten hochaktiven Abfällen und den Brennelementen ausgehende Wärme und deren Ausbreitung über die technischen Barrieren ins Gestein wird von Johnson et al. (2002) quantifiziert. Dabei wird zwischen den verglasten HAA aus der Wiederaufbereitung, den Mischoxid-Brennelementen (MOX) und den Uranoxid-Brennelementen (UO_2) unterschieden, die unterschiedliche Wärmeleistungen besitzen.

Am Kontakt zwischen Bentonit und Opalinuston sind im extremsten Fall (MOX/UO_2-Behälter) über einen Zeitraum von etwa tausend Jahren erhöhte Temperaturen von max. 95 °C zu erwarten. Gemäss den pessimistischen Modellrechnungen werden bereits 10 Jahre nach der Einlagerung 80 °C überschritten, die maximale Temperatur von 95 °C wird nach einigen hundert Jahren erreicht und klingt nach etwa tausend Jahren wieder auf 80 °C ab. Somit wird im Opalinuston über einen (geologisch) kurzen Zeitraum die im Verlauf seiner Versenkungsgeschichte (Kap. 3.3) erreichte Temperatur von ca. 85 °C im direkten Stollenumfeld leicht überschritten.

Ziel dieses Kapitels ist es, abzuschätzen, wie sich der aus geologischer Sicht kurze Temperaturpuls auf die Umgebung auswirkt, welchen Einfluss er auf die mechanischen und hydraulischen Parameter sowie den transienten Wasserfluss (Kap. 7.4.1) hat und zu welchen mineralogischen Umwandlungen oder Wasserchemieänderungen es kommen kann. Insbesondere ist die Frage zu klären, ob potenzielle Änderungen nur transiente Phänomene sind oder sich permanente Änderungen ergeben, die bei dem zu erwartenden Wärmeeintrag zu anderen Gleichgewichtsbedingungen für die Langzeitbetrachtung führen.

7.6.1 Konzept

Eine Temperaturerhöhung hat, wie oben erwähnt, eine Reihe von Auswirkungen auf die Eigenschaften und den Zustand des Gesteins und des Porenwassers. Aus diesem Grund werden die entsprechenden Prozesse und die daraus abzuleitenden Reaktionen bzw. Konsequenzen dargestellt. Eine wichtige Tatsache ist dabei, dass diese Prozesse nicht unabhängig voneinander betrachtet werden können. Der Einfachheit halber werden sie zunächst, soweit möglich, einzeln beschrieben; später bei der Systemanalyse wird versucht, die Auswirkungen insgesamt zu beschreiben.

Mineralogie und Geochemie

Die möglichen geochemischen Prozesse aufgrund des Wärmepulses und deren Konsequenzen sind in Tabelle 7.6-1 zusammengestellt. Bei den ersten drei handelt es sich um kinetische Prozesse, während der letzte mit Gleichgewichts-Thermodynamik zu beschreiben ist.

Tab. 7.6-1: Geochemische Prozesse aufgrund des Wärmepulses und mögliche Konsequenzen.

Prozesse	**Mögliche Konsequenzen**
Maturationsreaktionen im organischen Material	Freisetzung von Kohlenwasserstoffen, Veränderung der Porenwasserchemie
Illitisierung von Smektit-Lagen in Illit-Smektit-Wechsellagerungen sowie Zementation mit SiO_2	Teilweiser Verlust der Quellfähigkeit, Versprödung
Beschleunigung von Oxidationsreaktionen	Mineralreaktionen, Veränderung der Porenwasserchemie
Einstellung neuer geochemischer Gleichgewichte	Veränderung der Porenwasserchemie

Hydrogeologie

Der Wärmeeintrag ins Gebirge bewirkt einerseits eine Viskositätsänderung und Expansion des Porenwassers und andererseits eine Expansion der Gesteinsmatrix aufgrund des jeweiligen thermischen Expansionskoeffizienten. Zusätzlich können physikalisch-chemische Prozesse weitere Volumenänderungen bewirken. Die Porenwasserdruckentwicklung im Gebirge ist dabei abhängig von den jeweiligen Randbedingungen und Materialparametern. Ist eine Drainage des Gebirges möglich und der thermische Puls entsprechend langsam, so ergibt sich keine Porenwasserdruckerhöhung, aber es wird ein Teil des Porenwassers ausgepresst. Im undrainierten Zustand oder bei geringer Durchlässigkeit und schnellem Temperaturanstieg kann es zu signifikanten Porenwasserdruckerhöhungen kommen. Wie schnell sich eine solche Druckerhöhung abbaut, ist von der Durchlässigkeit und der Zeitdauer des Temperaturpulses abhängig.

Die Permeabilität eines Tonsteins kann prinzipiell durch zwei unterschiedliche Prozesse während der thermischen Belastung verändert werden. Betrachtet man den Prozess der thermischen Konsolidierung als die Deformation eines poroelastischen Mediums, so führt sie zu einer Reduktion der Porosität und damit zu einer Reduktion der intrinsischen Permeabilität (Kozeny-Carman-Beziehung, Kap. 5.8.2). Sieht man einmal von den irreversiblen Porenveränderungen während der Erstbelastung ab, so ist der Nettoeffekt eines geschlossenen Temperaturzyklus auf die Durchlässigkeit vernachlässigbar. Der zweite Prozess basiert auf der Annahme, dass es durch die zusätzliche thermische Spannung bzw. den erhöhten Porenwasserdruck zur Bildung oder Reaktivierung diskreter Diskontinuitäten kommt. In diesem Fall könnte die Risspermeabilität, falls es sich um einen dilatanten Prozess handelt, zumindestens zeitweise um mehrere Grössenordnungen erhöht sein. Dabei kann der leicht überkonsolidierte Opalinuston durch die Reduktion der effektiven Spannung stark überkonsolidiert werden und mit dilatantem Deformations- und Bruchverhalten reagieren (Horseman 2001 und Fig. 7.6-1). Die Bruchbildung führt gleichzeitig aber zu einer raschen Reduktion des Porenwasserdrucks, das Überkonsolidierungsverhältnis geht wieder zurück, und die effektive Normalspannung auf der Rissfläche wird wieder erhöht, was zu einer Reduktion der Rissapertur und damit der hydraulischen Durchlässigkeit führt (Blümling et al. 2001). Die neue mechanische Belastung und das Quellverhalten bedingen dann einen Selbstabdichtungsprozess (Horseman 2001), der bei der Reduktion des Porenwasserdrucks während oder nach der Abkühlphase noch verstärkt wird.

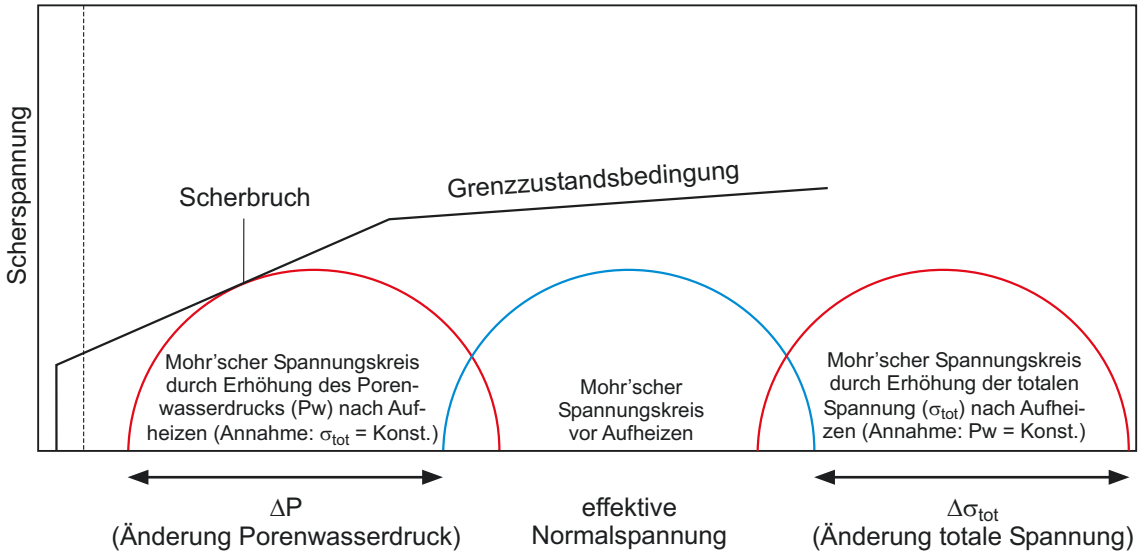


Fig. 7.6-1: Prinzipielle Darstellung des Einflusses thermischer Spannungen und des Porenwasserdrucks auf die Stabilität des Opalinustons.

Felsmechanik

Nach Campanella & Mitchell (1968) führt die Belastung eines Tons mit einer Temperaturerhöhung zu einem ähnlichen Konsolidierungsverhalten wie bei einer mechanischen Konsolidierung (thermische Spannung statt mechanische Spannung). Analog wie in Kapitel 5.7 für die mechanische Belastung beschrieben, führt die thermische Erstbelastung zu einer erheblichen irreversiblen Konsolidierung, während weitere Temperaturzyklen nur eine geringe, grösstenteils reversible Kompaktion bewirken, solange die Erstbelastungstemperatur nicht überschritten wird.

Die Temperaturerhöhung kann aufgrund mechanischer bzw. hydro-mechanischer Prozesse folgende Auswirkung haben:

- Die Änderung des Porenwasserdrucks führt zu einer Änderung der effektiven Spannung. d.h. der Mohr'sche Spannungskreis in Figur 7.6-1 wird nach links zu kleineren Normalspannungen verschoben. Die Scherspannung bleibt hingegen unverändert. Dies entspricht einer Reduktion der Festigkeit und kann dilatante Zugrisse oder Scherbrüche bewirken (s. oben).
- Die thermische Expansion führt dazu, dass, ähnlich wie bei der Aufnahme von Wasser (Quellen), die Anzahl der Kontakte der Tonpartikel pro Einheitsfläche erniedrigt wird (Kap. 5.7.2). Dies kann bedeuten, dass ein Teil der zur Separierung der Kontakte notwendigen Energie bereits durch die thermische Energie aufgebracht wird (Lawn & Wilshaw 1975). Je nach Situation könnte dieser Vorgang zur Bildung neuer oder Reaktivierung existierender Diskontinuitäten führen (Campanella & Mitchell 1968).
- Die Erhöhung der totalen Spannung kann dazu führen, dass die effektive Normalspannung immer grösser wird bei gleichbleibender Scherspannung. Dies bedeutet, dass sich der Mohr'sche Spannungskreis bei konstantem Radius nach rechts zu grösseren Normalspannungen verschiebt (Fig. 7.6-1), sich damit immer mehr von den Grenzzustandsbedingungen entfernt und Riss- bzw. Bruchbildung sowie Reaktivierung von existierenden Diskontinuitäten immer unwahrscheinlicher werden.

"Kriechprozesse" können ebenfalls beeinflusst werden, da einerseits der Schwellenwert für das Einsetzen des "Kriechprozesses" herabgesetzt und andererseits die "Kriechrate" erhöht sein kann.

Tab. 7.6-2: Hydro-mechanische Prozesse aufgrund des Wärmepulses und mögliche Konsequenzen.

Prozesse	**Mögliche Konsequenzen**
Thermische Expansion	- Porenwasserdruckerhöhung - Thermische Spannungen - Änderung der effektiven Spannung - Reduktion der Festigkeit - Erniedrigung des Schwellenwertes zum Einsetzen des "Kriechprozesses" - Erhöhung der "Kriechrate"
Thermische Konsolidierung und sekundäre Kompaktion	- Zusätzlicher Wasserfluss - Erniedrigung der Porosität und Permeabilität - Erhöhung der Festigkeit

7.6.2 Daten und Interpretationen

Maturationsreaktionen im organischen Material

Elie & Landais (2000) haben das organische Material im Opalinuston charakterisiert und mit Hilfe von Pyrolyse-Experimenten die kinetischen Parameter für die Isomerisation (thermisch bedingte, irreversible Strukturänderung) ausgewählter organischer Moleküle bestimmt. Die

Reifung (Maturation) ist hauptsächlich eine Funktion der Temperatur und Zeitdauer und kann in Form von Zeit-Temperatur-Integralen (TTI) quantifiziert werden (Kap. 3.3). Während der Opalinuston beim Wärmepuls mit max. 95 °C nur geringfügig höhere Temperaturen erreicht als während der natürlichen Versenkung (85 °C, Kap. 3.3), der Wärmepuls aber über 4 Grössenordnungen kürzer ist, ergibt sich ein TTI, welches um Grössenordnungen kleiner ist als das TTI der natürlichen Versenkung (Mazurek 2002). Es wird daher gefolgert, dass der durch die Abfälle induzierte Wärmepuls keine nennenswerte Maturation des organischen Materials zur Folge hat.

Illitisierung von Smektit-Lagen in Illit-Smektit-Wechsellagerungen sowie Zementation mit SiO_2

Die Kinetik der Illitisierung von Smektit und die damit verbundene Quarz-Zementation wurde von zahlreichen Autoren auf der Basis von Laborexperimenten, Felduntersuchungen wie auch theoretischen Modellen untersucht und quantifiziert (Übersicht in Mazurek 2002). Berechnungen aufgrund verschiedener Datensätze zeigen, dass bei 95 °C in Koexistenz mit dem Referenzwasser des Opalinustons (Kap. 5.12) erst nach ca. 1 Million Jahren eine merkliche Illitisierung zu erwarten wäre, also in einem Zeitraum, der denjenigen des Wärmepulses um Grössenordnungen übersteigt. Die einzige Ausnahme bildet ein Datensatz, der auf Laborexperimenten beruht, denen aus methodischen Gründen wenig Gewicht beigemessen wird (Mazurek 2002). Desweiteren gingen alle Rechnungen konservativerweise von einem unbeschränkten Nachschub von K für die Illitisierung aus. Die Verfügbarkeit von K ist in der Realität aber limitiert durch die vorhandene Menge und die Lösungskinetik von Kalifeldspat, die aber unberücksichtigt blieben.

In zahlreichen in Miller et al. (2000) zitierten Analogstudien wurde der Einfluss erhöhter Temperaturen auf natürliche Tongesteine untersucht. Es gibt zahlreiche Beispiele von tonreichen Formationen, die infolge Intrusion magmatischer Gänge oder Überlagerung durch vulkanische Gesteine einer lokalen Kontaktmetamorphose ausgesetzt waren. Hier einige Beispiele:

- Pusch & Karnland (1988) haben in einem > 10 m mächtigen, durch Rhyolith-Lava überlagerten Bentonit auf Sardinien die Kontaktmetamorphose als Funktion des Abstands zum Kontakt (und somit der erreichten Maximaltemperatur) untersucht. Bei Temperaturen > 150 °C wurde eine Umwandlung von Montmorillonit zu Beidellit festgestellt, gefolgt von einer Quarz-Ausfällung bei der Abkühlung. Die Quarz-Zementation führte zu wesentlichen Änderungen der rheologischen Eigenschaften, v.a. zu einer Versprödung. Unterhalb von 150 °C wurden diese Effekte nicht beobachtet.
- Pusch et al. (1998) haben anhand von Modellrechnungen und einer Analogstudie an einem natürlichen ordovizischen Bentonit im Kontakt zu einem Rhyolith-Gang nachgewiesen, dass in einem geschlossenen System mit beschränkter K-Zufuhr bei Temperaturen unterhalb von 130 °C während mehr als 1'000 Jahren der Grad der Illitisierung und Silifizierung sehr gering war und die Duktilität und Quellfähigkeit erhalten geblieben sind.

Beschleunigung von Oxidationsreaktionen

Zur Zeit des Wärmepulses enthält das Tiefenlagersystem eingeschlossene Luft, deren Sauerstoff für Redoxreaktionen im Gestein, v.a. die Oxidation von Pyrit zu Gips und Fe-Hydroxiden sowie die Oxidation des organischen Materials, zur Verfügung steht (Kap. 7.5.1). Die Oxidationsrate von Pyrit zu Gips bzw. Anhydrit in der Gesteinsmatrix des Opalinustons wird nach Kapitel 7.5 bzw. Mäder & Mazurek (1998) durch die Zugänglichkeit von Pyrit-Aggregaten für gelösten Sauerstoff sowie dessen diffusiven Nachschub bestimmt, und dasselbe ist auch für die Oxidation des organischen Materials zu vermuten. Da Diffusionskonstanten eine Funktion der

Temperatur sind, ist der diffusive Nachschub von O_2 bei 95 °C etwa viermal grösser als bei 20 °C, sodass die Oxidationsraten ebenfalls vervierfacht werden (Mazurek 2002). Angesichts der quantitativen Bedeutungslosigkeit der Oxidation von Pyrit wie auch von organischem Material im Nahfeld führt auch diese Beschleunigung zu keinen nennenswerten Konsequenzen.

Einstellung neuer geochemischer Gleichgewichte

Gewisse Änderungen der Porenwasserzusammensetzung sind durch die temperaturbedingte Verschiebung geochemischer Gleichgewichte zu erwarten, insbesondere im Karbonatsystem sowie bei Kationenaustausch auf Tonmineral-Oberflächen. Diese Effekte wurden mit geochemischen Modellen untersucht und liefern für eine Temperaturerhöhung von 38 auf 95 °C die folgenden Resultate:

- Der wohl grösste Effekt ist die Erhöhung von pCO2 um einen Faktor von ca. 7. Die auf Daten anderer sedimentärer Formationen basierende Arbeit von Coudrain-Ribstein et al. (1998) weist in dieselbe Richtung.
- Der pH-Wert wird um ca. 0.6 Einheiten kleiner.
- Der Wassertyp bleibt derselbe, und die Ionenstärke erfährt nur minimale Veränderungen.
- Calcit wird in sehr geringem Ausmass gelöst, Dolomit ausgefällt. Die damit verbundene Änderung der Porosität ist äusserst gering.

Nach Abklingen des Wärmepulses sind alle Reaktionen reversibel, solange von einem geschlossenen System ausgegangen wird. Zudem ist der Effekt auf das unmittelbare Stollenumfeld beschränkt.

Porenwasserdruck

Die Änderung des Porenwasserdrucks aufgrund einer Temperaturerhöhung in einem Ton lässt sich folgendermassen berechnen (Campanella & Mitchell 1968, Horseman 1994):

$$\Delta P = F \cdot \Delta T \cdot \sigma' \qquad (7.6\text{-}1)$$

mit:

ΔP = Porenwasserdruckänderung [Pa]
ΔT = Temperaturänderung [°C]
σ' = Effektive Spannung [Pa]
F = Porenwasserdruckparameter [$°C^{-1}$]

und

$$F = e_0 \cdot \frac{(\alpha_s - \alpha_w) + \frac{\alpha_{st}}{n}}{0.435 \cdot C_s} \qquad (7.6\text{-}2)$$

mit:

e_0 = Initiale Porenzahl [-]
n = Porosität [-]
α_s = Thermischer Ausdehnungskoeffizient des Gesteins [$°C^{-1}$]
α_w = Thermischer Ausdehnungskoeffizient des Wassers [$°C^{-1}$]
α_{st} = Physikalisch-chemischer Ausdehnungskoeffizient [$°C^{-1}$]
C_s = Schwellbeiwert [-]

Da die sich die initiale Porenzahl e_0 bei einem stark konsolidierten Tonstein durch die thermische Last nur geringfügig verändert, lässt sich nach Horseman (2002) der Porenwasserdruckparameter F folgendermassen abschätzen:

$$F = \frac{e_0 \cdot (\alpha_s - \alpha_w) + (1 + e_0) \cdot \alpha_{st}}{\kappa} \qquad (7.6\text{-}3)$$

mit:

κ = Negative Steigung der Entlastungs-/Wiederbelastungskurve (Kap. 5.7.5 *rebound-reconsolidation line* RRL) [-]

Der Wert von κ kann sowohl aus direkten Laborexperimenten als auch aus dem Speicherkoeffizienten von hydraulischen Tests abgeleitet werden. Im Laborversuch ergibt sich ein Wert von $\kappa = 0.0075$ (Kap. 5.7.5), während sich für den Speicherkoeffizienten von 1.5×10^{-5} m^{-1} ein κ-Wert von 0.015 ergibt. Nach dieser Abschätzung liegt der Porenwasserdruckparameter F zwischen 7×10^{-3} und 1.4×10^{-2} $°C^{-1}$.

Der Porenwasserdruckparameter wird im Wesentlichen durch drei Faktoren bestimmt. Einer dieser Faktoren ist der temperaturabhängige, thermische Ausdehnungskoeffizient des Wassers. Der Ausdehnungskoeffizient des Gesteins ist von geringerer Bedeutung, da er beim Opalinuston um ca. eine Grössenordnung kleiner ist als der Ausdehnungskoeffizient des Wassers. Ein generell wichtiger, aber schwer zu bestimmender Faktor ist der physikalisch-chemische Ausdehnungskoeffizient der Tonstruktur α_{st}, der nicht gleichzusetzen ist mit der thermischen Expansion der Tonpartikel. Bedingt durch Änderungen der Bindungskräfte des Wassers und des osmotischen Drucks ist dieser Faktor negativ (Campanella & Mitchell 1968). Dies bedeutet eine Volumenverringerung bei Temperaturerhöhung und eine Volumenvergrösserung bei Temperaturerniedrigung. Der von Campanella & Mitchell (1968) für Tone angegebene Wert des physikalisch-chemischen Ausdehnungskoeffizienten (α_{st}) beträgt -0.5×10^{-4} $°C^{-1}$ und wurde für diese Abschätzung übernommen. Der dritte wichtige Parameter, die Steigung der Entlastungs-/Wiederbelastungskurve, repräsentiert die Zusammendrückbarkeit der Matrix. Bei einem kristallinen Gestein bestimmt dieser Wert ganz entscheidend die Porenwasserdruckerhöhung, da die Matrix des Gesteins sehr wenig kompressibel ist. So erwartet man für den Lac-du-Bonnet-Granit in Kanada für die Porenwasserdruckerhöhung einen Wert von 0.5 MPa/°C (Fairhurst 1999), während nach Gleichung 7.6-1 und 7.6-3 für den Opalinuston im Zürcher Weinland (σ' = 9.1 MPa auf Lagerniveau) ein Wertebereich von 0.06 bis 0.13 MPa/°C zu erwarten ist.

Festigkeitsänderung bei thermischer Belastung

Neben der Änderung der effektiven Spannungen durch den Porenwasserdruck und die thermische Spannung wird erwartet, dass sich durch die Expansion des Materials auch die mechanische Festigkeit des Materials verändert. Laboruntersuchungen in Bezug auf diese Problematik wurden von Hunsche et al. (2002) an Kernmaterial aus dem Felslabor Mont Terri durchgeführt. Je nach Testmethode traten keine oder maximal eine 30-prozentige Reduktion der Festigkeit bei Temperaturdifferenzen von ΔT = 60 °C auf. Ob diese Reduktion teilweise durch eine temperaturbedingte Porenwasserdruckerhöhung erklärt werden kann, ist zur Zeit unklar. Die beobachtete Reduktion der Festigkeit steht aber in Einklang mit Untersuchungen an Tonsteinproben des Callovo-Oxfordian (Hoteit et al. 1999), wo ebenfalls Festigkeitsreduktionen um ca. 30 % beobachtet werden, wenn die Temperaturen auf 80–100 °C ansteigen. Zusätzlich wurde im Nachbruchbereich bei höheren Temperaturen beobachtet, dass sich das Material duktiler verhält als bei tiefen Temperaturen.

"Kriechverhalten"

Kriechversuche bei erhöhter Temperatur liegen vom Opalinuston nur wenige vor (Hunsche et al. 2002). Die bisherigen Resultate ergeben keine oder nur geringe Änderungen der Kriechraten. Untersuchungen an Proben des Callovo-Oxfordian (Hoteit et al. 1999) zeigen keine Änderungen der Kriechraten bei Temperaturen bis ca. 50 °C, aber im Bereich zwischen 50 und 120 °C eine erhöhte visko-plastische Deformationen. Dieses unterschiedliche Verhalten der beiden Tonsteine könnte mit ihrer unterschiedlichen Versenkungs- und Temperaturgeschichte zusammenhängen. Die Tonsteine des Callovo-Oxfordian im Bereich des Site de Meuse/Haute-Marne waren im Gegensatz zum Opalinuston nie höheren Temperaturen als 50 °C ausgesetzt.

Durchlässigkeitserhöhung

Eine Erhöhung der Temperatur könnte folgende Auswirkungen haben:

- Erzeugung von Rissen oder Brüchen durch Erhöhung des Porenwasserdrucks bzw. der Totalspannungen,
- Erhöhung der Porosität durch Expansion,
- Verringerung der Viskosität.

Eine Erzeugung von Rissen oder Scherbrüchen wird nur im Stollenumfeld im unmittelbaren Bereich der Auflockerungszone erwartet (Vergrösserung der Auflockerungszone). Durch Temperaturerhöhung bewirkte Risse im Fernfeld, die den gesamten Opalinuston durchschlagen, können ausgeschlossen werden (Kap. 7.6.4).

Der lineare thermische Ausdehnungskoeffizient des Opalinustons wurde mit ca. 3.5×10^{-5} °C^{-1} bestimmt (Kap. 5.6). Damit ergibt sich bei einem ΔT von ca. 57 ° eine volumetrische Deformation von weit weniger als 1 %. Eine Porositätserhöhung von 1 % ergibt nach der Kozeny-Carman-Beziehung (Kap. 5.8) eine vernachlässigbare Erhöhung der intrinsischen Permeabilität ($k_{end} / k_{initial} = 1.3$).

Die temporäre Verringerung der Viskosität des Porenwassers aufgrund der Temperaturerhöhung wird in Kapitel 7.4.1 untersucht. Sie führt zu einer schnelleren Aufsättigung des Lagerbereichs und einem schnelleren Abbau des thermisch induzierten Porenwasser-Überdrucks (s. oben). Da es sich um einen transienten Prozess handelt, hat dieser nur einen unwesentlichen Einfluss auf das Langzeitverhalten.

7.6.3 Systemanalyse

Die Temperaturverteilung im Bereich des BE/HAA-Lagers wird durch folgende Randbedingungen bzw. Parameter bestimmt:

a) Wärmeleistung der einzelnen Abfallgebinde,

b) räumliche Anordnung der Lagerstollen und die Distanz zwischen den einzelnen Behältern (Lagerauslegung),

c) thermische Eigenschaften der Behälter, des Verfüllmaterials und des Gebirges,

d) Sättigungsgrad von Verfüllmaterial und Gebirge (Umfeld),

e) hydraulische Parameter des Wirtgesteins und der Rahmengesteine.

Während die maximale Leistung der Wärmequellen durch die BE-Behälterbeladung bzw. die Zwischenlagerzeiten in gewissem Rahmen gesteuert und je nach Platzbedarf das Design des Lagers verändert werden kann, sind die thermischen Eigenschaften der Gesteine vorgegebene Parameter, die nicht beeinflusst werden können. Wichtig sind ausserdem die Randbedingungen. Wegen der geringen hydraulischen Durchlässigkeit von Tonsteinen wird die Temperaturausbreitung in diesen Materialien ausschliesslich durch die Wärmeleitfähigkeit des Gesteins beeinflusst (Put & Herion 1990). In der Wedelsandstein-Formation und im Sandsteinkeuper hingegen (also über bzw. unter dem Wirtgestein) kann die Wärme auch durch Konvektion und Dispersion sehr effektiv abgeführt werden. Demzufolge wird für die Systembetrachtung von folgenden zwei Szenarien ausgegangen:

- Die Wärme wird einzig durch Wärmeleitung des gesättigten Gesteins abgeführt.
- Der konvektive Wärmeaustrag über die lokalen Aquifere wird berücksichtigt.

Porenwasserdruckerhöhung

Unter der Annahme eines Wärmeaustrags durch reine Wärmeleitung (Johnson et al. 2002) ergeben sich für die MOX/UO_2-Behälter an der Wirtgesteinsgrenze Maximaltemperaturen von ca. 95 °C, die auf den ersten 20 m auf ca. 70 °C abfallen. An der Grenze des Opalinustons zu den Rahmengesteinen beträgt die Temperatur dann zwischen 60 und 65 °C. Die Erhöhung des Porenwasserdrucks gemäss Gleichung 7.6-1 und 7.6-3 liegt in diesem Fall zwischen 7.5 und 3.5 MPa an der Grenze des Opalinustons zum Bentonit, an der oberen und unteren Wirtgesteinsgrenze beträgt sie, je nach betrachtetem Wert für die Steigung der Entlastungs-/Wiederbelastungskurve (κ), 3.3 bzw. 1.2 MPa.

Dabei ist zu beachten, dass selbst im extremsten Fall die Porenwasserdruckerhöhung immer kleiner ist als die initiale effektive Spannung (ca. 9.1 MPa). Demzufolge bleibt die effektive Spannung auch unter der unrealistischen Annahme, dass nur der Porenwasserdruck und nicht auch die Totalspannung durch die Temperaturerhöhung steigt, selbst an der Grenzfläche Bentonit/Gebirge immer positiv. Dabei werden diese hohen Porenwasserdrücke an der Grenzfläche zum Bentonit nur theoretisch erreicht, da die durchgeführte Abschätzung nicht berücksichtigt, dass der Porenwasserdruck in der Umgebung der Stollen durch die Drainage während Bau und Betrieb erheblich abgesenkt ist (atmosphärische Bedingungen an der Grenzfläche). Dass der Porendruck sehr viel geringer als hier angenommen ansteigt, zeigen auch erste Ergebnisse des In-situ-Tests im Felslabor Mont Terri (Garcia-Siñeriz et al. 2002).

Betrachtungen des Stollenumfelds

Das unmittelbare Umfeld des Stollens ist zum Zeitpunkt der Temperaturerhöhung nur teilweise wassergesättigt und baut daher keinen erhöhten Porenwasserdruck auf. Die Temperaturerhöhung bewirkt eine Reduktion der Festigkeit und könnte so die Auflockerungszone beeinflussen. Numerische Rechnungen (Konietzky et al. 2003) zeigen, dass selbst ein vollständiger Kohäsionsverlust in der Auflockerungszone geringe Auswirkungen auf die Auflockerungszone besitzt, da zu diesem Zeitpunkt der Stollen schon verfüllt ist. Die Auflockerungszone wächst kaum weiter, sondern zeigt eine begrenzte zusätzliche Volumendeformation. Die Festigkeitsreduktion führt wahrscheinlich zu einer intensiveren Zerscherung der Auflockerungszone und hilft damit zusammen mit der durch die Temperaturerhöhung bedingten duktileren Deformation im Nachbruchbereich die Desintegration der Auflockerungszone und damit die Homogenisierung des Porenraums in diesem Bereich zu beschleunigen. Da die maximale Konvergenz durch die Kompressibilität und das Quellpotenzial des Verfüllmaterials gesteuert wird, dient die Temperatur nur als Katalysator, d.h. sie beschleunigt die Kompaktion.

Fernfeld

Eine wichtige Fragestellung ist die Auswirkung des thermischen Pulses auf das Wirtgestein ausserhalb der Auflockerungszone. Hier ist die Frage zu klären, ob es zur Bildung von Zugrissen oder von dilatanten Scherbrüchen kommen kann, die das Wirtgestein über grössere Distanzen durchschlagen.

Die analytischen Abschätzungen der Porenwasserdruckerhöhung aufgrund des Temperaturpulses nach Campanella & Mitchell (1968) und Horseman (2002) lassen eine solche Rissbildung unwahrscheinlich erscheinen, da die effektiven Normalspannungen immer positiv sind. Trotzdem wurden zusätzlich numerische, thermo-hydro-mechanisch (THM) gekoppelte Rechnungen durchgeführt, um diese Frage besser zu beantworten (Konietzky et al. 2003).

Numerisches Modell

Die Rechnungen wurden entsprechend den Berechnungen in Kapitel 7.3 mit dem expliziten Finite-Differenzen-Programm FLAC (Itasca 2000) durchgeführt. Hierbei wurde das für thermische Berechnungen implementierte anisotrope Wärmeleitfähigkeitsmodell genutzt, das in verschiedenen Benchmark-Tests (z.B. Thermo-mechanischer Benchmark-Test für die U.S. Nuclear Regulatory Commission, Itasca 1988) erfolgreich eingesetzt wurde.

Es wurde ein zweidimensionales Modell erstellt (Fig. 7.6-2), das eine Mächtigkeit von 170 m aufweist (Lagerebene annähernd im Zentrum des Modells) und den Gesteinsbereich zwischen den lokalen Aquiferen (Wedelsandstein und Sandsteinkeuper) darstellt. Das Modell enthält 14 BE/HAA-Lagerstollen, was allerdings wegen der entsprechenden Randbedingungen am linken Rand (Symmetrieachse) die Auswirkung von 28 Stollen simuliert. Die mechanischen und hydraulischen Parameter wurden dabei aus Kapitel 5.7 bzw 7.3 (Fallbeispiel T20/4) übernommen. Die verwendeten thermischen Parameter sind in Tabelle 7.6-3 dargestellt. Da nur die Auswirkungen auf das Fernfeld untersucht werden sollten, wurden der detaillierte Aufbau des Stollenumfelds (Auflockerungszone, entsättigter Bereich etc.) sowie die technischen Barrieren nicht in das Modell übernommen. Es wurde ausschliesslich die Auswirkung einer thermischen Linienquelle in einem homogenen Medium (Wirtgestein) betrachtet.

Tab. 7.6-3: Thermische Parameter für die THM-gekoppelten Berechnungen.

Parameter	**Einheit**	**Wert**
Wärmeleitfähigkeit	[W/mK]	589 – 675 m: 3.2 (horizontal), 1.8 (vertikal) 675 – 759 m: 2.0 (horizontal), 1.3 (vertikal)
Wärmekapazität	[J/kg °C]	920
Thermischer Ausdehnungskoeffizient	[$°C^{-1}$]	3.5×10^{-5}
Volumetrischer thermischer Ausdehnungskoeffizient Fluid	[$°C^{-1}$]	2.6×10^{-4}

Randbedingungen

Linker Rand: Der linke Rand ist eine Symmetrieebene, somit ist er hydraulisch und thermisch undurchlässig. Außerdem sind die Verschiebungskomponenten in horizontaler Richtung fixiert.

Rechter Rand: Porenwasserdruck und Temperatur werden auf den initialen Wert fixiert. Mechanisch werden die Verschiebungen in vertikaler und horizontaler Richtung fixiert.

Unterer Rand: Porenwasserdruck und Temperatur werden auf die initialen Werte von 7.6 MPa bzw. 44 °C (= 317 K) fixiert. Unter Annahme einer Dichte von 2'500 kg/m^3 und einer Gravitationskonstante von 9.81 m/s^2 erreicht die Vertikalspannung am Modellboden einen Wert von ca. 19 MPa. Mechanisch werden die Verschiebungen in vertikaler und horizontaler Richtung fixiert.

Oberer Rand: Porenwasserdruck und Temperatur werden auf die initialen Werte von 5.9 MPa bzw. 34 °C (= 307 K) fixiert. Mechanisch wird eine Vertikalspannung in Höhe des rechnerischen Überlagerungsdrucks von 14.7 MPa aufgebracht.

Für Porenwasserdruck, Temperatur und Primärspannung wird ein mit der Tiefe zunehmender linearer Verlauf angenommen. Das Verhältnis K_0 zwischen den Horizontalspannungen und der Vertikalspannung wird mit 1.4 angesetzt (Kap. 4.4).

Thermische Belastung

Die thermische Leistung der Abfälle ist sehr unterschiedlich. Die verwendeten Leistungen wurden von Johnson et al. (2002) übernommen und sind für die BE-Behälter für MOX/UO_2- und die UO_2-Brennstäbe in Tabelle 7.6-4 angegeben.

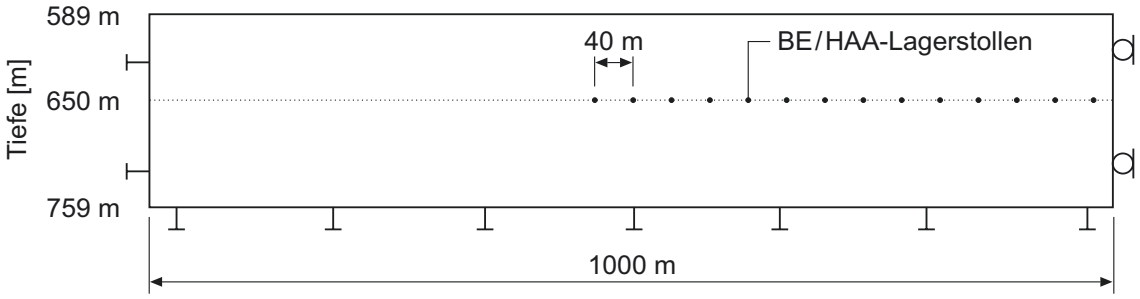


Fig. 7.6-2: Schematischer Aufbau des zweidimensionalen THM-Modells, das für die numerischen Abschätzungen der Auswirkung des thermischen Pulses genutzt wurde.

Die Symmetriebedingungen am linken Rand wurden so gewählt, dass die Auswirkung von 28 BE/HAA-Lagerstollen simuliert wird.

Tab. 7.6-4: Thermische Leistung der BE-Behälter bezogen auf den Zeitpunkt der Einlagerung.

Johnson et al. (2002).

Zeit nach Einlagerung [a]	0	10	100	1000	1×10^4
Wärmeleistung [W] UO_2	1490	1280	522	120	28
Wärmeleistung [W] MOX/UO_2	1500	1330	696	177	39

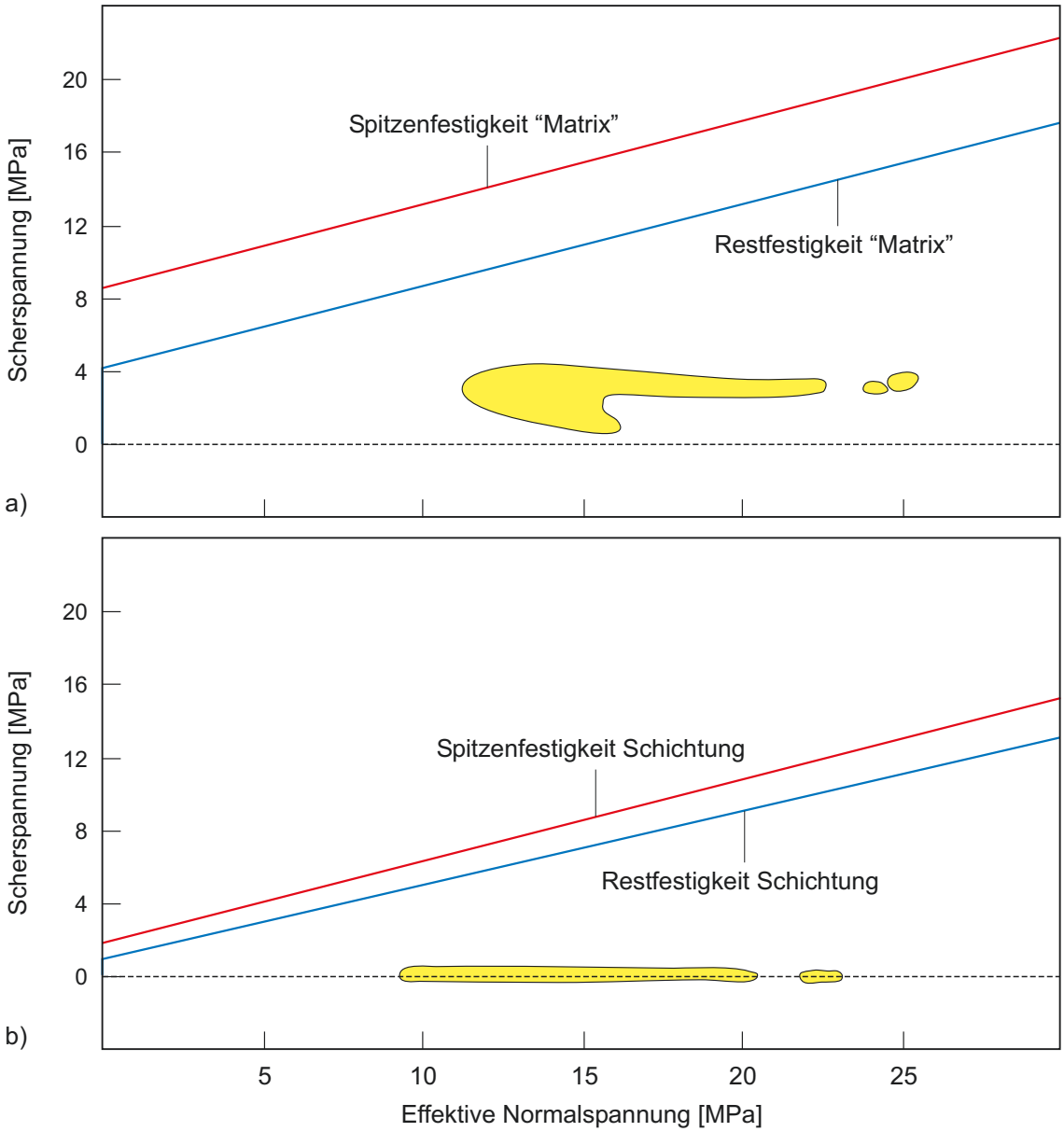


Fig. 7.6-3: Normal-/Scherspannungsdiagramm für den Zeitpunkt von 100 Jahren nach Einbringen der Abfallbehälter im Vergleich mit der Festigkeit des Opalinustons (Spitzen- und Restfestigkeit).

Die Festigkeitsparameter sind dem linearen Mohr-Coulomb-Modell aus Kap. 5.7.4 entnommen.

a) Resultate für die "Matrix". b) Resultate für die Schichtung.

Bei den Berechnungen wurde ein zweidimensionales Modell verwendet und die Brennelemente als Linienquellen simuliert. Da die Behälter mit einem Zwischenraum von ca. 3 m eingelagert werden, führt dies zum Problem, dass die Leistung bei der Linienquelle verschmiert werden muss, um die richtige Gesamtwärmeleistung zu simulieren. In diesem Fall wird aber die Temperatur direkt am Behälter wegen des Verschmierens zu klein und führt zu einer Unterschätzung der Temperatur im Stollenumfeld. Aus diesem Grund wurde ein zweites Modell genutzt, bei dem davon ausgegangen wird, dass die Behälter ohne Zwischenraum eingelagert werden.

Dadurch wird zwar das Stollenumfeld besser simuliert, die Gesamtwärmeleistung jedoch viel zu hoch angesetzt. Dieser Fall bildet somit eine sehr konservative Abschätzung für die thermische Belastung des Fernfelds.

Resultate der THM-Modellierung

In keinem der betrachteten Fälle, auch bei der konservativen Annahme der thermischen Leistungen, kommt es zu einer Riss- oder Bruchbildung. Die berechneten Porenwasserdrücke erreichen maximal 3.5 MPa, während die maximalen thermisch induzierten Spannungen ungefähr 8 MPa betragen. Der maximale Porenwasserüberdruck ist bei diesen numerischen Resultaten im Vergleich zu den oben angegebenen analytischen Abschätzungen geringer, da berücksichtigt wird, dass das Verfüllmaterial (Bentonit) ungesättigt ist, sich eine Drucksenke im Bereich des Lagerstollens während der Betriebsphase aufgebaut hat und das Wasser aufgrund des Druckgradienten fliessen kann.

Betrachtet man die für das mechanische Verhalten des Opalinustons wichtigen effektiven Spannungen, so zeigt sich, dass sich die effektiven Normalspannungen vergrössern, da die Totalspannung stärker ansteigt als der Porenwasserdruck. Die deviatorischen Spannungen bleiben aber gleich gross, was bedeutet, dass sich der aktuelle Spannungszustand von den Grenzzustandsbedingungen entfernt und sich nicht annähert. Figur 7.6-3a zeigt für den Zeitpunkt 100 Jahre die aktuellen Normal- und Scherspannungen. Betrachtet man die ebenfalls eingezeichneten Grenzzustandsbedingungen (Spitzen- und Restfestigkeiten), so wird klar, dass es zu keiner Festigkeitsüberschreitung und damit zu keiner Riss- oder Bruchbildung im Fernfeld kommen kann.

Es zeigt sich zusätzlich, dass selbst die reduzierte Festigkeit durch die Schichtung zu keinen Diskontinuitäten führen kann (Fig. 7.6-3b). Dies ist alleine schon durch die subhorizontale Lage der Schichtung gegeben. Da wegen dieser Geometrie die Hauptspannungen nahezu senkrecht oder parallel zur Schichtfläche stehen, gehen die Scherspannungen auf diesen Flächen gegen Null, und es kann zu keinen Diskontinuitäten entlang dieser Flächen kommen.

Aus der berechneten Belastungssituation kann ebenfalls gefolgert werden, dass der thermische Puls nicht ausreicht, potenziell existierende Störungen zu reaktivieren.

7.6.4 Temperatureffekte durch die Einlagerung wärmeproduzierender Abfälle: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Aus analytischen Betrachtungen und numerischen Untersuchungen des durch das Lager thermisch beeinflussten Wirtgesteins wird geschlossen:

- Die Temperatur des lagerinduzierten Wärmepulses überschreitet am Kontakt Bentonit/Wirtgestein mit max. 95 °C unwesentlich die Temperatur, welche der Opalinuston im Verlauf seiner Versenkungsgeschichte (85 °C) bereits erfahren hat.
- Wegen der im Vergleich zur kretazischen Versenkung geringen Zeitdauer des durch das Lager verursachten Wärmepulses hat dieser keine merklichen Auswirkungen auf die reaktiven Bestandteile des Opalinustons. Es ist weder mit Illitisierung von Smektitlagen noch mit Quarz-Zementation oder Reifung des organischen Materials zu rechnen. Dies wird auch durch Analogstudien an natürlichen Bentonitvorkommen bestätigt.
- Oxidationsreaktionen werden infolge des Wärmepulses zwar beschleunigt, bleiben aber quantitativ bedeutungslos. Die Verschiebung geochemischer Gleichgewichte und der Porenwasserzusammensetzung ist gering und nach Abklingen des Wärmepulses reversibel.

- Die grösste Störung infolge des Temperaturpulses ist die transiente Erhöhung des Porenwasserdrucks und der Totalspannungen im Wirtgestein. Der Porenwasser-Überdruck wird einerseits durch Wasserverdrängung, andererseits durch die folgende Temperaturerniedrigung wieder abgebaut.
- Die maximal zu erwartenden Porenwasser-Überdrücke von ca. 7 MPa und Totalspannungen von 8 MPa führen ausserhalb des Einflussbereichs der Stollen weder zur Bildung noch Reaktivierung von Diskontinuitäten.
- Die Porosität des Opalinustons und damit die Permeabilität bleibt nahezu unverändert. Irreversible Deformationen oder thermische Konsolidierung sind ausserhalb der Auflockerungszone der Lagerstollen nicht zu erwarten, da das Gebirge bereits Temperaturen bis ca. 85 °C während seiner Versenkungsgeschichte über lange Zeiträume ausgesetzt war.
- Im Stollenumfeld und speziell in der Auflockerungszone wird der Temperaturpuls für weitere Desintegration sorgen, die zur schnelleren Homogenisierung und Aufsättigung der Auflockerungszone beiträgt. Die Grösse der Auflockerungszone wird kaum von den Auswirkungen des Temperaturpulses betroffen. Sollten sich erhöhte 'Kriechraten' durch den Temperaturpuls ergeben, so bewirken sie ebenfalls eine Homogenisierung der Auflockerungszone.

7.7 Akkumulation und Ausbreitung von Korrosions- und Degradationsgasen

Nach dem Verschluss des Tiefenlagers ist in den verfüllten Lagerbereichen mit dem Entstehen von Korrosions- und Degradationsgasen zu rechnen. Das erwartete Gesamtgasvolumen liegt in der Grössenordnung von mehreren 10^7 m^3 (STP) für BE/HAA und ca. 5×10^5 m^3 (STP) in den LMA-Tunneln (Nagra 2002c). Wegen der geringen Permeabilität des Wirtgesteins können in den Lagerstollen bzw. -tunneln erhöhte Gasdrücke entstehen, die das Langzeitverhalten des Lagersystems beeinflussen könnten. Ein Porenwasser-Überdruck in den Lagerbereichen als Folge der Gasentwicklung bewirkt ein Verdrängen von Porenwasser, verbunden mit einem erhöhten Porenwasserfluss in das intakte Wirtgestein bzw. in die verfüllten Untertagebauwerke (vgl. Kap. 7.8). Bei extremen Überdrücken könnten die Eigenschaften des Wirtgesteins beeinflusst werden: Experimentelle Untersuchungen im Felslabor Mont Terri haben gezeigt, dass sich im Opalinuston sowohl die hydraulische Durchlässigkeit (vgl. Kap. 5.8) als auch die Transportkapazität für Gas (Kap. 5.9) unter hohem Fluiddruck aufgrund hydro-mechanischer Prozesse vorübergehend erhöht; nach Rückkehr zu hydrostatischen Porenwasserdruckverhältnissen wurde allerdings keine bleibende Veränderung der Gesteinseigenschaften beobachtet.

Die in Kapitel 5.9 beschriebenen gasspezifischen Transporteigenschaften des Opalinustons bilden eine wesentliche Grundlage für die Diskussion der Gasausbreitung. Eine umfassende Analyse der Ausbreitungsprozesse ist allerdings nur möglich, wenn auch die Gasakkumulation in den verfüllten Untertagebauwerken und die wechselseitige Beeinflussung der verschiedenen Gasfliesspfade berücksichtigt wird. Die Problemstellung wurde daher im Sinne einer integralen Betrachtung der Gasausbreitung von den Lagerstollen bis zum Austritt der Gasphase in folgende Teilaspekte zerlegt:

- Analyse der Gasfliesspfade von den Lagerbereichen (BE/HAA und LMA) bis zur Wirtgesteinsgrenze,
- Modellrechnungen zum Druckaufbau in den BE/HAA-Lagerstollen und in den LMA-Tunneln,
- Bewertung der Gasausbreitung und Herleitung von Ausbreitungsvarianten.

Die Modellrechnungen zum Druckaufbau in den Lagerbereichen und zur Gasausbreitung sind in Poppei et al. (2002) zusammengefasst. Sicherheitsrelevante Aspekte zum Lagerkonzept (Auslegung von Versiegelungszonen, hydraulische Eigenschaften der Verfüllmaterialien) und die Gasgenerationsraten für BE/HAA und LMA sind in Nagra (2002b und c) beschrieben. Darüber hinaus wird in Nagra (2002b) die Bedeutung der Gasbildung für die Langzeitsicherheit analysiert.

7.7.1 Gasfliesspfade

Die Ausbreitung der in den Lagerstollen und -tunneln akkumulierten Gase stellt einen komplexen Vorgang dar, der neben den gasspezifischen Transporteigenschaften des Wirtgesteins massgeblich durch das Lagerkonzept und die zu erwartenden Gasgenerationsraten beeinflusst wird (Nagra 2002b und c). Gemäss Lagerkonzept ist die Gasausbreitung für BE/HAA bzw. LMA wegen der räumlichen Trennung der Lagerstollen separat zu betrachten. Darüber hinaus hat die Dimensionierung der Untertagebauwerke und ihre Orientierung bezüglich des regionalen Spannungsfelds einen wichtigen Einfluss auf die Auflockerungszonen im Lagerumfeld. Auch die Versiegelungsstrecken stellen in Bezug auf die Gasausbreitung wirkungsvolle Barrieren dar, die zur vorübergehenden Akkumulation der Gase in den verfüllten Stollen beitragen können. In Figur 7.7-1 sind die potenziellen Ausbreitungspfade für BE/HAA und LMA schematisch dargestellt. Im Rahmen der Analyse der Ausbreitungsvorgänge wird für beide Abfallkategorien der Gasfliesspfad gemäss Tabelle 7.7-1 in folgende relevante Abschnitte unterteilt: Verfüllte Lagerstollen und -tunnel, Auflockerungszonen im Stollen- und Tunnelumfeld, Versiegelungsstrecken, verfüllte Betriebs- und Zugangsstollen, Wirtgestein und Rahmengesteine (Wedelsandstein, Neuhauser Störung und Malm). Die Bedeutung der verschiedenen Ausbreitungspfade wird im Folgenden erörtert.

LMA-Lagertunnel (LMA-1)

Die LMA-Lagertunnel (LMA-1) mit einer Länge von jeweils 100 m werden mit Zementmörtel verfüllt; die Gesamtporosität der Verfüllung wird gemäss Nagra (2002b) mit 0.24 angegeben. Es wird von der vereinfachenden Annahme ausgegangen, dass diese Porosität für Gas praktisch uneingeschränkt zugänglich ist (d.h. residuale Wassersättigung $S_{wr} = 0$). Bei der Entstehung von erhöhten Gasdrücken kann daher praktisch das gesamte Porenwasser aus den verfüllten LMA-Tunneln ausgepresst werden. In den beiden Lagertunneln steht somit für die Speicherung des produzierten Gases ein Porenvolumen von ca. 2'000–3'000 m^3 zur Verfügung. Ein zusätzliches Speichervolumen für das im LMA-Lagerbereich produzierte Gas stellt der LMA-Betriebstunnel dar, der durch das LMA-Versiegelungssystem abgeschlossen wird (ca. 5'000–8'000 m^3).

BE/HAA-Lagerstollen

In den BE/HAA-Lagerstollen sind die zylindrischen Abfallgebinde von einer ca. 0.6 m mächtigen Bentonit-Barriere umgeben. Der Bentonit besitzt zwar eine relativ hohe Porosität von ungefähr 0.4 ($0.45 \geq n \geq 0.36$, Nagra 2002b); nach der Aufsättigung des Bentonits ist allerdings nur ein geringer Anteil dieser Porosität für den Gastransport zugänglich. Es wird erwartet, dass sich bei möglicher Korrosion der Abfallbehälter lokal so grosse Gasdrücke ausbilden, dass das gebildete Gas vorzugsweise radial in die Auflockerungszone des Stollenumfelds entweicht. Die konzeptuelle Beschreibung der Gasausbreitung in Bentonit ist zentraler Forschungsschwerpunkt im Rahmen des GAMBIT-Clubs (z.B. Swift et al. 2000).

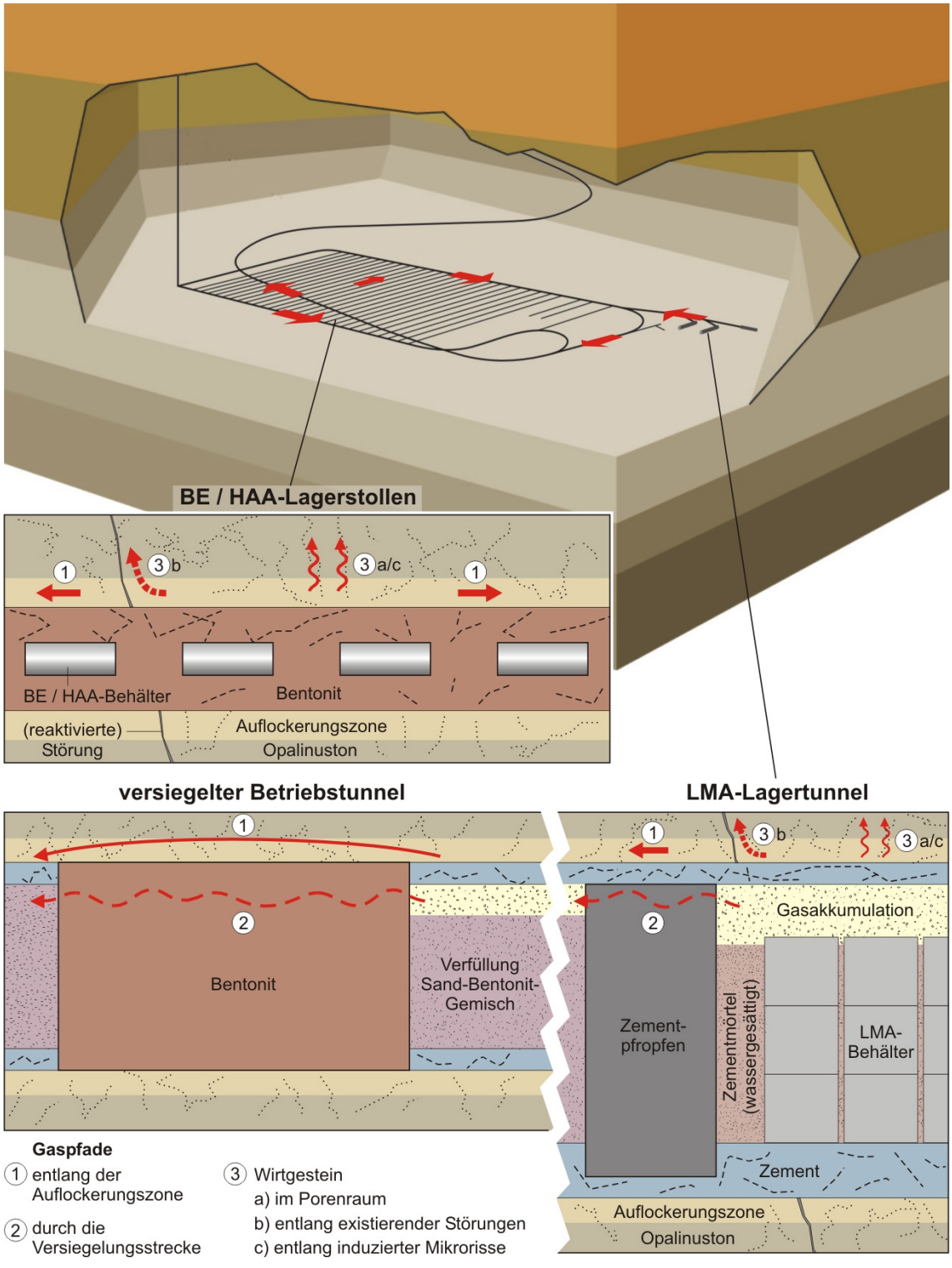


Fig. 7.7-1: Potenzielle Ausbreitungspfade der in den BE/HAA-Lagerstollen bzw. in den LMA-Lagertunneln akkumulierten Degradations- und Korrosionsgase.

Ein wichtiger Faktor für den Gasdruckaufbau in den LMA-Tunneln ist der Gaspfad durch bzw. um das Versiegelungssystem. Zugangstunnel sowie Bau- und Betriebstunnel stellen ein potenzielles Speichervolumen für Gas dar.

Tab. 7.7-1: Potenzielle Gasfliesspfade und ihre Bedeutung für die Ausbreitung der in den Lagerstollen generierten Korrosions- und Degradationsgase.

Gasfliesspfad	**Relevant für**	
	LMA	**BE / HAA**
Lagerstollen bzw. -tunnel	- Speichervolumen / Gasakkumulation	- nicht relevant
Auflockerungszone(n)	- Axiale Gasausbreitung - Speichervolumen / Gasakkumulation	- Axiale Gasausbreitung (- Speichervolumen)
Versiegelungszonen (inkl. Abschlussbauwerk und Schacht)	- Effektive Gasbarriere bis zum Erreichen eines kritischen Gasdrucks (Schwellendruck für dilatanzgesteuerte Gasausbreitung)	
Verfüllte Betriebs- und Bautunnel / zentraler Bereich	- Gasakkumulation / Speichervolumen	
Wirtgestein	- Gasakkumulation und visko-kapillare Gasausbreitung im mikroskopischen Porenraum - Ausbreitung entlang induzierter Mikrorisse (dilatanzgesteuerte Gasausbreitung) - Visko-kapillare und / oder dilatanzgesteuerte Ausbreitung entlang existierender Störzonen	
Wedelsandstein-Formation / Neuhauser Störung / Malm	- Gasakkumulation und laterale Ausbreitung im geklüfteten Porenraum der Wedelsandstein-Formation - Vertikal nach oben gerichtete Gasausbreitung entlang der Neuhauser Störung - Übertritt in den Malm-Aquifer und laterale Ausbreitung zum nächsten Exfiltrationsgebiet - Austrag in die Biosphäre	

Auflockerungszonen

Nach erfolgter Aufsättigung und Konvergenz der Untertagebauwerke ist die hydraulische Durchlässigkeit der Auflockerungszone infolge Selbstabdichtungsprozesse nur noch geringfügig höher als die des intakten Wirtgesteins (vgl. Kap. 7.4). Es wird angenommen, dass die Auflockerungszone aus zwei Bereichen besteht, deren Ausdehnung vom örtlichen Stollenradius und von der Orientierung der Stollenachse zur horizontalen Hauptspannungsrichtung abhängt (vgl. Tab. 7.3-4 und 7.8-1). Die geschätzte Durchlässigkeit der inneren Auflockerungszone liegt bei 1×10^{-12} m/s und ist damit eine Grössenordnung höher als die schichtparallele Komponente der Durchlässigkeit des intakten Wirtgesteins (Tab. 7.4-1). Der K-Wert der äusseren Auflockerungszone wird auf 5×10^{-13} m/s geschätzt. Es ist zu erwarten, dass der Gaseintrittsdruck in den beiden Auflockerungszonen deutlich geringer ist als der Eintrittsdruck des intakten Wirtgesteins. Anhaltspunkte liefert die von Davies aufgestellte empirische Beziehung zwischen intrinsischer Permeabilität und Gaseintrittsdruck (Fig. 5.9-5). Darüber hinaus kann man davon ausgehen, dass im Bereich der Auflockerungszone die Festigkeit des Wirtgesteins herabgesetzt ist. Bei entsprechenden Gasdrücken können daher dichte Klüfte der Auflockerungszone reaktiviert werden. Solche reaktivierten Klüfte besitzen eine von der effektiven Normalspannung abhängige Risstransmissivität (Fig. 5.8-7). Bei der Rückkehr zu hydrostatischen Bedingungen

schliessen sie sich weitgehend durch mechanische bzw. chemo-osmotische Selbstabdichtungsprozesse (Kap. 5.8.5 und 5.8.6).

Für das in den LMA-Lagertunneln akkumulierte Gas stellt die Auflockerungszone eine Vergrösserung des effektiven Tunnelquerschnitts dar, wodurch v.a. die für das Gas zugängliche Eintrittsfläche ins ungestörte Wirtgestein vergrössert wird. In den BE/HAA-Lagerstollen kommt der Auflockerungszone eine zweite Funktion zu – sie dient als möglicher Fliesspfad zur Abführung der an den einzelnen Abfallgebinden generierten Korrosionsgase. Es ist möglich, dass sich das lokal angesammelte Gas in axialer Richtung ausbreitet und einen mehr oder weniger kontinuierlichen Gaspfad entlang der Auflockerungszone bildet (Fig. 7.7-1). Die Länge dieses Fliesspfads beträgt mehrere hundert Meter. Wie in den LMA-Tunneln vergrössert die Auflockerungszone den effektiven Stollenquerschnitt, sodass die Gasausbreitung über das Wirtgestein und die axiale Ausbreitung als gleichwertige Gaspfade zu behandeln sind.

Versiegelungszonen (inklusive Abschlussbauwerk und Ventilationsschacht)

Die Lagerzonen werden mit mehreren Bentonitpfropfen verschlossen (Fig. 7.7-1 und 7.8-1). Die Länge dieser Bentonitpfropfen ist gemäss aktuellem Lagerkonzept ≥ 10 m (Nagra 2002b). Darüber hinaus wird das Tiefenlager gegenüber dem Wedelsandstein durch ein Abschlussbauwerk separiert, dessen Länge ≥ 40 m ist. Auch der Schacht wird über die gesamte Wirtgesteinseinheit versiegelt. Es ist geplant, einen Teil der inneren Auflockerungszone entlang der Versiegelungsstrecken auszuräumen. Die hydraulische Durchlässigkeit der Bentonitpfropfen ist vergleichbar mit dem Wirtgestein (Annahme 1×10^{-13} m/s, Nagra 2002b). Es ist zu erwarten, dass die Versiegelungszonen praktisch gasundurchlässig sind, bis der Gasdruck den Schwellendruck für dilatante Gasausbreitung überschreitet (geschätzter Wert ca. 14–15 MPa, vgl. Kap. 5.9.4).

Verfüllte Betriebs- und Bautunnel, zentraler Bereich

Voraussichtlich werden Betriebs- und Bautunnel sowie der zentrale Bereich nach der Betriebsphase mit Sand-Bentonitgemischen verfüllt werden (Nagra 2002b). Porosität, hydraulische Durchlässigkeit und die Gasdurchlässigkeit des Verfüllmaterials sind wesentlich grösser als im Wirtgestein bzw. in der Auflockerungszone (vgl. Tab. 7.8-1). In Bezug auf die Gasausbreitung stellen diese Bereiche ein beträchtliches Speichervolumen dar. Bei einer angenommenen Porosität des Verfüllmaterials von 0.4 und einer geschätzten residualen Wassersättigung von $S_{wr} = 0.5$ liegt der in den Betriebs- und Bautunneln sowie dem zentralen Bereich zur Verfügung stehende totale Porenraum in der Grössenordnung von einigen 10'000 m^3.

Wirtgestein

Für die Ausbreitung einer Gasphase im Wirtgestein (vgl. Kap. 5.9) sind grundsätzlich folgende Ausbreitungspfade denkbar: (i) das mikroskopische System der Makro-, Meso- und Mikroporen, (ii) existierende Störungen und (iii) mikroskopische Risse, die infolge des Gasdrucks neu entstanden sind (*pathway dilation*). Die Entstehung von makroskopischen Zugrissen wird aufgrund der geringen Gasgenerationsraten ausgeschlossen (vgl. Diskussion in Kap. 5.9).

Im mikroskopischen Porenraum des Wirtgesteins breitet sich das Gas, bedingt durch die Gesteinsanisotropie, vorzugsweise entlang der Schichtung aus. Dieser Gaspfad ist in zweierlei Hinsicht von Bedeutung, nämlich als Speichervolumen und als potenzieller Fliesspfad bei der Umströmung der Versiegelungszonen. Die porosimetrische Charakterisierung des Wirtgesteins liefert eine physikalische Porosität von 0.12, wovon ca. 20–30 % der Kategorie der Makroporen zugerechnet werden (Tab. 5.4-5). Diese Makroporen können praktisch in vollem Umfang zur

Speicherung und zum Transport einer Gasphase beitragen, sofern sie ein verbundenes Netzwerk darstellen (Annahme: Residuale Gassättigung $S_{gr} = 0.0$, vgl. auch Kap. 5.9.1). Eine residuale Wassersättigung ≤ 0.5 erscheint aufgrund der in Kapitel 5.9.2 zusammengefassten Labor- und In-situ-Experimente plausibel. Legt man in horizontaler Richtung eine hydraulische Durchlässigkeit von 1×10^{-13} m/s zugrunde, so ist nach der Davies-Beziehung ein Gaseintrittsdruck von ca. 5 MPa zu erwarten. Zweiphasenflussprozesse sind daher ein durchaus realistischer Mechanismus zur Abführung der in den Lagerstollen generierten Gase.

Im Opalinuston des Zürcher Weinlands zeichnen sich geologische Störungen nicht durch erhöhte Wasserführung aus. Es ist allerdings denkbar, dass solche Störungen durch hohe Gasdrücke reaktiviert werden und dann als bevorzugte Fliesspfade zur Abführung der in den Lagerstollen produzierten Gase beitragen könnten. Das Deformationsverhalten des Opalinustons in Verbindung mit dem relativ langsamen Gasdruckaufbau in den Lagerstollen schliesst die Entstehung makroskopischer Zugrisse aus (vgl. Diskussion in Kap. 5.9). Vielmehr ist zu erwarten, dass die Reaktivierung der Störungen und die damit verbundene Gasausbreitung im Gleichgewicht mit der Gasgenerationsrate steht. Reaktivierte Störungen sind insbesondere als potenzieller Gasfliesspfad zum Wedelsandstein von Bedeutung, als Speichervolumen sind sie hingegen irrelevant.

Wenn der Gasdruck in den Lagerbereichen den Schwellendruck für dilatante Gasausbreitung überschreitet (geschätzter Wert: 13–15 MPa im ungestörten Wirtgestein, 14–15 MPa entlang steilstehender Störungen), bilden sich mikroskopische Rissstrukturen, die die Gastransportkapazität des Gebirges markant erhöhen können (Kap. 5.9). Im Rahmen der Sicherheitsanalyse wurden numerische Modelle zur Beschreibung der dilatanzgesteuerten Gasausbreitung entwickelt (Nagra 2002b).

Wedelsandstein, Neuhauser Störung und Malm

Der Wedelsandstein ist hinsichtlich der Gasausbreitung nicht charakterisiert worden. Die geologisch-hydrogeologischen Befunde weisen ihn jedoch als eigenständige hydrogeologische Einheit aus, in der eine begrenzte Wasserführung entlang von Klüften und Störungen möglich ist. Die hydraulisch wirksame Mächtigkeit des Wedelsandsteins wird mit ca. 5 m angenommen. Aus den Ergebnissen der hydrodynamischen Modellierungen ($K_{ws} = 1 \times 10^{-10}$ m/s) lässt sich eine äquivalente hydraulische Durchlässigkeit von ca. 5×10^{-10} m/s ableiten. Eine solche Durchlässigkeit korrespondiert mit einem Gaseintrittsdruck von 0.2 MPa. Bei einer möglichen Akkumulation von Gasen im Wedelsandstein ist also damit zu rechnen, dass sich geringfügige Überdrücke bilden werden, bevor die Gasphase sich entlang der wasserführenden Systeme des Wedelsandsteins ausbreiten kann. Die angenommene Fliessporosität des Wedelsandsteins liegt bei 0.001 und die Distanz zum Exfiltrationsgebiet beträgt ca. 25 km (vgl. Tab. 9.4-4).

Es ist allerdings möglich, dass die laterale Gasausbreitung im Wedelsandstein unterbrochen wird, wenn die Gasphase die Neuhauser Störung erreicht (geschätzte laterale Transportpfadlänge ca. 1 km). Falls die Störung eine erhöhte hydraulische Durchlässigkeit besitzt (Annahme: $K_{NH} = 1 \times 10^{-8}$ m/s), kann das Gas in Lösung oder als freie Gasphase entlang der Neuhauser Störung in den Malm-Aquifer übertreten und schliesslich in die Quartärschotter unterhalb des Rheinfalls bei Neuhausen exfiltrieren (Kap. 6.5).

7.7.2 Modellrechnungen zum Gasdruckaufbau in den LMA- und BE/HAA-Lagerbereichen

Im Hinblick auf das Verständnis des Gasdruckaufbaus und der Gasausbreitungsprozesse im Umfeld der Lagerstollen erscheint es nicht sinnvoll, ein detailgetreues numerisches Gastransportmodell des Tiefenlagers zu erstellen. Der Schwerpunkt der Modellrechnungen im Rahmen der Geosynthese liegt vielmehr auf der Eingabelung des Spektrums der möglichen Gasausbreitungsvarianten mit den konkreten Fragestellungen:

- Muss bei den erwarteten Gasgenerationsraten mit Überdrücken in den LMA-Lagertunneln bzw. BE/HAA-Lagerstollen gerechnet werden, die zur dilatanzgesteuerten Gasausbreitung im Wirtgesteins führen können?
- In welchem zeitlichen Rahmen wird der Gasdruckaufbau in den Lagertunneln/-stollen erfolgen, und welches sind neben der Gasgenerationsrate die massgeblichen Einflussgrössen?

Zur Abklärung der Fragen wurden mit Hilfe eines numerischen Zweiphasenflussmodells Sensitivitätsanalysen durchgeführt (Poppei et al. 2002). Als Gastransportmechanismen wurden viskokapillarer Zweiphasenfluss und advektiver Transport von gelöstem Gas berücksichtigt; die Rechnungen wurden mit dem Zweiphasenfluss-Simulator TOUGH2 (Pruess 1991) durchgeführt. Eine gasdruckabhängige intrinsische Permeabilität als Folge mikroskopischer Rissausbreitung (*pathway dilation*) wurde nicht eingeführt; die Modellierungen stellen daher pessimistische Abschätzungen des Gasdruckaufbaus dar. Es wurden vereinfachte, vertikalebene Modellgeometrien mit volumentreuem, quadratischem Stollenquerschnitt verwendet (vgl. auch Kap. 7.4.1). Die zeitliche Entwicklung des Gasdruckaufbaus wurde mit den abfallspezifischen Gasgenerationsraten jeweils für einen einzelnen LMA-1-Lagertunnel bzw. für eine Reihe paralleler BE/HAA-Lagerstollen simuliert. Als Vergleichsfälle wurden die in Kapitel 7.4.1 erwähnten Rechenfälle RAL1 und RAH1 herangezogen (Porenwasser-Druckentwicklung nach Verschluss der LMA-Tunnel bzw. BE/HAA-Lagerstollen ohne Berücksichtigung der Gasentwicklung). Die Bandbreite der Gasgenerationsraten umfasste realistische und konservative Schätzwerte. Für LMA wurde eine variable Gasgenerationsrate angenommen – der über einen Zeitraum von 10'000 a berechnete Mittelwert variiert zwischen 0.05 und 0.15 m^3 (STP)/a pro Meter Stollenlänge (Poppei et al. 2002). Für die hochaktiven Abfälle wurde mit einer konstanten Gasgenerationsrate gerechnet. Als realistisch wird eine Rate von 0.04 m^3 (STP)/a pro m Stollenlänge angesehen (Nagra 2002b); der konservative Wert liegt bei 0.4 m^3 (STP)/a pro m Stollenlänge. Tabelle 7.7-2 gibt einen Überblick über das Spektrum der Modellparameter.

Da die Parameterstudien zu verteidigbaren Abschätzungen des Gasdrucks in den LMA- und BE/HAA-Lagerbereichen führen sollten, wurde eine Reihe von pessimistisch-konservativen Annahmen getroffen:

- Der Prozess der dilatanzgesteuerten Gasausbreitung wird nicht berücksichtigt. Im Rahmen der Experimente im Mont Terri wurde nachgewiesen, dass durch mikroskopische Rissbildung die Gastransportkapazität signifikant erhöht werden kann (vgl. Kap. 5.9).
- Es werden neben den realistischen auch konservative Schätzwerte für die Gasgenerationsraten in den BE/HAA- und LMA-Lagerbereichen verwendet.
- In den Rechnungen wird nur die radiale Abführung des Gases über das Wirtgestein berücksichtigt. Gasakkumulation und Transport entlang der Auflockerungszone in die verfüllten Untertagebauwerke wird nicht simuliert, obwohl diesem Gaspfad aufgrund der erhöhten Permeabilität der Auflockerungszone eine erhebliche Bedeutung zukommt.
- Auch die erhöhte Porosität der Auflockerungszone (vgl. Kap. 7.4) wird in den Modellrechnungen nicht berücksichtigt.

Tab. 7.7-2: Simulation des Gasdruckaufbaus in den LMA-Lagertunneln und BE/HAA-Lagerstollen: Spektrum der Modellparameter für die Sensitivitätsanalysen.

Modellparameter	**Parameterwerte**
Referenzfall (entspricht den Fällen RAL1 und RAH1 in Kap. 7.4.1)	
Wirtgesteinseigenschaften	
- Intrinsische Permeabilität des Wirtgesteins[1]	1×10^{-20} m^2
- Gaseintrittsdruck	5 MPa
- Porosität	0.12
- Parameter-Modell (Zweiphasenfluss)	van Genuchten (n = 2)
- Residuale Wassersättigung	0.5
- Residuale Gassättigung	0.0
- Spezifischer Speicherkoeffizient[2]	3×10^{-6} m^{-1}
Wichtige Zustandsgrössen (Bezug: Lagerebene – 650 m u. GOK)	
- Porenwasserdruck	6.5 MPa
- Magnitude der minimalen Hauptspannungskomponente	15 MPa
Rechenfälle LMA	
RGL1K	- Gasgeneration setzt sofort nach Lagerverschluss ein; - mittlere Gasgenerationsrate (konservativ): 0.15 m^3 Gas (STP)/(m Lagertunnel a)
RGL2R	- Gasgeneration setzt ein, nachdem der Lagertunnel zu 50 % wassergesättigt ist - mittlere Gasgenerationsrate (realistisch): 0.05 m^3 Gas (STP)/(m Lagertunnel a) (alle anderen Parameter entsprechend RGL1)
RGL3R	- Gasgeneration setzt ein, nachdem der Lagertunnel vollständig gesättigt ist; (alle anderen Parameter entsprechend RGL2)
RGL4K	- Gasgeneration setzt ein, nachdem der Lagertunnel vollständig gesättigt ist; (alle anderen Parameter entsprechend RGL1)
Rechenfälle BE / HAA	
RGH1R	- Gasgeneration setzt ein, nachdem der Lagerstollen zu 50 % wassergesättigt ist - Einfluss der Wärmeproduktion auf die Viskosität und den Porenwasserdruck wird nicht berücksichtigt - Gasgenerationsrate (realistisch): 0.04 m^3 Gas (STP)/(m Lagerstollen a)
RGH1K	- Gasgenerationsrate (konservativ): 0.4 m^3 Gas (STP)/(m Lagerstollen a) (alle anderen Parameter entsprechend RGH1R)
RGH2K	- Einfluss der Wärmeproduktion wird berücksichtigt (alle anderen Parameter entsprechend RGH1K)
RGH3K	- Gasgeneration setzt ein, nachdem der Lagerstollen zu 80 % gesättigt ist (alle anderen Parameter entsprechend RGH2)
RGH4K	- Gasgeneration setzt ein, nachdem der Lagerstollen vollständig gesättigt ist - Modifizierte Zweiphasenflussparameter des Bentonits (alle anderen Parameter entsprechend RGH3)
RGH5K	- Reduzierte Permeabilität (2×10^{-21} m^2) und erhöhter Gaseintrittsdruck (21 MPa) (alle anderen Parameter entsprechend RGH3)
RGH6R	- Gasgenerationsrate (realistisch): 0.04 m^3 Gas (STP)/(m Lagerstollen a) (alle anderen Parameter entsprechend RGH5)

[1] Entspricht dem empfohlenen k_h-Wert (Gasausbreitung erfolgt vorzugsweise parallel zur Schichtung).

[2] Pessimistischer Wert in Bezug auf die Gasdruckentwicklung (Überschätzung des Gasdrucks).

Die Ergebnisse der Modellrechnungen repräsentieren daher ein Spektrum von eher pessimistischen Varianten zum Gasdruckaufbau in den Lagerbereichen. Dementsprechend ist damit zu rechnen, dass realistischere Modellannahmen (z.B. erhöhte Porosität und axialer Gastransport in der Auflockerungszone) zu einer markanten Verringerung des Gasdruckaufbaus führen.

Gasdruckaufbau in den LMA-Lagertunneln

Ohne Berücksichtigung der Gasproduktion ist zu erwarten, dass sich die Porenwasserdrücke nach dem Verschluss der LMA-Lagertunnel in einem Zeitraum von mehreren Tausend bis zehntausend Jahren an die ungestörten Porenwasserdruckverhältnisse angleichen (Kap. 7.4.1). Gemäss Rechenfall RAL1 ist diese Angleichung nach ca. 5'000 Jahren praktisch abgeschlossen (Beachte: Unter Berücksichtigung der gesamten Lagergeometrie ist mit einer wesentlich längeren Angleichsphase zu rechnen (Fig. 7.4-2). Figur 7.7-2a zeigt die zeitliche Entwicklung des Gasdruckaufbaus für die in Tabelle 7.7-2 aufgeführten Rechenfälle RAL1 sowie RGL1K–RGL4K. Es ist zu erkennen, dass der Gasdruck selbst im Fall der erhöhten Gasgenerationsraten deutlich unterhalb der Magnitude der minimalen Hauptspannungskomponente bleibt (ca. 15 MPa). Bezogen auf die ungestörten Porenwasserdruckverhältnisse werden maximale Überdrücke von ca. 3 MPa erwartet. Falls die Gasproduktion sofort mit dem Beginn der Aufsättigung einsetzt (Rechenfall RGL1K), führt die erhöhte Kompressibilität der teilgesättigten Lagertunnel zu einer gewissen Abfederung des Gasdruckanstiegs. Im Rechenfall RGL4K wird als Extremvariante angenommen, dass die Gasproduktion erst nach vollständiger Sättigung einsetzt. Zusätzlich wird mit einer erhöhten Gasgenerationsrate gerechnet. Der Gasdruck steigt zwar innerhalb von wenigen hundert Jahren auf einen Maximalwert von ca. 9.5 MPa an, anschliessend ist jedoch ein langsamer Druckabfall erkennbar. Dieser Druckabfall zeigt, dass die Menge an produziertem Gas selbst in diesem Extremfall durch die Verdrängung des Porenwassers sowie die Abführung der Gasphase im Rahmen von Zweiphasenflussprozessen kompensiert wird.

Die Rechenfälle mit realistischer Gasproduktionsrate (RGL2G und RGL3G) führen zu geringfügigen Überdrücken < 1 MPa.

Gasdruckaufbau in den BE/HAA-Lagerstollen

Nimmt man den in Kapitel 7.4.1 beschriebenen Rechenfall RAH1 als Referenzfall, so ist im Umfeld der BE/HAA-Lagerstollen nach ca. 5'000 Jahren mit einer Angleichung an ungestörte Porenwasserdruckverhältnisse zu rechnen. In den Rechenfällen RGH1R und RGH1K (Tab. 7.7-2) wird angenommen, dass die Gasentwicklung in den BE/HAA-Lagerstollen einsetzt, sobald diese zur Hälfte aufgesättigt sind. Der Einfluss der Temperatur wird hingegen nicht berücksichtigt. Für die realistische Gasgenerationsrate (Fall RGH1R) werden nach ca. 1'000 Jahren hydrostatische Verhältnisse erwartet, und nach ca. 20'000 Jahren hat sich der Gasdruck bei ca. 8 MPa stabilisiert. Im Fall RGH1K (konservative Gasgenerationsrate) führt die Gasproduktion schon nach wenigen hundert Jahren zu Überdrücken in den Lagerstollen (Fig. 7.7-2b). Gegenüber dem Referenzfall ist der Gasdruck um ca. 4 MPa erhöht – eine Angleichung an die ungestörten Porenwasserdruckverhältnisse ist über zehntausende von Jahren nicht absehbar. Der Einfluss der Wärmeproduktion (Rechenfälle RGH2K–RGH4K) macht sich nur in den ersten tausend Jahren bemerkbar, danach gleicht sich die Porenwasserdruckentwicklung an den Verlauf des Rechenfalls RGH1K an. Auch die Variation der Zweiphasenflusseigenschaften des Bentonits (Fall RGH4K: erhöhte residuale Wassersättigung) macht sich bei der Gasdruckentwicklung kaum bemerkbar. Für die Fälle RGH1K–RGH4K stellen sich bei einem Gasdruck von ca. 10.5 MPa quasistationäre Verhältnisse ein, d.h. die Gasproduktionsrate ist mit der durch Zweiphasenflussprozesse bedingten Gasabführung im Gleichgewicht. Der Gasdruck erreicht zu keiner Zeit die Magnitude der minimalen Hauptspannung von ca. 15 MPa.

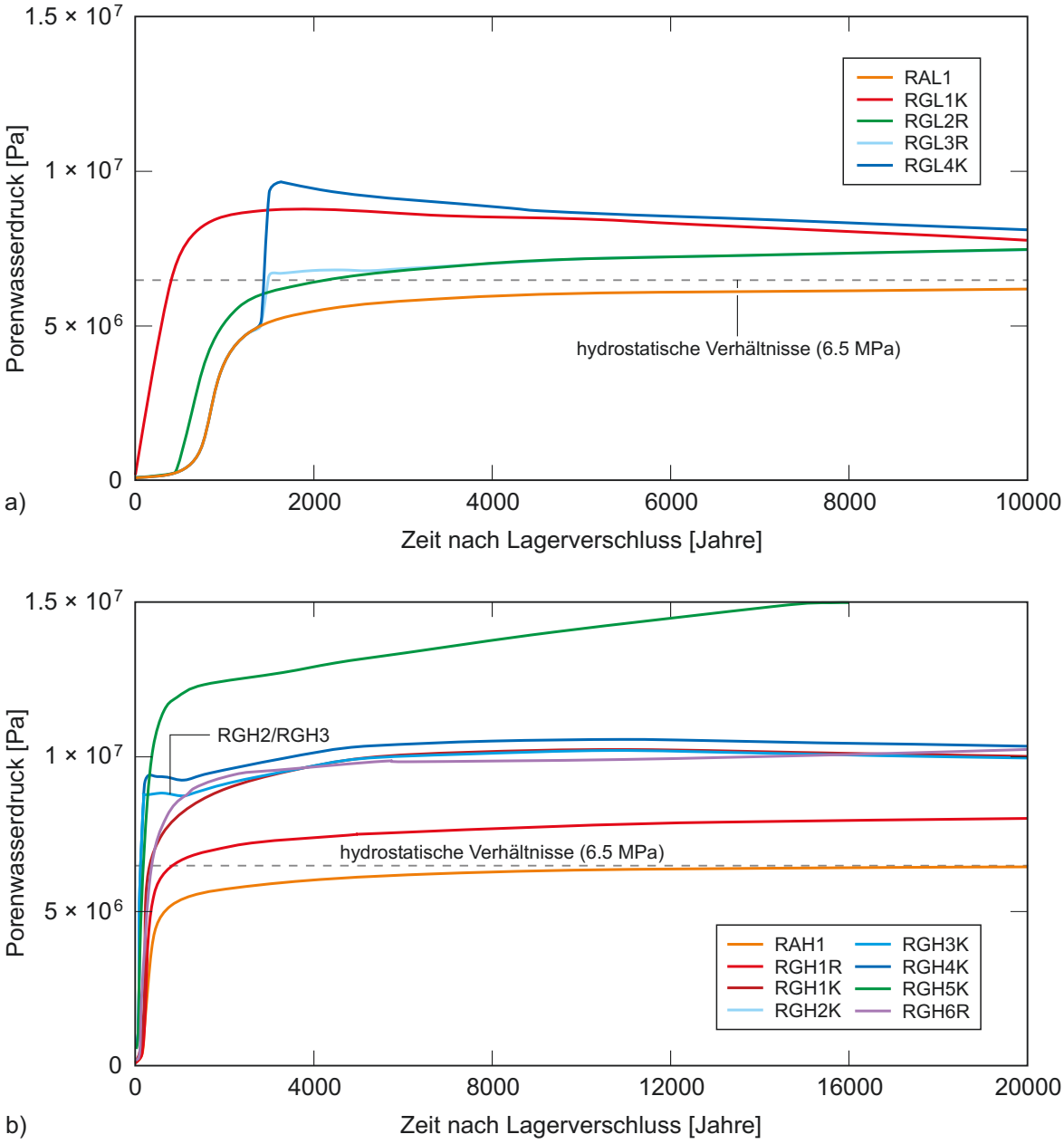


Fig. 7.7-2: Zweiphasenflussmodellierungen des Gasdruckaufbaus in den LMA- und BE/HAA-Lagerbereichen.

a) Rechenfälle RAL1, RGL1K–RGL4K zur Gasdruckentwicklung in einem LMA-Lagertunnel.

b) Rechenfälle RAH1, RGH1R–RGH6R zum Gasdruckaufbau in einer Reihe paralleler BE/HAA-Lagerstollen.

In den Fällen RGH5K und RGH6R wird eine geringe Permeabilität des Wirtgesteins in Verbindung mit einem sehr hohen Gaseintrittsdruck angenommen. Diese Parameterkombination führt dazu, dass im Fall RGH5K (konservative Gasgenerationsrate) nach ca. 15'000 Jahren in den Lagerstollen ein Gasdruck von 15 MPa erreicht wird. Bei solchen Gasdrücken ist damit zu rechnen, dass das Gas infolge von Mikrorissbildung entlang der Versiegelungsstrecken bzw. entlang der Schichtung in die verfüllten Bau- und Betriebsstollen durchbrechen wird. Auch die Reakti-

vierung von dichten Störungen ist möglich. Die in Kapitel 5.9-4 vorgestellten Überschlagsrechnungen zur Transportkapazität (vgl. Fig. 5.9-6b) deuten an, dass bei einem Gasdruck von 15 MPa der axiale Gasfluss entlang der Versiegelungsstrecken nicht unerheblich zur Abführung des Gases beiträgt (geschätzter Fluss ca. 0.1–1 $m^3/(m^2\ a)$ STP über den gesamten Querschnitt der äusseren Auflockerungszone). Wegen des extrem langsamen Druckaufbaus kann die Entstehung von makroskopischen Zugrissen (*Gasfracs*) ausgeschlossen werden.

Für die realistische Gasgenerationsrate (RGH6R) wird in den Lagerstollen nach 20'000 Jahren ein stabiler Gasdruck von ca. 11 MPa erwartet, d.h. das produzierte Gas wird quasi-stationär durch Zweiphasenflussprozesse abgeführt.

7.7.3 Bewertung des Kenntnisstands zur Gasausbreitung

Die Akkumulation und Ausbreitung der in den Lagerbereichen gebildeten Korrosions- und Degradationsgase gehört zu denjenigen Prozessen, die das Langzeitverhalten des Tiefenlagers am nachhaltigsten beeinflussen könnten. Ursache hierfür sind einerseits die grossen Mengen an produziertem Gas; es wird für BE/HAA mit einer Gesamtmenge von mehreren $10^7\ m^3$ (STP) und für LMA mit ca. $5 \times 10^5\ m^3$ (STP) Gas gerechnet. Andererseits ist auch die lange Zeitspanne der Gasproduktion zu berücksichtigen, die auf mehrere hunderttausend Jahre geschätzt wird (Nagra 2002b). Die zur Gasausbreitung beitragenden Transportmechanismen hängen in komplexer Weise von den hydraulischen Wirtgesteinseigenschaften, vom Porenwasserdruck und den Gebirgsspannungen sowie vom Gasdruck in den Lagerstollen bzw. -tunneln ab (vgl. Kap. 5.9). Als weiterer erschwerender Aspekt kommt die wechselseitige Beeinflussung der Gaspfade im Umfeld des Tiefenlagers hinzu. Aufgrund dieser Wechselwirkung ist es angebracht, das System der möglichen Gasausbreitungsvarianten zu definieren und zu diskutieren. Die Bewertung des Kenntnisstands zur Gasausbreitung umfasst daher zwei Aspekte:

- Schlussfolgerungen aus den standortbezogenen Datengrundlagen und aus den Modellrechnungen,
- Definition der als wahrscheinlich erachteten Gasausbreitungsvarianten.

Bewertung der Datengrundlagen und Schlussfolgerungen aus den Modellrechnungen

Alle standortbezogenen Untersuchungen weisen darauf hin, dass der Opalinuston schon bei relativ geringen Gasdrücken eine nicht zu vernachlässigende Gastransportkapazität besitzt (vgl. Kap. 5.9). Bei den in der Bohrung Benken und im Felslabor Mont Terri durchgeführen In-situ-Gasinjektionstests lagen die gemessenen spezifischen Gasflüsse typischerweise in der Grössenordnung von 10^{-5} bis $10^{-8}\ m^3/(m^2\ s)$ STP (Tab. 5.9-3), was einem spezifischen Gasfluss von 0.05 bis 50 $m^3/(m^2\ a)$ STP entspricht. Die in Kapitel 5.9 erwähnten Leckraten aus Gaslagerstätten in der Nordsee liegen in der Grössenordnung von 1 $m^3/(m^2\ a)$ STP. Aus den Gasgenerationsraten (Tab. 7.7-2) lassen sich ebenfalls spezifische Gasflüsse ableiten (Gasgenerationsrate pro m^2 Stollenoberfläche). Legt man die realistischen bzw. konservativen Gasgenerationsraten zugrunde, so ergibt sich für die BE/HAA-Lagerstollen ein entsprechender spezifischer Fluss von ca. 0.005 bzw. 0.05 $m^3/(m^2\ a)$ STP. Verglichen mit den Gasinjektionstests und den Leckraten aus natürlichen Gaslagerstätten sind die spezifischen Flüsse zum Teil um mehrere Grössenordnungen geringer. Auch wenn der Vergleich zwischen Gastests in Bohrungen und dem Gasdruckaufbau in Lagerstollen aufgrund möglicher Skaleneffekte nur eingeschränkt möglich ist, so sind diese Resultate zumindest qualitativ als Hinweis zu werten, dass die in den Modellrechnungen verwendeten Annahmen die tatsächlichen Gastransportraten im Opalinuston eher unterschätzen und folglich den Gasdruckaufbau in den Lagerstollen tendenziell überschätzen. Insbesondere ist in diesem Zusammenhang der Prozess der dilatanzgesteuerten Gasausbreitung

zu erwähnen: Bei In-situ-Experimenten im Mont Terri wurde für hohe Gasinjektionsdrücke eine Erhöhung der "intrinsischen" Permeabilität um etwa eine halbe Grössenordnung beobachtet (Kap. 5.9.2). Nach der Rückkehr zu hydrostatischen Verhältnissen fiel die Permeabilität wieder auf den Ausgangswert ab.

Die Modellrechnungen zeigen, dass der Gasdruckaufbau in den Lagerstollen bzw. -tunneln über einen Zeitraum von mehreren Tausend Jahren erfolgt. Neben der Gasgenerationsrate bestimmt v.a. die Permeabilität des Opalinustons das zeitliche Verhalten des Gasdruckaufbaus. Beginnt die Gasproduktion in den Lagerbereichen schon während der Aufsättigungsphase, so wird der Gasdruckaufbau wegen der grösseren Kompressibilität tendenziell verlangsamt. In den BE/ HAA-Lagerstollen führt die Wärmeentwicklung wegen der Erniedrigung der Viskosität (d.h. Erhöhung der hydraulischen Durchlässigkeit um einen Faktor 2–3) und der thermo-hydraulisch bedingten Erhöhung des Porenwasserdrucks zu einer beschleunigten Aufsättigung verbunden mit einem ausgeprägten Gasdruckmaximum. Im Rahmen der Sensitivitätsstudien wurden in den Lagerbereichen in einem einzigen Fall Gasdrücke simuliert, die an die Magnitude der minimalen Hauptspannung heranreichen: Nur für die Parameterkombination einer geringen intrinsischen Permeabilität in Verbindung mit einem hohen Gaseintrittsdruck und einer konservativen Gasgenerationsrate führen die Zweiphasenflussmodellierungen zu einem Gasdruck in den BE/HAA-Lagerstollen, der den Wert der minimalen Hauptspannung (15 MPa) erreicht. Mit der Annahme, dass der Gastransport ausschliesslich durch Zweiphasenfluss und Diffusion erfolgt, werden die Gasdrücke deutlich überschätzt, da schon wesentlich unterhalb der minimalen Hauptspannung das Gas infolge von Dilatanz (Mikrorissbildung) entlang der Versiegelungszonen in die verfüllten Untertagebauwerke des zentralen Bereichs durchbrechen kann (geschätzter Wert für den Schwellendruck bei dilatanzgesteuerter Gasausbreitung ca. 13 MPa).

Eine Schädigung der Versiegelungszonen und des Wirtgesteins ist auszuschliessen, da der Druckaufbau in den Lagerbereichen extrem langsam erfolgt (drainierende Bedingungen). Dieser langsame Druckaufbau führt in der unmittelbaren Umgebung der Untertagebauwerke zur Verringerung der mittleren Effektivspannung und damit zur lokalen Entfestigung des Gebirges. Mögliche Bruchvorgänge infolge des erhöhten Gasdrucks beschränken sich daher auf die Zone erniedrigter Effektivspannung im unmittelbaren Umfeld der Untertagebauwerke. Makroskopische Zugrisse können nicht entstehen (vgl. Diskussion in Kap. 5.9).

Mögliche Gasausbreitungsvarianten

Im Folgenden werden mögliche Gasausbreitungsvarianten für die beiden Abfallkategorien LMA und BE/HAA definiert. Anhand dieser Varianten wird das derzeitige Verständnis der Ausbreitungsprozesse beleuchtet, und es werden die Datengrundlagen für eine quantitative Behandlung der Fragestellung bereitgestellt. Die verschiedenen Varianten sind in Tabelle 7.7-3 zusammengestellt. Es ist selbstverständlich, dass auch Kombinationen der einzelnen Varianten auftreten können. Tabelle 9.4-7 enthält eine Übersicht über relevante Parameter zu den verschiedenen Gaspfaden.

- *Variante LMA-V1 (Gasakkumulation in LMA-Lagertunneln):* Kernpunkt dieser Variante ist die Annahme, dass die gesamte in den LMA-Lagertunneln produzierte Gasmenge im Lagerbereich gespeichert werden kann. Der durch die Gasproduktion verursachte Druckaufbau bewirkt die Verdrängung des Porenwassers aus den LMA-Lagertunneln. Praktisch das gesamte Porenvolumen der LMA-Tunnel ist auf diese Weise für die Gasphase zugänglich und kann zur Gasspeicherung dienen, ohne dass die Gasdrücke zu irreversiblen Deformationen im Gebirge führen (d.h. die Dilatanz- bzw. Bruchgrenze des Gebirges wird nicht erreicht). Insbesondere reichen die Gasdrücke nicht aus, um einen Gaspfad durch das Versiegelungssystem am Zugang zum LMA-Lagerbereich zu schaffen. Langfristig wird das

gespeicherte Gas durch Advektion von gelöstem Gas und Zweiphasenflussprozesse abgeführt, und der Gasdruck in den Tunneln nimmt ab.

- *Variante LMA-V2 (Gasakkumulation im zentralen Bereich des Lagers):* Zusätzlich zu dem in den LMA-Lagertunneln durch Porenwasser-Verdrängung geschaffenen Porenvolumen trägt auch das Wirtgestein zur Speicherung des Gases bei. Es erscheint plausibel, dass sich im Wirtgestein durch visko-kapillare Verdrängungsprozesse ein Gassaum bilden wird, der sich über die gesamte Mächtigkeit der LMA-Tunnel (inklusive Auflockerungszone) erstreckt und sich entlang der Schichtung ausbreitet. Die schichtparallele Ausbreitung erfolgt auch entlang des Versiegelungssystems (angenommene Länge 10 m), das den LMA-Lagerbereich vom zentralen Bereich des Tiefenlagers trennt. Neben Zweiphasenflussprozessen können auch dilatanzgesteuerte Gasausbreitungsmechanismen zum Durchbruch der Gasphase in die verfüllten Tunnel des zentralen Bereichs beitragen. Der Gasdurchbruch führt zu einer markanten Abnahme des Gasdrucks in den LMA-Tunneln. Gleichzeitig ist zu erwarten, dass sich der Gassaum im Stollenumfeld verkleinern wird.
- *Variante LMA-V3 (Gasdurchbruch in den Wedelsandstein):* Nach einem möglichen Durchbruch am Versiegelungssystem des LMA-Lagerbereichs wird das Gas im zentralen Bereich des Tiefenlagers gespeichert. Es ist möglich (insbesondere in Kombination mit der Variante BE/HAA-V1), dass dieser Porenraum nicht ausreicht, um das produzierte Gas zu speichern. In einem solchen Fall ist mit einer weiteren Gasausbreitung entlang des ca. 40 m langen Abschluss-Versiegelungssystems und entlang der Rampe zu rechnen, bis das Gas schliesslich in den Wedelsandstein eintritt. Der Gasaustritt im Wedelsandstein ist in der Variante BE/HAA-V2 beschrieben.
- *Variante BE/HAA-V1 (Gasabfuhr über Bau- und Betriebstunnel):* Der Ablauf gliedert sich in fünf Phasen. In der ersten Phase akkumuliert das Gas in den BE/HAA-Lagerstollen und wird entlang der Auflockerungszone in den Bau- bzw. Betriebsstollen abgeführt. Dort sammelt sich die Gasphase unter steigendem Druck an und verdrängt gleichzeitig das Porenwasser. Im Wirtgestein bildet sich sowohl entlang der Lagerstollen als auch entlang von Bau- und Betriebstunnel ein Gassaum. Wie im Fall der zweiten LMA-Variante ist bei entsprechendem Gasdruck schliesslich mit einem Durchbruch der Gasphase entlang der BE/HAA-Versiegelungssysteme zu rechnen – das Gas strömt in den zentralen Bereich des Tiefenlagers, akkumuliert dort und verdrängt das Porenwasser aus den verfüllten Stollenabschnitten (Phase 3, vgl. Tab. 7.7-3). Während sich im zentralen Bereich sukzessive der Gasdruck erhöht, vergrössert sich der durch Zweiphasenflussprozesse gebildete Gassaum im Wirtgestein. In erster Näherung ist damit zu rechnen, dass die laterale Ausdehnung dieses Gassaums der Länge des Abschluss-Versiegelungssystems von 40 m entspricht. Sobald schliesslich am Abschluss-Versiegelungssystem der Gasdurchbruch in den Wedelsandstein erfolgt ist, fällt der Gasdruck in den Untertagebauwerken mehr oder weniger rasch ab. Das Gas sammelt sich im Wedelsandstein und wird mobil, sobald der Gaseintrittsdruck des Gebirges überschritten ist. Die laterale Gasausbreitung im Wedelsandstein erfolgt radial vom Lagergebiet weg, bis schliesslich das Exfiltrationsgebiet der Formation erreicht wird. Alternativ ist auch ein Übertritt der Gasphase entlang der Neuhauser Störung in den Malm denkbar.
- *Variante BE/HAA-V2 (Gasabfuhr durch Dilatanz entlang von steilstehenden Störungen):* In dieser Variante erfolgt die Gasabfuhr nicht über die Untertagebauwerke, sondern über steilstehende Störungen. Durch die Gasdrücke in den Lagerstollen werden geologische Störungen reaktiviert. Das Gas "kriecht" entlang dieser Störungen in den Wedelsandstein und nimmt von dort aus seinen Weg zum Exfiltrationsgebiet. In diesem Fall entfällt ein Grossteil der Gasakkumulation im Wirtgestein und in den verfüllten Untertagebauwerken.
- *Variante BE/HAA-V3 (Gasabfuhr ausschliesslich über das Wirtgestein):* Dem Fall liegt die Annahme zugrunde, dass das Gas duch eine Kombination aus klassischem Zweiphasenfluss

und dilatanzgesteuerter Gasausbreitung über das Wirtgestein abgeführt werden kann. Die Gasausbreitung erfolgt zuerst entlang der Schichtung. Der Porenwasserdruck erreicht im Stollenumfeld den Schwellendruck für dilatante Gasausbreitung. Es entstehen Mikrorisse (vorwiegend entlang der Schichtflächen). Der durch Dilatanz neu geschaffene Porenraum steht nicht nur zur Speicherung des Gases zur Verfügung, sondern er verstärkt auch die Transportkapazität des visko-kapillaren Zweiphasenflusses (Ausbreitung in vertikaler Richtung).

Tab. 7.7-3: Gasausbreitungsvarianten für das in den Lagerstollen produzierte Gas.

Wegen der räumlichen Trennung der Lagerbereiche für LMA und BE/HAA werden die Gasausbreitungsvarianten für die beiden Abfallgruppen unabhängig voneinander behandelt.

LMA-Gasausbreitungsvarianten		
LMA-V1: Gas-akkumulation in LMA-Tunneln	Phase 1	Gasdruckaufbau und Verdrängung des Porenwassers aus den LMA-Tunneln (Lager- und Betriebstunnel). Das zum Verschluss des LMA-Lagers vorgesehene Versiegelungssystem wird als perfekte Barriere angenommen. Die Gasphase bleibt in den LMA-Tunneln eingeschlossen und wird durch Advektion / Diffusion (gelöstes Gas) und Zweiphasenfluss (klassischer Zweiphasenfluss und/oder *pathway dilation*) über das Wirtgestein abgeführt. Die Auflockerungszone um die Tunnel blidet zusätzliches Speichervolumen.
LMA-V2: Gas-akkumulation im zentralen Bereich	Phase 1	Gasdruckaufbau und Verdrängung des Porenwassers aus den LMA-Tunneln (vgl. Variante LMA-V1 / Phase 1). In dieser Phase breitet sich das Gas vorwiegend horizontal über die gesamte Tunnelhöhe (inkl. AUZ) im Rahmen von Zweiphasenfluss im Wirtgestein aus (Annahme: ca. 10 m Eindringtiefe)
	Phase 2	Entweichen des Gases durch Umströmen des LMA-Versiegelungssystems. Das Gas strömt an dem 10 m langen Bentonit-Dichtungselement entlang und füllt den Porenraum im zentralen Bereich des Tiefenlagers. Der Gas-Druckabfall in den LMA-Tunneln führt zu einer Verkleinerung des Gassaums, der sich in der Umgebung der LMA-Tunnel gebildet hat. Die Gasphase bleibt in den verfüllten Untertagebauwerken eingeschlossen und wird allenfalls durch Advektion/Diffusion (gelöstes Gas) und Zweiphasenfluss über das Wirtgestein abgeführt.
LMA-V3: Gasdurchbruch in die Wedelsandstein-Formation	Phasen 1 & 2	Weitgehend identisch mit Szenario LMA-V2. Im zentralen Bereich steht allerdings nicht genügend Porenraum zur Verfügung, um das Gas zu speichern, und es baut sich ein Gasdruck auf.
	Phase 3	Entweichen des Gases durch Umströmen des 40 m langen Abschluss-Versiegelungssystems. Das Gas entweicht in die Wedelsandstein-Formation (Diskussion der Gasausbreitung im Wedelsandstein: s. Variante BE/HAA-V2)

Tab. 7.7-3: (Fortsetzung)

BE/HAA-Gasausbreitungsvarianten		
BE/HAA-V1: Gasabfuhr über Bau- und Betriebs-tunnel	Phase 1	Bildung eines Gaspfads entlang der AUZ aus den BE/HAA-Lagerstollen in Bau- bzw. Betriebstunnel (die in den Lagerstollen angebrachten Versiege-lungssysteme werden umströmt). Die zum Verschluss des BE/HAA-Lagers vorgesehenen Versiegelungssysteme in den Bau- und Betriebstunneln bilden eine wirkungsvolle Barriere. In dieser Phase breitet sich das Gas horizontal über die gesamte Stollenhöhe (inkl. AUZ) im Rahmen von Zweiphasenfluss (klassischer Zweiphasenfluss und/oder *pathway dilation*) im Wirtgestein aus (Annahme: ca. 10 m Eindringtiefe).
	Phase 2	Entweichen des Gases durch Umströmen der BE/HAA-Versiegelungs-strecken. Das Gas umströmt die 10 m langen Bentonit-Dichtungselemente und füllt den Porenraum im zentralen Bereich des Tiefenlagers. Der Gas-Druckabfall in den BE/HAA-Lagerstollen führt zu einer Verkleinerung des Gassaums, der sich in der Umgebung der BE/HAA-Lagerstollen gebildet hat.
	Phase 3	Gasdruckaufbau im zentralen Bereich und Verdrängen des Porenwassers aus den verfüllten Untertagebauwerken. Das Abschluss-Versiegelungssystem bildet eine wirkungsvolle Gasbarriere. In dieser Phase breitet sich das Gas im gesamten Bereich des Tiefenlagers im Rahmen von Zweiphasenfluss im Wirtgestein aus (Annahme: ca. 40 m Eindringtiefe).
	Phase 4	Entweichen des Gases durch Umströmen des Abschluss-Versiegelungssys-tems. Das Gas umströmt das 40 m lange Bentonit-Dichtungselement und strömt in den Wedelsandstein. Der Gas-Druckabfall im gesamten Tiefenlager führt zu einer Verkleinerung des Gassaums in der Umgebung der Untertage-bauwerke.
	Phase 5	Akkumulation und Ausbreitung der Gasphase im Wedelsandstein. Nach Überschreiten des Gaseintrittsdrucks breitet sich das Gas im Wedelsandstein konzentrisch aus. Übertritt in den Malm via Neuhauser Störung ist möglich.
BE/HAA-V2: Gasabfuhr über intaktes Wirtgestein und Störungen	Phase 1	Gasdruckaufbau und Verdrängen des Porenwassers entlang der AUZ aus den BE/HAA-Lagerstollen in Bau- bzw. Betriebstunnel (vgl. Variante BE/HAA-V1 / Phase 1). Visko-kapillarer Zweiphasenfluss im intakten Wirtgestein.
	Phase 2	Entweichen des Gases durch Öffnen einer steilstehenden Störung. Das Gas bricht direkt in die Wedelsandstein-Formation durch. Zusätzlicher Beitrag durch Freisetzung über das intakte Wirtgestein (visko-kapillerer Zweiphasen-fluss).
	Phase 3	Akkumulation und Ausbreitung der Gasphase im Wedelsandstein (vgl. Variante BE/HAA-V1 / Phase 5). Der Gas-Druckabfall im gesamten Tiefen-lager führt zu einer Verkleinerung des Gassaums in der Umgebung der Unter-tagebauwerke.
BE/HAA-V3: Gasabfuhr über intaktes Wirtgestein	Phase 1	Gasdruck- und Porenwasserdruckaufbau im Umfeld der BE/HAA-Lagerstol-len. Überschreiten des Schwellendrucks für dilatanzgesteuerte Gasausbrei-tung und Mikrorissbildung vorwiegend horizontal entlang der Schichtung.
	Phase 2	Gasspeicherung in den durch Dilatanz geschaffenen Porenräumen. Gleich-zeitig mit dem Fortschreiten der Rissausbreitung in horizontaler Richtung erfolgt advektiver Transport von gelöstem Gas sowie Zweiphasenfluss in vertikaler Richtung.

7.7.4 Akkumulation und Ausbreitung von Korrosions- und Degradationsgasen: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Die generellen Überlegungen in Kapitel 5 sowie die Modellrechnungen zur Ausbreitung der in den Lagerstollen gebildeten und akkumulierten Degradations- und Korrosionsgase ergeben folgendes Bild:

- Im LMA-Lagerbereich kann durch Verdrängen von Porenwasser aus den verfüllten Lagertunneln die gesamte generierte Gasmenge dauerhaft zurückgehalten werden, ohne dass mit exzessiven Gasdrücken gerechnet werden muss (Überdrücke < 3 MPa). Der maximale Gasdruck wird voraussichtlich erst nach mehreren Tausend Jahren erreicht. Durch Zweiphasenflussprozesse wird der Gasdruck in den Lagertunneln mit der Zeit abgebaut.
- Im BE/HAA-Lagerbereich ist nicht genug Porenraum verfügbar, um das produzierte Gas dauerhaft zurückzuhalten. Visko-kapillarer Zweiphasenfluss und/oder dilatanzgesteuerte Gasausbreitung sind die Mechanismen, die für die Abführung der Lagergase in die oberen Rahmengesteine in Frage kommen. Die Gasausbreitung im intakten Wirtgestein erfolgt vorzugsweise entlang der Schichtung.
- Für die erwarteten ("realistischen") Gasgenerationsraten (0.04 m^3 (STP)/a pro m Lagerstollen) ist die Transportkapazität des visko-kapillaren Zweiphasenflusses im Wirtgestein ausreichend, um das in den BE/HAA-Lagerstollen akkumulierte Gas abzuführen. In den Lagerbereichen werden moderate Überdrücke erwartet (Überdruck < 3 MPa). Gemäss Modellrechnungen werden die maximalen Gasdrücke nach mehreren Tausend Jahren erreicht.
- Bei unerwartet hohen ("konservativen") Gasgenerationsraten (0.4 m^3 (STP)/a pro m Lagerstollen) ist das Auftreten von dilatanzgesteuerten Gasausbreitungsmechanismen nicht auszuschliessen. Es ist mit höheren Gasdrücken zu rechnen (Überdruck 5–7 MPa). Die Gasausbreitung erfolgt präferenziell entlang der Auflockerungszone, die auch nach abgeschlossener Rückdeformation noch eine Schwächezone darstellt. Auch existierende Störungszonen repräsentieren bei höheren Gasdrücken potenzielle Gaspfade.
- Mit den verfüllten Betriebs- und Zugangstunneln stehen grosse Porenräume zur Verfügung, in denen das aus den BE/HAA-Lagerstollen bzw. LMA-Lagertunneln entwichene Gas zwischenzeitlich gespeichert werden kann, bevor es schliesslich seinen Weg in die oberen Rahmengesteine findet.

7.8 Einfluss des Tiefenlagers auf die Porenwasserbewegung im Wirtgestein

7.8.1 Relevanz und Zielsetzungen

Nach dem Verschluss des Tiefenlagers können die verfüllten Untertagebauwerke und die Auflockerungszonen mit potenziell erhöhter hydraulischer Durchlässigkeit die grossräumige Bewegung des Porenwassers im Wirtgestein gegenüber der ungestörten Situation (Kap. 6.4) verändern. Entlang der verfüllten Stollen ist allerdings nur dann ein erhöhter Wasserfluss zu erwarten, wenn in dieser Richtung ein hydraulischer Gradient vorhanden ist. Der durch die Potenzialverhältnisse in den Rahmengesteinen dominierte grossräumige Vertikalgradient kommt hierfür nicht in Frage, da er praktisch senkrecht zur Lagerebene wirkt. Als mögliche Ursachen für einen horizontalen hydraulischen Gradienten im Umfeld des Tiefenlagers sind folgende Prozesse zu nennen:

- Die Entwicklung von erhöhten Gasdrücken durch Korrosions- und Degradationsprozesse in den Lagerstollen,
- das Auspressen von Porenwasser durch Konvergenz der verfüllten Untertagebauwerke,
- die Dissipation von Porenwasser-Überdrücken im Wirtgestein und
- das Auspressen von Porenwasser durch Vergletscherung im Rahmen der geologischen Langzeitentwicklung (Kap. 8.5).

Die resultierenden Flüsse in den Stollen sowie der Austrag in den Wedelsandstein können im Rahmen von hydrodynamischen Modellierungen für verschiedene Modellvarianten abgeschätzt werden. Um ein umfassendes Bild vom Einfluss des Tiefenlagers auf die Porenwasserbewegung im Wirtgestein zu erhalten, werden die Rechenfälle systematisch ausgewertet:

- Abschätzung des axialen Flusses in verschiedenen Stollenquerschnitten für die untersuchten Fälle,
- Quantifizierung der Austräge in den Wedelsandstein,
- Analyse der Fliesspfade, ausgehend von den Lagerstollen bis zum Erreichen des Wedelsandsteins,
- Abschätzung der effektiven Fliesspfadlängen im Wirtgestein.

Grundlage für die Modellierungen der Porenwasserbewegung im Umfeld des Tiefenlagers bildet das hydrodynamische Lokalmodell (Kap. 6.4). Die Konzeptualisierung und Parametrisierung der hydrogeologischen Einheiten wird übernommen. Die Rechenfälle RF4 (Überdrücke im Wirtgestein) und RF8 (inverse Modellierung der K-Werte im Wedelsandstein und Malm – Dogger-Mergel) werden als Referenzfälle für die Grundwasserzirkulation ohne Einfluss des Tiefenlagers herangezogen (Tab. 6.4-2). Die Modellrechnungen zum Einfluss des Tiefenlagers auf die Porenwasserbewegung im Wirtgestein sind in Kuhlmann & Marschall (2002) dokumentiert.

7.8.2 Modellaufbau und Rechenfälle

Modellaufbau und hydraulische Parameter des Lagerumfelds

Zur Modellierung der Porenwasserbewegung im Umfeld des Tiefenlagers wurden die Untertagebauwerke entsprechend dem derzeitigen Lagerkonzept (Nagra 2002a) diskretisiert und in das Finite-Elemente-Netz des lokalen hydrogeologischen Modells integriert (Kuhlmann &

Marschall 2002). Dabei wurde in Bezug auf die Bauwerke ein hoher Detaillierungsgrad angestrebt (Fig. 7.8-1). Die Untertagebauwerke mit ihren unterschiedlichen Ausbruchsprofilen wurden als Röhrensegmente dargestellt, deren Querschnittsfläche jeweils den Vorgaben des Lagerkonzepts entspricht. Jedes dieser Röhrensegmente folgt der im Lagerkonzept festgelegten Linienführung und ist von einer zweischaligen Auflockerungszone umgeben. Das resultierende hydrodynamische Modell mit Untertagebauten besteht aus ca. 50'000 finiten Elementen mit knapp 200'000 Knoten.

Die hydrogeologischen Parameter und Randbedingungen entlang der Untertagebauten variieren je nach Rechenfall. Während der Betriebsphase bleiben die Stollen-Elemente zunächst "leer" und erhalten Atmosphärendruck als Randbedingung. Wird die anschliessende Aufsättigungsphase simuliert (Kap. 7.4), werden die Randbedingungen eliminiert und die hydrogeologischen Parameter und Anfangsbedingungen entsprechend der geplanten Verfüllung eingesetzt. Die hydraulische Durchlässigkeit der unmittelbaren Stollenumgebung richtet sich nach der jeweils durchfahrenen hydrogeologischen Einheit. Im Bereich der Rahmengesteine und der Aquifere werden Zugangsrampe und Schacht gegenüber den jeweiligen hydrogeologischen Einheiten durch Einführung einer gering durchlässigen Zone abgedichtet, um den Drainageeffekt während der Bau- und Betriebszeit zu verringern. Im Wirtgestein wurde eine Auflockerungszone implementiert, die aus zwei Zonen mit unterschiedlicher Durchlässigkeit besteht. Die Radien der beiden Zonen (AUZ-1 und AUZ-2, Tab. 7.8-1) sind gemäss Tabelle 7.3-4 abhängig vom Querschnitt sowie von der Orientierung der jeweiligen Untertagebauwerke gegenüber der horizontalen Hauptspannungsrichtung σ_H. Als K-Werte der zweischaligen Auflockerungszone werden zwei verschiedene Parametersätze bereitgestellt: Während der Aufsättigungsphase ist aufgrund empirischer Befunde (Kap. 7.2) mit einer relativ hohen Durchlässigkeit zu rechnen, wogegen für die Modellierung des Langzeitverhaltens davon ausgegangen wird, dass die Durchlässigkeit der Auflockerungszone durch die Konvergenz der Stollen bzw. Selbstabdichtungsprozesse markant abnimmt. Die K-Werte sind dementsprechend gegenüber dem intakten Wirtgestein lediglich um ca. 1 Grössenordnung erhöht. Tabelle 7.8-1 gibt einen Überblick über die Geometrie und die hydraulischen Eigenschaften aller Lagereinbauten inklusive der Auflockerungszonen.

Schliesslich wurden Versiegelungszonen zum Verschluss der Lagerbereiche und ein Abschluss-Versiegelungssystem an der Basis des Wedelsandsteins implementiert (Fig. 7.8-1). Die Länge der Versiegelungszonen beträgt jeweils 10 m, das Abschluss-Versiegelungssystem misst 40 m. Der Schacht wurde ebenfalls über die gesamte Wirtgesteinsstrecke versiegelt. Alle Versiegelungsstrecken haben eine hydraulische Durchlässigkeit von 1×10^{-13} m/s. Im Rahmen der hydrodynamischen Modellierungen wird angenommen, dass entlang der Versiegelungsstrecken die gesamte innere Auflockerungszone ausgeräumt und mit Bentonit verfüllt wird. In diesem Zusammenhang soll darauf hingewiesen werden, dass die räumliche Anordnung der Versiegelungssysteme und die Auslegungsparameter (z.B. Länge der Versiegelungsstrecken, hydraulische Durchlässigkeit) nur eine der möglichen Varianten des endgültigen Versiegelungskonzepts repräsentieren (vgl. Nagra 2002b).

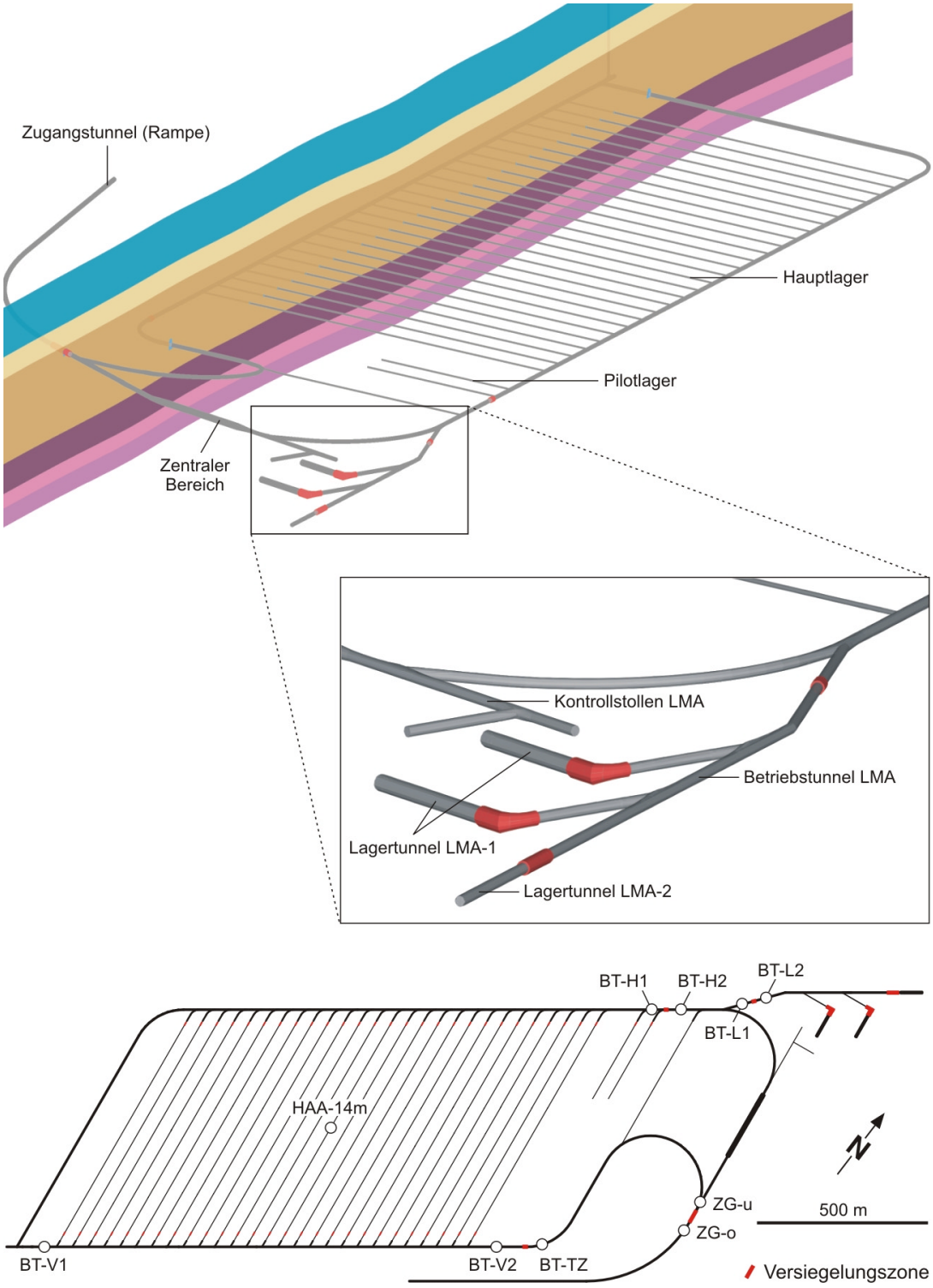


Fig. 7.8-1: Hydrodynamisches Modell zur Modellierung der hydraulischen Verhältnisse im Umfeld des Tiefenlagers.

a) 3D-Ansicht der Untertagebauwerke.

b) Grundriss des Lagers. Die gekennzeichneten Lokationen entsprechen den in Tabelle 7.8-3 erwähnten Querschnitten zur Ermittlung des spezifischen Flusses auf Lagerebene. Die Versiegelungsstrecken sind rot markiert.

Rechenfälle

Die Modellrechnungen zur Porenwasserbewegung im Wirtgestein unter dem Einfluss des Tiefenlagers umfassen einen Referenzfall und 10 Sensitivitätsrechenfälle. Die den Rechenfällen zugrunde liegenden Modellannahmen und Arbeitshypothesen werden in Kuhlmann & Marschall (2002) ausführlich beschrieben. Die Rechenfälle sind in Tabelle 7.8-2 aufgeführt und werden im Folgenden kurz begründet.

- Der stationäre *Referenzfall RLU0* beschreibt die Porenwasserbewegung im Umfeld des Tiefenlagers unter dem Einfluss eines grossräumigen Vertikalgradienten. Die Grundlage bildet der Rechenfall RF8 des lokalen Modells (Tab. 6.4-2). Das Lagerkonzept entspricht der Darstellung in Figur 7.8-1. Als hydraulische Eigenschaften der Lagereinbauten werden die Langzeitparameter der Tabelle 7.8-1 angenommen.
- Die Rechenfälle *RLU1, RLU11, RLU3, RLU4* und *RLU52* simulieren die Verdrängung des Porenwassers aus den BE/HAA- und LMA-Lagerbereichen durch einen erhöhten Porenwasserdruck im Inneren der Stollen und Tunnel. In den Lagerbereichen kann ein Porenwasser-Überdruck durch die Entwicklung von Korrosions- und Degradationsgasen (Kap. 7.7) oder durch eine glaziale Auflast (Kap. 8.5) entstehen. Für die Fälle RLU1 und RLU3 wird angenommen, dass der Porenwasserdruck in den Stollen und Tunneln bei 14 MPa liegt (Überdruck von 7.5 MPa gegenüber hydrostatischen Verhältnissen) – bei solchen Drücken ist mit dem Einsetzen von Dilatanzphänomenen im Bereich der Auflockerungszonen bzw. entlang den Versiegelungszonen zu rechnen (vgl. Kap. 5.9). Im Fall RLU4 wird ein etwas geringerer Überdruck von 4 MPa angenommen. Statt eines konstanten Überdrucks wird im Rechenfall RLU11 ein stationärer Fluss aus den Lagerstollen verwendet (Gesamtfluss 0.7 m^3/h aus den BE/HAA-Lagerstollen und 0.3 m^3/a aus dem LMA-Lagerbereich).
- Die Rechenfälle RLU1, RLU11 und RLU2 wurden als stationäres Problem definiert und stellen eine konservative Abschätzung des tatsächlich erwarteten Porenwasserflusses dar. Bei den instationären Fällen RLU3 und RLU4 wird dem Umstand Rechnung getragen, dass aus den Lagerbereichen nur ein begrenztes Volumen an Porenwasser ausgepresst werden kann (Annahme: 24 % des Volumens der LMA-Lagertunnel und 5 % des Volumens der BE/HAA-Lagerstollen, vgl. Kuhlmann & Marschall 2002).
- Die Rechenfälle *RLU5, RLU51 und RLU52* behandeln den Einfluss eines Porenwasser-Überdrucks im Wirtgestein auf die hydraulischen Verhältnisse im Lagerumfeld. Analog zum Rechenfall RF4 (Kap. 6.4) wird im Zentrum des Opalinustons ein Porenwasser-Überdruck von ca. 1 MPa angenommen. Dieser Überdruck bewirkt einen erhöhten Porenwasserfluss zu den Untertagebauwerken. Die Überdruckzone im Wirtgestein wird als stationär betrachtet, d.h. die zu erwartetende Dissipation des Porenwasser-Überdrucks im Wirtgestein wird nicht berücksichtigt. Die berechneten Flüsse im Tiefenlager bzw. an der Grenze zum Wedelsandstein stellen daher konservative Abschätzungen der zu erwartenden Flüsse dar.
- Bei den Rechenfällen *RLU01, RLU2 und RLU52* wird von der Annahme ausgegangen, dass die Verfüllung und Versiegelung der Untertagebauwerke den in Nagra (2002b) beschriebenen Eigenschaften nicht entspricht. Die inneren Versiegelungsstrecken (Versiegelungssysteme zum Verschluss der LMA- und BE/HAA-Lagerbereiche) sowie die Bentonitverfüllungen der BE/HAA-Lagerstollen besitzen eine erhöhte Durchlässigkeit von 5×10^{-12} m/s. Im Fall RLU02 fehlt das Abschluss-Versiegelungssystem und die K-Werte der Verfüllung im zentralen Bereich liegen bei 1×10^{-8} m/s (kein ordnungsgemässer Verschluss des Lagers), während die inneren Versiegelungsstrecken den vorgesehenen Eigenschaften entsprechen.

Tab. 7.8-1: Geometrie und hydraulische Eigenschaften der Lagereinbauten inklusive der zweischaligen Auflockerungszone.

Für die K-Werte der beiden Auflockerungszonen (AUZ-1, AUZ-2) wurden zwei verschiedene Parametersätze bereitgestellt: Markant erhöhte hydraulische Durchlässigkeit während der Wiederaufsättigungsphase (Sätt.) und geringfügig erhöhte K-Werte für die Modellierungen zum hydraulischen Langzeitverhalten (LZ).

Lagereinbauten	**Radius** [1] **[m]**			**K-Wert [m/s]**			**Speicherkoeffizient [m^{-1}]**			**Porosität [-]**
	Verfüllung	AUZ-1	AUZ-2	Verfüllung	AUZ-1 Sätt. / LZ	AUZ-2 Sätt. / LZ	Verfüllung	AUZ-1	AUZ-2	Verfüllung
	R	R1	R2	K	K1	K2	S	S1	S2	n
Zugangstunnel	3.4	4.4	7.5	5×10^{-11}	1×10^{-9} / 1×10^{-12}	1×10^{-12} / 5×10^{-13}	1×10^{-5}	1×10^{-5}	1×10^{-5}	0.4
Schacht	2.0	2.7	3.4	1×10^{-13}						
Zentraler Bereich	4.8	5.8	9.6	5×10^{-11}						
Betriebstunnel / Bautunnel	2.9	3.9	8.7	5×10^{-11}						
BE/HAA-Lagerstollen	1.25	1.95	2.125	1×10^{-13}						
LMA-Abzweiger	2.9	3.9	8.7	5×10^{-11}						
LMA-Lagertunnel	4.5	5.5	9.0	1×10^{-11}						0.24

[1] Für die hydraulischen Modellierungen wurde der effektive Radius gegenüber den nominalen Ausbruchsradien leicht modifiziert, um eine volumentreue Darstellung der Untertagebauwerke zu gewährleisten. Die Abweichungen zwischen den nominalen Ausbruchsradien gemäss Nagra (2002b) und den für die Modellierungen verwendeten effektiven Radien liegen bei < 10 %.

Tab. 7.8-2: Übersicht über die in den Rechenfällen RLU0–RLU52 verwendeten Modellparameter.

Referenzfall		
Rechenfall	**Beschreibung**	**Parameter**
Referenzfall RLU0	- Lagerkonzept gemäss Fig. 7.8-1 - Grossräumige Grundwasserzirkulation gemäss RF 8 / Kap. 6.4	- Eigenschaften der Lagereinbauten gemäss Tab. 7.8-1 (Langzeitparameter) - Eigenschaften der hydrogeol. Einheiten gemäss RF 8 (Tab. 6.4-2)
Sensitivitätsrechenfälle		
RLU01	- wie RLU0	- K-Werte der inneren Versiegelungsstrecken und der BE/HAA-Verfüllung: 5×10^{-12} m/s - andere Parameter wie RLU0
RLU02	- wie RLU0, jedoch Zugangstunnel hochpermeabel bis zu den Versiegelungsstrecken der Lagerbereiche (Abschluss-Versiegelungssystem fehlt)	- K-Werte der Verfüllung im zentralen Bereich / Zugangstunnel: 1×10^{-8} m/s - andere Parameter wie RLU0
RLU1	- LMA-Tunnel und BE/HAA-Stollen: stationärer Überdruck von 7.5 MPa	- Parameter wie RLU0
RLU11	- BE/HAA-Stollen: stationärer Fluss 0.7 m^3 (STP)/h (Gesamtfluss aus 27 Lagerstollen) - LMA-Tunnel: stationärer Fluss 0.3 m^3 (STP)/a (gesamter LMA-Lagerbereich)	- Parameter wie RLU0
RLU2	- LMA-Tunnel und BE/HAA-Stollen: stationärer Überdruck von 7.5 MPa Überdruck	- K-Werte der inneren Versiegelungsstrecken und der BE/HAA-Verfüllung: 5×10^{-12} m/s - andere Parameter wie RLU0
RLU3	- LMA-Tunnel und BE/HAA-Stollen: 7.5 MPa Überdruck bis zur vollständigen Verdrängung des mobilen Porenwassers in den Verfüllmaterialien	- Parameter wie RLU0
RLU4	- LMA-Tunnel und BE/HAA-Stollen: 4 MPa Überdruck über einen Zeitraum von 20'000 Jahren oder bis zur vollständigen Verdrängung des mobilen Porenwassers in den Verfüllmaterialien	- Parameter wie RLU0
RLU5	- Grossräumige Grundwasserzirkulation gemäss RF4 / Kap. 6.4	- Eigenschaften der hydrogeol. Einheiten gemäss RF4 (Tab. 6.4-2) - andere Parameter wie RLU0
RLU51	- wie RLU5	- $K_{opa} = 1 \times 10^{-16}$ m/s - andere Parameter wie RLU5
RLU52	- wie RLU5	- K-Werte der inneren Versiegelungsstrecken und der BE/HAA-Verfüllung: 5×10^{-12} m/s - andere Parameter wie RLU51

7.8.3 Ergebnisse und Interpretation der Modellrechnungen

Referenzfall RLU0

Wenn, wie im Referenzfall RLU0, der grossräumige Vertikalgradient zwischen unteren und oberen Rahmengesteinen die Porenwasserbewegung im Wirtgestein dominiert, verändern sich die Flüsse im Umfeld des Tiefenlagers gegenüber den ungestörten Verhältnissen (RF8, Kap. 6.4) nur geringfügig. Figur 7.8-2 zeigt für diesen Rechenfall Fliesspfade von der Lagerebene in den Wedelsandstein sowie die Flüsse am Übergang zum Wedelsandstein. Die Fliesspfade verlaufen ohne Ausnahme praktisch senkrecht durch das Wirtgestein nach oben und anschliessend horizontal durch den Wedelsandstein – horizontale Fliesspfade entlang der Untertagebauwerke sind von untergeordneter Bedeutung. Die Versiegelungszonen (inklusive Schacht und Abschluss-Versiegelungssystem) erfüllen ihre Barrierenfunktion, indem sie Flüsse entlang der Exkavationen wirkungsvoll unterbinden. Figur 7.8-2b unterstreicht, dass sich das Tiefenlager kaum auf die hydraulische Situation des Lagerumfelds auswirkt. Der spezifische Fluss an der Grenze zum Wedelsandstein liegt wie im Rechenfall RF8 typischerweise im Bereich von etwa 2×10^{-14} m/s. Nur im Bereich des Abschluss-Versiegelungssystems ist der spezifische Fluss geringfügig höher (ca. 6×10^{-14} m/s, Tab. 7.8-3).

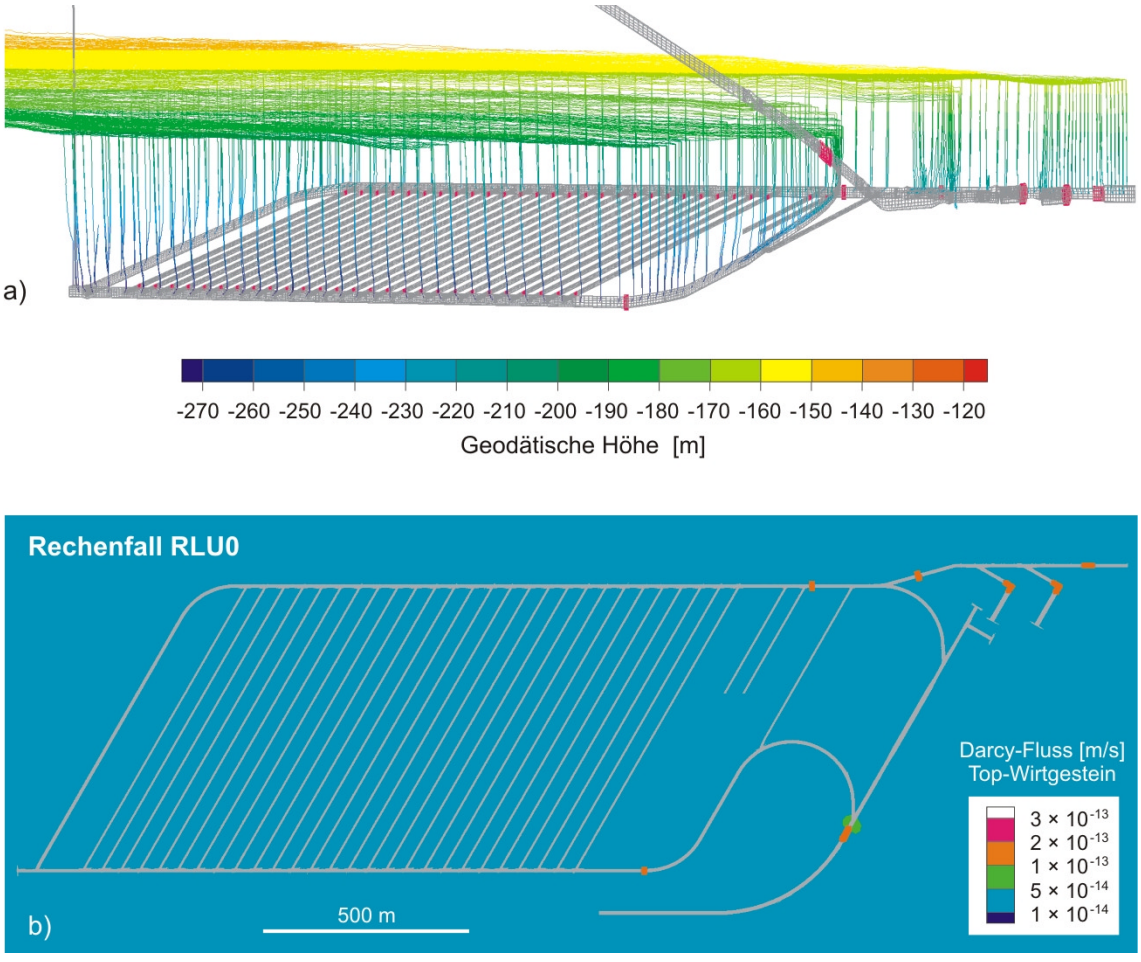


Fig. 7.8-2: Referenzfall RLU0.

a) Fliesspfade von den Lagerbereichen LMA und BE/HAA in den Wedelsandstein.

b) Betrag des spezifischen Flusses an der Grenze zum Wedelsandstein.

Tab. 7.8-3: Spezifische Flüsse und Fliessweglängen in der Wirtgesteinseinheit für die Rechenfälle RLU0–RLU52.

Dargestellt ist der Betrag des spezifischen Flusses an verschiedenen Lokationen im Tiefenlager (in der Achse der Lagerbauwerke, vgl. Fig. 7.8-1b) bzw. an der Grenze zum Wedelsandstein (vertikale Projektion der Lokationen auf die Grenzfläche Wedelsandstein/Opalinuston). Für die Lokationen im Tiefenlager können die Flächen des jeweiligen Stollenquerschnitts aus den äquivalenten Stollenradien in Tabelle 7.8-1 abgeleitet werden.

Rechen-fall	**RLU0**	**RLU01**	**RLU02**	**RLU1**	**RLU11**	**RLU2**	**RLU3**[1]	**RLU4**[1]	**RLU5**	**RLU51**	**RLU52**
Betrag des spezifischen Flusses auf Lagerniveau [m/s]											
BT-H1	5×10^{-13}	6×10^{-13}	6×10^{-13}	6×10^{-13}	7×10^{-13}	4×10^{-11}	1×10^{-12}	6×10^{-12}	7×10^{-13}	6×10^{-13}	7×10^{-13}
BT-H2	6×10^{-13}	7×10^{-13}	7×10^{-13}	9×10^{-13}	2×10^{-13}	5×10^{-11}	1×10^{-12}	4×10^{-12}	3×10^{-13}	8×10^{-13}	8×10^{-13}
BT-L1	3×10^{-13}	3×10^{-13}	3×10^{-13}	5×10^{-13}	3×10^{-12}	9×10^{-12}	1×10^{-12}	5×10^{-12}	6×10^{-13}	4×10^{-13}	4×10^{-13}
BT-L2	1×10^{-13}	1×10^{-13}	1×10^{-13}	3×10^{-13}	5×10^{-12}	3×10^{-11}	3×10^{-12}	1×10^{-11}	2×10^{-13}	4×10^{-13}	4×10^{-13}
BT-TZ	3×10^{-13}	4×10^{-13}	4×10^{-13}	4×10^{-13}	9×10^{-13}	3×10^{-11}	6×10^{-13}	5×10^{-12}	1×10^{-12}	7×10^{-13}	8×10^{-13}
BT-V1	2×10^{-13}	2×10^{-13}	2×10^{-13}	1×10^{-13}	9×10^{-13}	4×10^{-11}	9×10^{-13}	7×10^{-12}	2×10^{-12}	8×10^{-14}	8×10^{-14}
BT-V2	2×10^{-13}	2×10^{-13}	2×10^{-13}	2×10^{-13}	2×10^{-12}	5×10^{-11}	1×10^{-12}	1×10^{-11}	3×10^{-12}	7×10^{-13}	7×10^{-13}
ZG-o	1×10^{-12}	1×10^{-12}	1×10^{-12}	1×10^{-10}	1×10^{-12}	2×10^{-12}	1×10^{-12}	1×10^{-12}	5×10^{-12}	3×10^{-12}	3×10^{-12}
ZG-u	2×10^{-12}	2×10^{-12}	2×10^{-12}	9×10^{-11}	3×10^{-12}	4×10^{-12}	3×10^{-12}	3×10^{-12}	7×10^{-12}	2×10^{-12}	2×10^{-12}
Betrag des spezifischen Flusses Top Opalinuston [m/s]											
BT-H1	2×10^{-14}	2×10^{-14}	2×10^{-14}	9×10^{-14}	2×10^{-14}	1×10^{-13}	2×10^{-14}	3×10^{-14}	7×10^{-14}	4×10^{-16}	4×10^{-16}
BT-H2	2×10^{-14}	2×10^{-14}	2×10^{-14}	7×10^{-14}	2×10^{-14}	7×10^{-14}	2×10^{-14}	2×10^{-14}	7×10^{-14}	4×10^{-16}	4×10^{-16}
BT-L1	2×10^{-14}	2×10^{-14}	2×10^{-14}	5×10^{-14}	2×10^{-14}	5×10^{-14}	2×10^{-14}	2×10^{-14}	7×10^{-14}	4×10^{-16}	4×10^{-16}
BT-L2	2×10^{-14}	2×10^{-14}	2×10^{-14}	5×10^{-14}	3×10^{-14}	6×10^{-14}	2×10^{-14}	3×10^{-14}	7×10^{-14}	4×10^{-16}	4×10^{-16}
BT-TZ	2×10^{-14}	2×10^{-14}	2×10^{-14}	7×10^{-14}	2×10^{-14}	7×10^{-14}	2×10^{-14}	3×10^{-14}	7×10^{-14}	4×10^{-16}	4×10^{-16}
BT-V1	2×10^{-14}	2×10^{-14}	2×10^{-14}	5×10^{-14}	2×10^{-14}	6×10^{-14}	2×10^{-14}	2×10^{-14}	7×10^{-14}	4×10^{-16}	4×10^{-16}
BT-V2	2×10^{-14}	2×10^{-14}	2×10^{-14}	9×10^{-14}	2×10^{-14}	1×10^{-13}	2×10^{-14}	3×10^{-14}	6×10^{-14}	4×10^{-16}	4×10^{-16}
ZG-u	6×10^{-14}	6×10^{-14}	4×10^{-15}	1×10^{-13}	6×10^{-14}	1×10^{-13}	6×10^{-14}	6×10^{-14}	2×10^{-13}	1×10^{-15}	1×10^{-15}
HAA-14 m	2×10^{-14}	2×10^{-14}	2×10^{-14}	2×10^{-13}	3×10^{-14}	2×10^{-13}	3×10^{-14}	1×10^{-13}	5×10^{-14}	3×10^{-16}	3×10^{-16}
Mittl. Fliess-weg im Wirtge-stein[2]	40 m	n.b.	n.b.	100 m	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0	n.b	n.b.
	n.b.: nicht bestimmt										

[1] Transiente Rechenfälle: Dargestellt sind die maximalen spezifischen Flüsse an den Lokationen.

[2] Mittlere Fliessweglänge bestimmt für die LMA-1-Lagertunnel.

Rechenfälle RLU1–RLU4

Das Aufprägen eines Überdrucks in den LMA-Lagertunneln und BE/HAA-Lagerstollen verändert die hydraulischen Verhältnisse in der Umgebung des Tiefenlagers erheblich. Bei den Fällen RLU1–RLU4 verlaufen die Fliesspfade beim Austritt aus den Lagerstollen vorwiegend horizontal entlang der Schichtung des Wirtgesteins (Anisotropie der hydraulischen Durchlässig-

keit) bevor sie schliesslich dem grossräumigen Vertikalgradienten folgen (vgl. Fig. 7.8-3a). Die mittlere Länge der Fliesspfade im Wirtgestein nimmt hierbei markant zu. Während beispielsweise im Referenzfall RLU0 der mittlere Fliessweg aus den LMA-Lagertunneln in den Wedelsandstein mit ca. 40 m praktisch identisch ist mit der Mächtigkeit der Wirtgesteinsüberdeckung, ergeben sich für den Rechenfall RLU1 erheblich grössere Fliesspfadlängen zwischen 100 und 200 m (Fig. 7.8-3b). Wegen der erhöhten Gradienten ist auch der spezifische Fluss über dem Zentrum der Lagerebenen für BE/HAA und LMA um ca. 1 Grössenordnung grösser als im Referenzfall (ca. 2×10^{-13} m/s an der Grenze zum Wedelsandstein, Fig. 7.8-4). Der Überdruck von ca. 7.5 MPa in den Lagerstollen baut sich im Wirtgestein auf relativ kurze Distanzen ab. Für den Rechenfall RLU1 ist in Figur 7.8-5 die Porenwasserdruckverteilung auf Lagerebene und in der Umgebung des Schachts (Vertikalschnitt) dargestellt. Deutlich zu erkennen ist die hydraulische Entkopplung der Lagerbereiche BE/HAA und LMA (Fig. 7.8-5a).

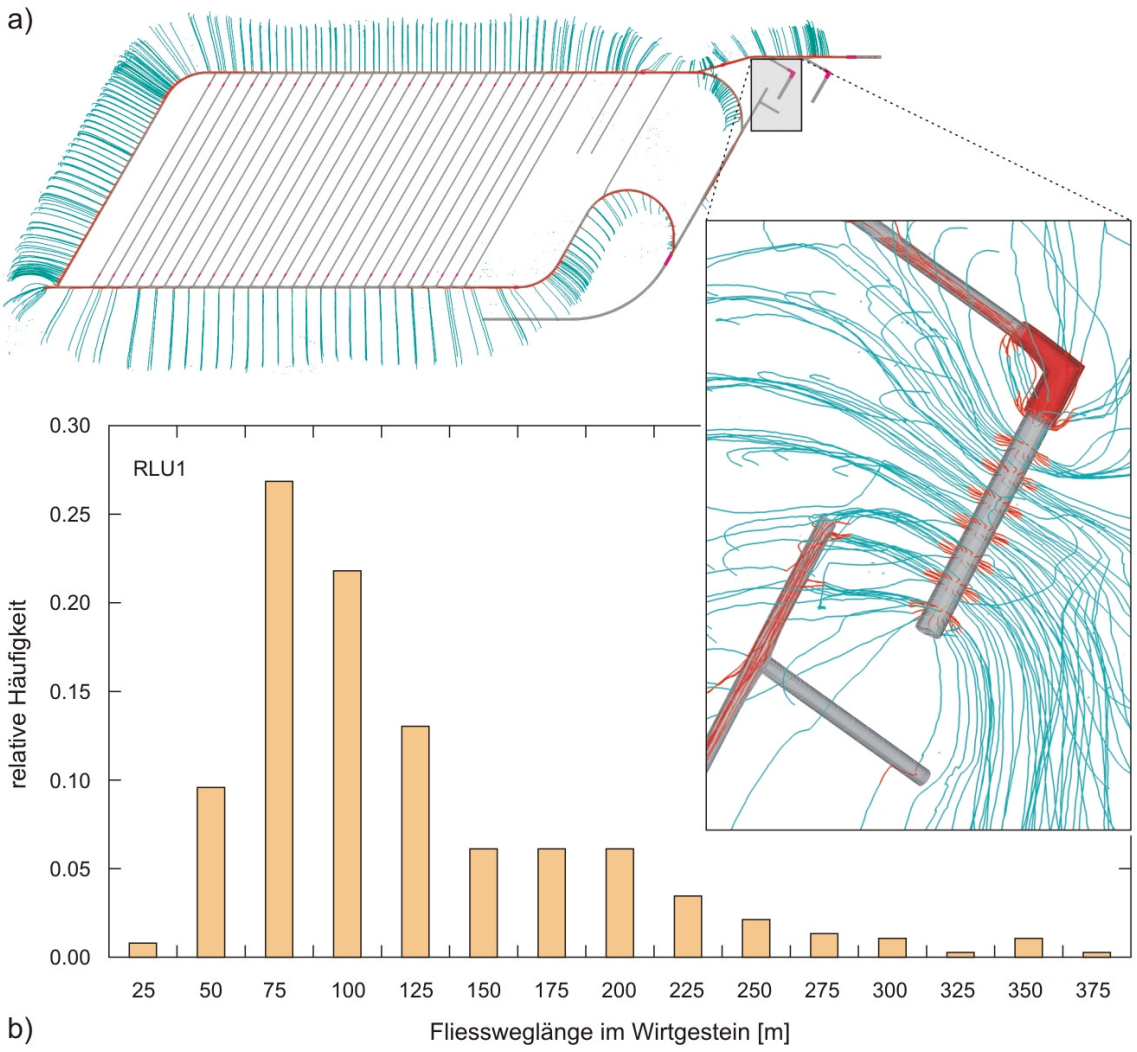


Fig. 7.8-3: Rechenfall RLU1.

a) Visualisierung der Fliesspfade von den Lagerbereichen in den Wedelsandstein (Projektion auf Lagerebene).

b) Histogramm der Fliesswegläng en im Wirtgestein von den beiden LMA-Lagertunneln in den Wedelsandstein.

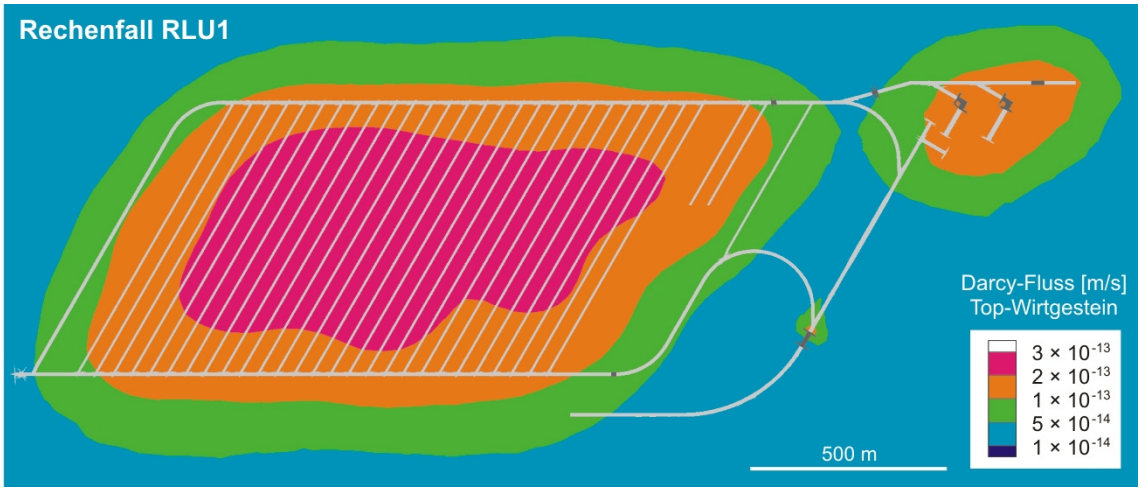


Fig. 7.8-4: Rechenfall RLU1.

Spezifischer Fluss an der Grenze zum Wedelsandstein. Der spezifische Fluss über den Lagerbereichen BE/HAA und LMA ist wegen des Überdrucks erhöht. Im Bereich des Abschluss-Versiegelungssystems ist keine signifikante Erhöhung des spezifischen Flusses zu erkennen.

Der Einfluss der Versiegelungselemente auf die Porenwasserbewegung im Lagerumfeld ist ein wichtiger Aspekt in der Diskussion möglicher Freisetzungspfade. Im Rechenfall RLU2 wurden die K-Werte der inneren Versiegelungsstrecken (d.h. alle Versiegelungsstrecken ausser dem Schacht und dem Abschluss-Versiegelungssystem) um den Faktor 50 angehoben. Die gleiche Durchlässigkeit wird auch für die Bentonitverfüllungen der BE/HAA-Lagerstollen angenommen. Wie im Rechenfall RLU1 liegt in den BE/HAA-Lagerstollen und den LMA-Lagertunneln ein Überdruck von 7.5 MPa an. Figur 7.8-6 zeigt die Projektion der Fliesspfade auf Lagerebene – die Unterschiede zu Rechenfall RLU1 sind trotz der markanten Erhöhung der Durchlässigkeit überraschend gering. Auch die Flüsse an der Grenze zum Wedelsandstein sind vergleichbar mit dem Fall RLU1 (vgl. auch Tab. 7.8-3).

Die transienten Rechenfälle RLU3 und RLU4 repräsentieren realistischere Fälle für die Auspressung von Porenwasser infolge von Gasüberdrücken bzw. durch eine vorübergehende Auflast. Die spezifischen Flüsse im Lagerbereich bzw. am Übergang zum Wedelsandstein sind für diese Fälle zeitlich veränderliche Grössen. Während der Auspressphase werden erhöhte Flüsse erwartet, die sich dann im Verlauf der Dissipation der Überdrücke dem Referenzfall RLU0 annähern. Die maximalen spezifischen Flüsse in den Wedelsandstein (ca. 5×10^{-14} m/s) liegen in beiden Rechenfällen deutlich unterhalb der stationären Flüsse gemäss Rechenfall RLU1.

Rechenfälle RLU5 bis RLU52

Wie Rechenfall RF4 in Kapitel 6.4 zeigt, führt die Annahme eines Porenwasser-Überdrucks im Opalinuston zu einem deutlich erhöhten spezifischen Vertikalfluss (Tab. 6.4-2), wenn man gleichzeitig die hydraulische Durchlässigkeit des Wirtgesteins unverändert beibehält. Im Rechenfall RLU5 wird das Überdruckszenarium gemäss RF4 beibehalten und der Einfluss einer stationären Überdruckzone auf den Porenwasserfluss im Lagerumfeld modelliert. Die Rechnungen zeigen, dass ein Teil des Porenwassers aus dem Wirtgestein in den Lagerbereich strömt. Hierdurch werden praktisch alle Fliesspfade aus den Lagerbereichen entlang der verfüllten Untertagebauwerke fokussiert und treten im Bereich des Abschluss-Versiegelungssystems in den Wedelsandstein. Über dem BE/HAA-Lagerbereich wird der spezifische Fluss am Übergang

zum Wedelsandstein gegenüber RF4 geringfügig reduziert, während im Bereich des Abschluss-Versiegelungssystems ein erhöhter lokaler Fluss in der Grössenordnung von 6×10^{-13} m/s zu erwarten ist. Der mittlere spezifische Fluss in den Wedelsandstein ist jedoch vergleichbar mit Rechenfall RF4 und liegt bei rund 1×10^{-13} m/s.

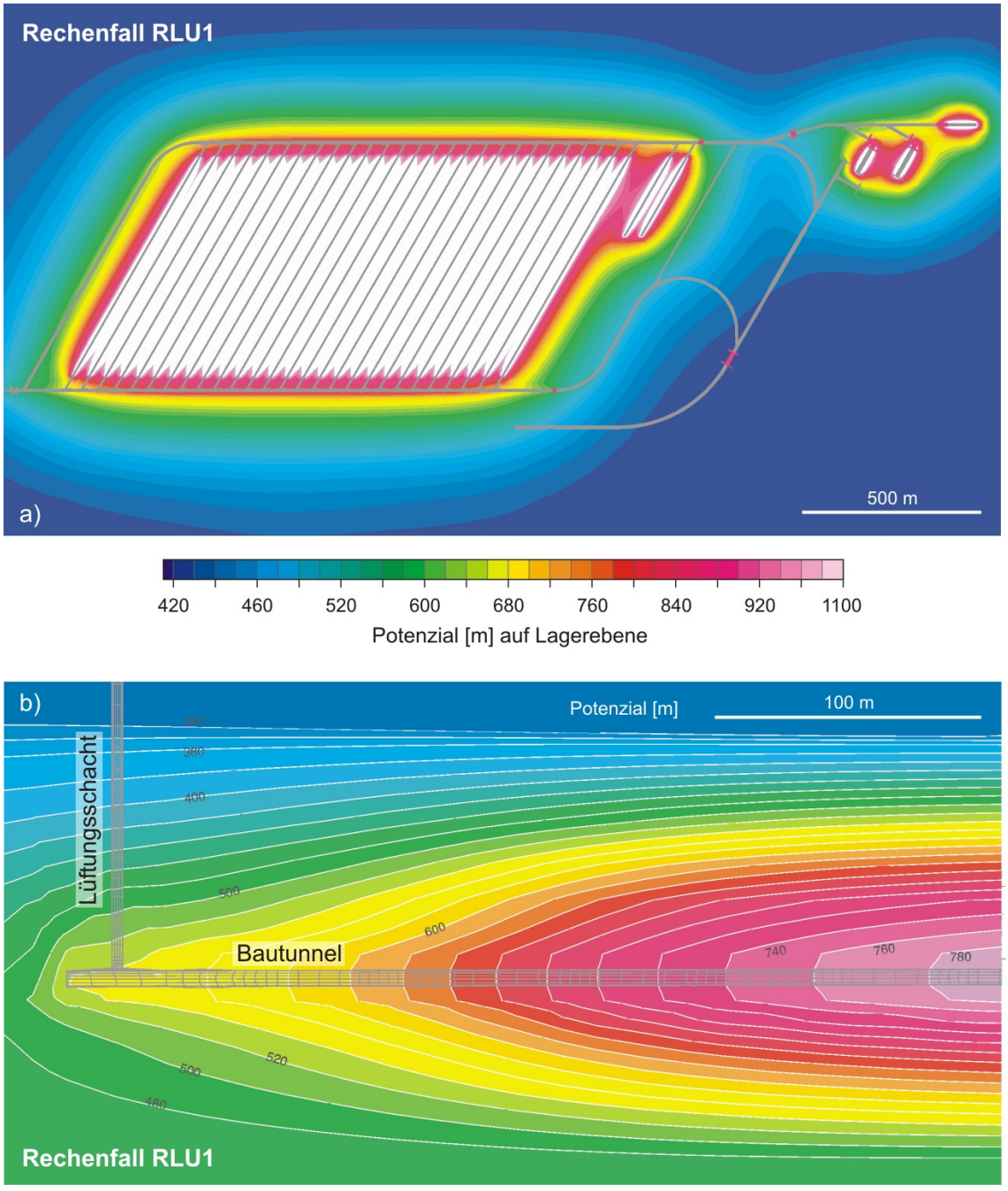


Fig. 7.8-5: Rechenfall RLU1.

a) Porenwasserdruckverteilung auf Lagerebene.

b) Vertikalschnitt der Porenwasserdruckverteilung im Bereich des Schachts.

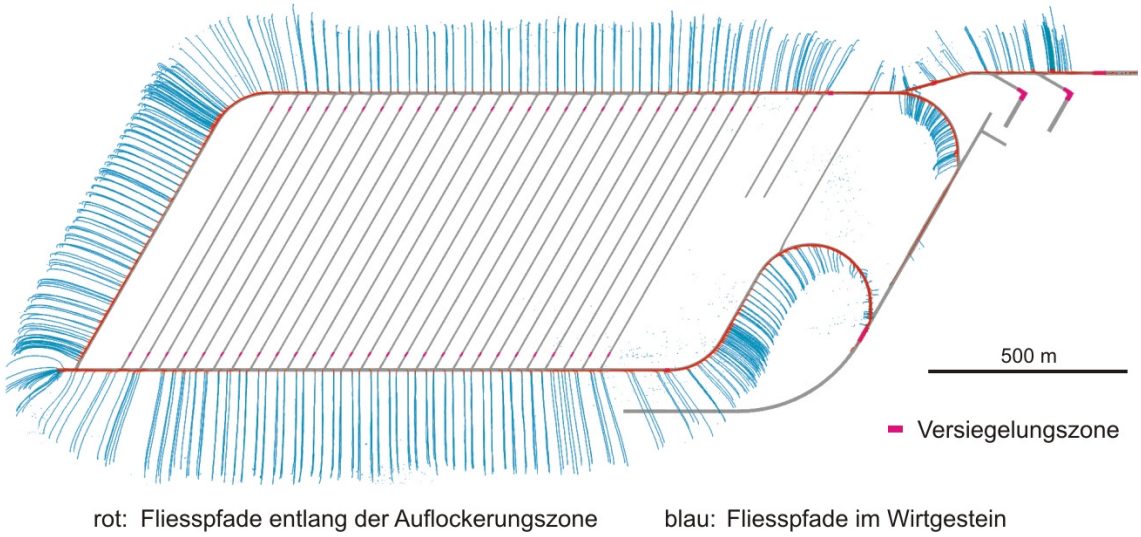


Fig. 7.8-6: Rechenfall RLU2.

Visualisierung der Fliesspfade von den Lagerbereichen in den Wedelsandstein (Projektion auf Lagerebene).

7.8.4 Bewertung der hydraulischen Situation im Umfeld des Tiefenlagers

Fliesspfade

Unter dem Einfluss des grossräumigen Vertikalgradienten (RLU0) folgen die von den Lagerbereichen ausgehenden Fliesspfade dem kürzesten Weg zum Wedelsandstein. Die Fliesspfade werden durch die Untertagebauwerke kaum beeinflusst, da das laterale Potenzialgefälle vernachlässigbar ist. Die Länge der Fliesspfade ist nahezu identisch mit der Distanz der Lagerstollen zum Wedelsandstein (ca. 40 m). Die Annahme einer quasi-stationären Überdruckzone im Wirtgestein (RLU5) verändert das Strömungsbild erheblich, da in diesem Fall praktisch der gesamte Fluss aus den Lagerbereichen entlang der verfüllten Untertagebauwerke gebündelt wird. Im Fall von Überdrücken in den Lagerbereichen (RLU1–RLU4) treten Bau- und Betriebsstollen zwar ebenfalls als bevorzugte Fliesspfade in Erscheinung. Ein Grossteil des Porenwassers aus den Lagerstollen wird jedoch divergent in das Wirtgestein eingepresst – insbesondere auch nach unten in Richtung Toniger Lias. Hierdurch verlängern sich die Fliesswege durch das Wirtgestein je nach Eintragslokation typischerweise um einen Faktor 2 bis 5. Tabelle 7.8-3 gibt einen Überblick über die typischen Fliesspfadlängen aus den LMA-Lagertunneln (LMA-1) in den Wedelsandstein für die stationären Rechenfälle RLU0, RLU2 und RLU5.

Spezifische Flüsse

Der spezifische Fluss kann an jedem Ort des Modellgebiets aus dem Gradienten des Porenwasserdrucks und aus der lokalen hydraulischen Durchlässigkeit berechnet werden. An ausgewählten Lokationen wurden in der Lagerebene (jeweils in der Achse der Lagerbauwerke) und an der Grenze zum Wedelsandstein die Beträge des spezifischen Flusses ermittelt (Tab. 7.8-3). Von besonderem Interesse waren hierbei die Flüsse in unmittelbarer Umgebung der Versiegelungsstrecken sowie die vertikale Projektion dieser Punkte auf die Grenzfläche Opalinuston/Wedelsandstein (vgl. Fig. 7.8-1b).

Auf Lagerebene liegen die spezifischen Flüsse typischerweise in der Grössenordnung zwischen 8×10^{-14} und 1×10^{-10} m/s. Insbesondere in den Fällen RLU1 und RLU2 (Porenwasser-Überdruck in den Lagerbereichen) treten um die inneren Versiegelungszonen erhöhte Flüsse auf. Im Bereich des Abschluss-Versiegelungssystems ergibt sich eine Bandbreite von 1×10^{-12} bis 1×10^{-10} m/s.

An der Grenze zum Wedelsandstein sind die Flüsse hingegen wesentlich geringer. Die Bandbreite liegt zwischen 3×10^{-14} und 2×10^{-13} m/s. Hierbei ist zu berücksichtigen, dass der Wert von 2×10^{-13} m/s den lokal erhöhten spezifischen Fluss im Bereich des Abschluss-Versiegelungssystems repräsentiert (Rechenfall RLU5).

Die Bedeutung der einzelnen Versiegelungsstrecken als hydraulische Barrieren ist beschränkt. Beispielsweise ist im Rechenfall RLU2 (K-Werte der inneren Versiegelungsstrecken um Faktor 50 erhöht) der spezifische Fluss in den Wedelsandstein gegenüber Rechenfall RLU1 nur geringfügig erhöht. Selbst für den Fall RLU02 (kein Abschluss-Versiegelungssystem implementiert) ist gegenüber dem Vergleichsfall RLU0 praktisch kein Einfluss auf die spezifischen Flüsse zu erkennen.

7.8.5 Einfluss des Tiefenlagers auf die Porenwasserbewegung im Wirtgestein: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Die Modellrechnungen zur hydraulischen Situation im Umfeld des Tiefenlagers dienen dazu, für verschiedene Modellvarianten den Einfluss der Untertagebauwerke auf die Porenwasserbewegung im Wirtgestein zu analysieren. Die wichtigsten Erkenntnisse sind:

- Gegenüber den Modellierungen ohne Tiefenlager (vgl. Kap. 6.4) sind keine nennenswerten Änderungen der hydraulischen Verhältnisse zu erwarten – mit Ausnahme des Falles, dass sich durch Gasproduktion in den Lagerbereichen erhöhte Gasdrücke aufbauen.
- Erhöhte Gasdrücke in den Lagerbereichen könnten am Übergang Wirtgestein/Wedelsandstein zu einer Erhöhung des Porenwasserflusses um weniger als eine Grössenordnung führen. Der erhöhte Fluss ist jedoch begrenzt auf das Gebiet der zentralen Lagerbereiche und dies auch nur für eine begrenzte Zeit (begrenztes Porenwasservolumen in den Lagertunneln und -stollen).
- Mit dem Auspressen des Porenwassers aus den Lagertunneln und -stollen ist eine erhebliche Verlängerung der mittleren Fliessweglängen im Wirtgestein (Faktor 2 bis 5 im LMA-Lagerbereich) verbunden.
- Die gewählte Lagerauslegung gewährleistet eine wirkungsvolle hydraulische Entkopplung der Lagerbereiche HAA/BE und LMA.
- Wenn für die Versiegelungsstrecken erhöhte K-Werte angenommen werden, erhöht sich der spezifische Fluss am Übergang Wirtgestein/Wedelsandstein gegenüber den ungestörten Verhältnissen nur unwesentlich.
- In keinem Rechenfall überstieg der mittlere spezifische Fluss am Übergang Wirtgestein/Wedelsandstein einen Wert von 2×10^{-13} m/s.

7.9 Auswirkungen eines geologischen Tiefenlagers auf das Wirtgestein und die Entwicklung des Stollenumfelds: Zusammenfassung der wichtigsten generellen Erkenntnisse

Die Störungen des Wirtgesteins durch das Auffahren der Untertagebauwerke sowie durch die Einlagerung der Abfälle und die damit verbundenen Prozesse (thermischer Puls, Gasgenerierung etc.) wurden untersucht. Die Untersuchungen erlauben folgende Aussagen:

- Für die verschiedenen Hohlräume des geologischen Tiefenlagers ist die Standsicherheit während der gesamten Bau- und Betriebsphase gegeben. Zeitabhängige Deformationsprozesse spielen während der Bau- und Betriebsphase nur eine untergeordnete Rolle. Die Austrocknung des Gebirges aufgrund der Ventilation erhöht die Stabilität des Gebirges während des Betriebs.
- Beim Bau der Tunnel entwickeln sich im Umfeld der Bauwerke signifikante Auflockerungszonen, deren Auswirkungen auf das Wirtgestein und seine Barrierenwirkung allerdings räumlich und zeitlich beschränkt sind. Die lokale Durchlässigkeit der Auflockerungszone ist in der Bau- und Betriebsphase um mehrere Grössenordnungen erhöht. Es wird aber erwartet, dass eine Selbstabdichtung aufgrund von Quell- und Kriechvorgängen (Desintegration) erfolgt. Dies bewirkt, dass sich die effektive axiale Durchlässigkeit der Auflockerungszone nach der Aufsättigung nur noch wenig vom intakten Gebirge unterscheidet.
- Nach Verschluss des Lagers sättigen sich die Auflockerungszone und die technischen Barrieren innerhalb weniger hundert (BE/HAA-Lagerstollen) bzw. weniger tausend Jahre (LMA-Lagertunnel) auf. Der Ausgleich der Porendruckverhältnisse erfolgt in mehreren zehntausend Jahren nach der vollständigen Aufsättigung des Tiefenlagers.
- Durch ein gezieltes Ausräumen der Auflockerungszone entlang der Versiegelungsstrecken können die Gebirgsbereiche mit einer anfänglich erhöhten Durchlässigkeit weitgehend entfernt werden.
- Die geochemischen Veränderungen im Stollenumfeld haben keinen negativen Einfluss auf die Radionuklid-Rückhaltung. Die teilweise Oxidation des Pyrits im Opalinuston in Klüften der Auflockerungszone erhöht die Sorptionskapazität leicht. Die durch Degradation des Betons erzeugten hochalkalischen Porenwässer bedingen eine wenige Meter mächtige Umwandlungszone mit reduzierter Porosität und erhöhter Sorptionskapazität.
- Der von den BE/HAA-Abfällen ausgehende Wärmepuls über einige hundert bis tausend Jahre führt zu einer maximalen Temperatur an der Stollenwand von ca. 95 °C innerhalb weniger hundert Jahre und überschreitet damit die maximale Temperatur, der das Wirtgestein während der Versenkung während Millionen von Jahren ausgesetzt war, nur unwesentlich im Stollennahfeld. Daher sind auch thermisch bedingte mineralogische Effekte vernachlässigbar. Die Wärmeentwicklung in den BE/HAA-Lagerstollen beeinflusst die Wiederaufsättigung.
- Visko-kapillare Zweiphasenflussprozesse im Wirtgestein und dilatanzgesteuerte Gasausbreitungsmechanismen reichen aus, um das gebildete Gas abzuführen. Es werden nur moderate Überdrücke im Zeitraum von mehreren Tausend Jahren erwartet (Überdruck < 4.5 MPa).
- Bedingt durch die geringe Wirtgesteinsdurchlässigkeit ist der Einfluss der verfüllten Untertagebauten auf die Radionuklid-Freisetzung gering. Selbst wenn für die Versiegelungsstrecken erhöhte K-Werte angenommen werden, erhöht sich der spezifische Fluss am Übergang Wirtgestein/Wedelsandstein kaum.

8 Geologische Langzeitentwicklung

8.1 Einleitung

Bei der geologischen Langzeitentwicklung werden Auswirkungen der geologisch-tektonischen und klimatischen Langzeitentwicklung auf die Barrieren-Eigenschaften der Geosphäre beschrieben und für den Zeitraum von einer Million Jahren auch quantitativ abgeschätzt. Zur längerfristigen Entwicklung über diesen Zeithorizont hinaus können im Rahmen der bestehenden Konzepte lediglich qualitative Angaben gemacht werden.

Kapitel 8.2 behandelt die methodischen Grundlagen und Ansätze zum Prozessverständnis der geologischen Langzeitentwicklung. Dabei geht es v.a. um eine Definition des geologischen Rahmens (geodynamisches Konzept) und die mögliche Klimaentwicklung.

Als projektbezogen vorrangige Aspekte der Langzeitentwicklung gelten Hebung und Erosion, weil dadurch die Gesteinsüberdeckung eines Tiefenlagers mit der Zeit generell abnimmt, d.h. dieses immer näher an die Erdoberfläche zu liegen kommt. Kapitel 8.3 widmet sich deshalb speziell diesem Thema, wobei neben den regionalen Überlegungen auch die möglichen Veränderungen der lokalen Oberflächenbedingungen (Relief, Bio- und Hydrosphäre) diskutiert werden. Eine Versenkung des Tiefenlagers im Zeitraum der nächsten Million Jahre ist aufgrund der bisherigen geologisch-tektonischen Entwicklung und des regionalen Spannungsfelds wenig wahrscheinlich und wird daher nicht weiter betrachtet.

Die endogenen Vorgänge, wie zukünftige Bewegungen an bestehenden oder die Bildung von neuen Störungszonen, die mögliche Auswirkung bedeutender seismischer Ereignisse oder magmatischer Prozesse werden in Kapitel 8.4 zusammengefasst.

Wegen der tiefenabhängigen Durchlässigkeit des Wirtgesteins (Kap. 5.8) und den veränderten Grundwasserfliessverhältnissen bei verändertem Relief werden in Kapitel 8.5 entsprechende Szenarien aus hydrogeologischer Sicht betrachtet.

Die klimatischen Veränderungen beeinflussen nicht nur die Oberflächenprozesse (Erosion) und hydrodynamischen Rahmenbedingungen. Im Falle von Vergletscherungen muss auch eine wiederholte Be- und Entlastung des tieferen Gesteinsuntergrunds durch Eismassen berücksichtigt werden. Dadurch kann eine Rekompaktion des Wirtgesteins stattfinden. Diese Fragestellung wird ebenfalls in Kapitel 8.5 diskutiert, und denkbare Auswirkungen werden abgeschätzt.

Veränderungen der Grundwasserfliessverhältnisse können auch mit Veränderungen der hydrochemischen Verhältnisse in den Aquiferen gekoppelt sein. Diese wirken sich allerdings nur sehr verzögert auf ein Tiefenlager aus, da der Stofftransport im Wirtgestein und den tonreichen Rahmengesteinen vorwiegend diffusiv erfolgt. Die geochemischen Langzeitveränderungen werden in Kapitel 8.6 betrachtet.

8.2 Grundannahmen und Konzepte

8.2.1 Methodik, Konzepte und Prozessverständnis

Die Langzeitsicherheit eines geologischen Tiefenlagers stützt sich zu einem wesentlichen Teil auf die Schutz- und Barrierenfunktion der Geosphäre, weshalb deren Langzeitentwicklung ein wesentliches Element der Sicherheitsbeurteilung darstellt. Die aktuellen Daten und Konzepte zur Geologie der Nordschweiz wurden in Kapitel 3 und 4 zusammengefasst. Neben der

Beschreibung des heutigen Zustands (statischer Datensatz) sind für die Beurteilung eines geologischen Tiefenlagers auch Kenntnisse zur geologischen Geschichte (dynamischer Datensatz), insbesondere der jüngeren Vergangenheit und der rezenten Prozesse und Ereignisse (Neotektonik) erforderlich.

Mit Überlegungen zur weiteren Entwicklung des geologischen Umfelds soll evaluiert werden, welche Veränderungen langfristig möglich sind und wie sie die Schutz- und Barrierenfunktion der Geosphäre beeinflussen können. Dabei geht es im Sinne einer Auslegeordnung zuerst um eine qualitative Abschätzung der denkbaren und im Rahmen der aktuellen Daten und Konzepte auch möglichen Prozesse und Ereignisse, welche aus heutiger Sicht die zukünftige Entwicklung bestimmen können.

Im Hinblick auf die Belastbarkeit der Aussagen, die im Wesentlichen auf publizierter Fachliteratur beruhen, muss unterschieden werden zwischen:

- **Grundsätzlichen Modellen und Konzepten** über die Dynamik und Kinematik von geologischen Prozessen und Ereignissen, wie sie bereits in Kapitel 3 diskutiert wurden. Dies betrifft v.a. auch methodische Grundannahmen, wie z.B. kontinuierlich contra diskontinuierlich, regelmässig contra unregelmässig, zyklische oder stochastische (unvorhersehbare) oder sehr seltene Ereignisse. Es ist zu fragen: Für welche Prozesse gilt welches Modell, und wie steht es mit der Zuverlässigkeit der Voraussagen? Bei diesen Grundlagen wird auf die verfügbare Literatur und etablierte Lehrmeinung zurückgegriffen; es werden keine eigenen Hypothesen aufgestellt oder Grundlagenforschungen betrieben (z.B. Dynamik der Flusserosion, Frequenz der Eiszeiten).
- **Etablierten geologischen und geodynamischen Konzepten**, welche von wissenschaftlichen Spezialisten publiziert wurden, vielfach bestätigt und deshalb allgemein akzeptiert sind (z.B. Trümpy 1980, Laubscher 1997). Diese beziehen sich auf ein Gebiet, eine Zeit, ein konkretes Geothema, z.B. den alpinen Fernschub oder die Neotektonik. Solche Konzepte werden diskutiert und, falls vorhanden, mit neuesten Daten ergänzt oder modifiziert. Nach der Auslegeordnung wird die realistische resp. pessimistische, mit plausiblen Argumenten belegbare Variante als Referenzszenarium bestimmt und projektorientiert weiterbearbeitet.
- **Alternativen Konzepten und Thesen**, die mit neuen Argumenten (z.B. neue Daten) begründbar sind und im Widerspruch zur etablierten Lehrmeinung stehen oder diese wesentlich ergänzen. Diese müssen, im Sinne einer erweiterten Diskussion, als mögliche Alternativen erwähnt werden, z.B. rezente Hebung als reine Isostasie, Übergang zu Treibhausklima oder Kältewüste etc.

Aus dem Spektrum der Möglichkeiten sollen – soweit projektrelevant und sinnvoll – die realistischen bis pessimistischen Szenarien ausgewählt und quantifiziert werden. Wie schon in früheren Berichten zu diesem Thema (Diebold & Müller 1985, Thury et al. 1994) wird für die Quantifizierung ein Zeithorizont von bis zu einer Million Jahren berücksichtigt, welcher im Folgenden mit dem Begriff Langzeitentwicklung umschrieben wird. Die weitere geodynamische Entwicklung über Zeiträume von mehreren Millionen Jahren wird durch eine Aufweitung des Spektrums zunehmend unbestimmter; ihre Bewertung beschränkt sich auf semiquantitative bis deskriptive Aussagen. Die ausführliche Dokumentation der Datenanalyse, ihrer Interpretation und der darauf basierenden Überlegungen findet sich in Müller et al. (2002); im vorliegenden Kapitel sind die projektbezogen wichtigsten Aussagen zusammengefasst.

Diese projektrelevanten Aspekte beziehen sich einerseits auf das Wirtgestein und die Rahmengesteine im Untersuchungsgebiet, zum anderen aber auch auf die regionale Entwicklung der Geosphäre und der Biosphäre (Migrationspfade und Exfiltrationsgebiete von Radionukliden). Aufgrund der Eigenschaften des Wirtgesteins kann davon ausgegangen werden, dass dessen

Langzeit-Schutzfunktion nur unter folgenden Bedingungen in sicherheitsrelevantem Ausmass beeinflusst werden kann:

- Falls sich die *Tiefenlage* des Wirtgesteins gegenüber der Bio- und Hydrosphäre namhaft verringert, d.h. im Untersuchungsgebiet so viel *Hebung und Erosion* stattfindet, dass die Eigenschaften des Wirtgesteins (Kap. 5) signifikant verändert werden (Kap. 8.5 und 8.6). In Form von Hebungs- und Erosionsszenarien wird die mögliche Entwicklung quantifiziert, indem die weitere Entwicklung des Gewässernetzes und des Reliefs, d.h. der linearen bzw. flächenhaften Erosion und ihr Zusammenhang mit der Lithologie des Felsuntergrunds und dem Klima, abgeklärt werden. Es sollen die minimal verbleibende Gesteinsüberdeckung eines Tiefenlagers (Modellstandort) und damit die weitere Schutzfunktion der geologischen Barrieren abgeschätzt werden.
- Falls das Wirtgestein durch *tektonische oder magmatische Ereignisse und Prozesse* nachhaltig verändert und beeinträchtigt wird. Dabei geht es einerseits um die Frage nach der weiteren Entwicklung des bestehenden Störungsmusters und dessen Einfluss auf das geologische Umfeld und andererseits um tektonische Bewegungen bei Annahme einer fortdauernden Kompression. Es ist auch der Stellenwert sehr seltener, kaum prognostizierbarer Ereignisse, wie die Remobilisierung längst inaktiver oder gar die Bildung neuer Störungen, das Auftreten starker Erdbeben oder Magma-Intrusionen, zu diskutieren.

Daraus ergeben sich folgende Hauptfragen:

- Werden im Untersuchungsgebiet Vertikalbewegungen erwartet? Handelt es sich dabei um Hebungen oder um Senkungen? In welcher Bandbreite liegen die möglichen Bewegungsraten?
- Welches sind die möglichen Klimaentwicklungen und welches Ausmass kann die lokale Erosion unter Berücksichtigung der Hebung annehmen?
- Wie entwickeln sich die Verhältnisse an der Erdoberfläche (Verwitterung, Lockergesteine, Topographie und Relief, Bio- und Hydrosphäre)?
- Wie wirken sich die im Eishausklima zu erwartenden glazialen Prozesse und Ereignisse auf die Langzeitentwicklung der lokalen Hydro- und Geosphäre sowie das lokale Relief aus?
- Wo und in welchem Ausmass könnten Bewegungen an bekannten Störungszonen erfolgen?
- Ist mit der Bildung von neuen Strukturen zu rechnen, und welcher Art wären diese?
- Wie gross sind die maximal möglichen seismischen Ereignisse (Erdbeben), und welchen Einfluss haben diese auf das Lagersystem?
- Ist mit magmatischen Prozessen oder einer nachhaltigen Veränderung der heutigen geothermischen Verhältnisse zu rechnen?

Für die Beantwortung dieser Fragen muss die Langzeitentwicklung abgeschätzt und – wo plausibel – quantifiziert werden. Dabei wird grundsätzlich vorausgesetzt, dass sich die Kenntnisse über die Vergangenheit und die Gegenwart in die Zukunft extrapolieren oder auf diese übertragen lassen. Die konzeptionelle Basis für solche Langzeitszenarien besteht in der Annahme von Gleichgewichten zwischen Prozessen und Zuständen sowie zyklischen Entwicklungen, wie sie heute für zahlreiche Systeme nachgewiesen oder zumindest empirisch belegt sind.

Wie bereits in Kapitel 3.5.2 ausgeführt, beruht ein gesamtheitliches Systemverständnis der geologischen und geomorphologischen Entwicklung im Weiteren auf der grundlegenden Dualität zwischen:

- den Aspekten der *endogenen* Entwicklung, die sich auf die Dynamik des Erdinneren beziehen (Deformationen der Erdkruste durch tektonische Prozesse, Magmatismus, regionale Temperaturverteilung), und
- den Aspekten der *exogenen* Entwicklung, die von den Zyklen der Atmosphäre und der Hydrosphäre (Klima) sowie der Biosphäre bestimmt werden: Chemie und Dynamik der Grund- und Oberflächengewässer, Stoffumlagerungen an der Erdoberfläche durch Verwitterung, Erosion, Verfrachtung und Ablagerung sowie anthropogene Einwirkungen (z.B. Flussverbauungen oder Verstärkung des Treibhauseffekts durch anthropogen produziertes CO_2) sind die wesentlichen Aspekte; untergeordnet sind der Vollständigkeit halber auch extraterrestrische Phänomene (Meteorite) zu erwähnen.

Die einzelnen Prozesse und Ereignisse sind sowohl innerhalb als auch zwischen den beiden Gruppen in vielfältiger Weise miteinander verknüpft. Die endogenen Prozesse, wie Wärmefluss, Bewegungen an grösseren Störungszonen, Gebirgsbildung etc. sind Ausdruck der grossräumigen Plattenbewegungen und weisen eine entsprechend langfristige Kinematik auf, d.h. sie sind in der Regel Teil einer über viele Jahrmillionen verlaufenden Entwicklung. Es ist deshalb statthaft, aus der Analyse grosser Zeitabschnitte der unmittelbaren Vergangenheit Parameter für die Langzeitentwicklung der endogenen Prozesse abzuleiten, d.h. diese in die Zukunft zu extrapolieren. Diese endogenen Prozesse bilden gewissermassen das Rückgrat der geologischen Langzeitentwicklung.

Zahlreiche Prozesse können auch als zyklische Entwicklungen beschrieben werden. Dies gilt v.a. für die exogenen Prozesse, deren Frequenz und Dynamik im Wesentlichen von den orbitalen Parametern und der Sonnenaktivität bestimmt werden und im Bereich von Hunderttausenden von Jahren bis zu täglich wiederkehrenden Prozessen und Ereignissen liegen. Es lassen sich drei in ihrer räumlichen Wirkung unterschiedliche Aspekte der exogenen Entwicklung voneinander abgrenzen:

- Verwitterung und Denudation (Hang- und Reliefentwicklung)
- Gewässernetz und lineare Erosion (das fluviatile System)
- das glaziale System.

Auch die vergleichsweise kurzzeitigen zyklischen Prozesse der exogenen Entwicklung haben die Tendenz, sich einem dynamischen Gleichgewicht anzunähern, das als langfristiger Trend definiert werden kann: Die kurzzeitige Dynamik wird dabei generell von einer langzeitigen überlagert. Dies bedeutet letztlich, dass über lange Zeiträume (> einige Hunderttausend Jahre) in der Regel die endogene Dynamik massgebend sein wird.

Wichtigste Schnittstelle zwischen der endogenen und der exogenen Entwicklung sind die Vertikalbewegungen der Kruste, die durch langfristige endogene Prozesse verursacht und durch die kurzzeitigeren Wirkungen des exogenen Regimes immer wieder ausgeglichen werden. Dieses Zusammenspiel von Hebung und Erosion resp. Senkung und Ablagerung wird als übergeordnetes System betrachtet, dessen einzelne Parameter quantifiziert werden können und das fortwährend nach einem Gleichgewicht strebt (*Process-response*-System, Ahnert 1999). Die projektrelevanten Aspekte dieses Systems werden in Kapitel 8.3 behandelt.

Verlässt man das Konzept des dynamischen Gleichgewichts im Rahmen einer langfristig kontinuierlichen Entwicklung, d.h. versucht man zufallsabhängige Szenarien zu entwickeln, so ist man auf geeignete geologische oder geomorphologische Entwicklungsmodelle und/oder plausible Analogbeispiele angewiesen. Dies ist dann notwendig, wenn der verfügbare Datensatz zu lückenhaft ist oder sich nicht in das Konzept der Kontinuität einordnen lässt. Konzeptionelle

Probleme ergeben sich insbesondere dann, wenn das Zeitfenster, aus dem die verfügbaren Daten stammen, nicht der Dimension des zu betrachtenden Zeitraums entspricht oder wenn aus regionalen Daten auf die Entwicklung eines lokal begrenzten Gebiets geschlossen werden soll resp. umgekehrt. Projektrelevante Prozesse und Ereignisse, die sich nicht mit den Konzepten einer kontinuierlichen oder zyklischen Entwicklung prognostizieren lassen, werden in Kapitel 8.4 diskutiert.

8.2.2 Erdgeschichtlicher Rahmen und geodynamisches Konzept

Die verschiedenen Ansätze der Neotektonik – Geodäsie, Spannungsmessungen, Seismotektonik, geomorphologische Analyse, geologische Rekonstruktionen, Geothermie und Maturitätsstudien – beruhen auf voneinander weitgehend unabhängigen Daten und Methoden. Deren integrierte Auswertung über den Zeitraum der letzten zehn Millionen Jahre vermittelt ein konsistentes Bild der aktuellen endogenen Dynamik der Nordschweiz und ihrer Umgebung (Kap. 3.5). Grundlegend sind dabei folgende Punkte:

- Sowohl im Grundgebirge wie auch im Deckgebirge herrscht ein Spannungsfeld, dessen maximale horizontale Komponente annähernd senkrecht zur Alpenfront verläuft. Es blieb offenbar seit dem frühen Miozän ziemlich stabil, hat die neotektonische Geschichte der Nordschweiz massgeblich geprägt (Kap. 3.5.6) und dürfte auch für die zukünftige Entwicklung bestimmend sein.
- In der Nordschweiz herrscht allgemeine, lokal differenzierte Hebung mit einem Minimum im Gebiet Tafeljura–Hegau. Im angrenzenden Schwarzwald und auch im Alpenvorland (Faltenjura und Molassebecken) sowie besonders in den Alpen erreichen die Hebungsraten grössere Werte. Dieses Regime der Hebung und einer entsprechenden Erosion kann im Schwarzwald seit dem ausgehenden Oligozän nachgewiesen werden; im Alpenvorland dürfte es etwa mit dem Ende der Molassesedimentation vor ca. 10 Millionen Jahren eingesetzt haben (Müller et al. 2002). Es wird deshalb für die Langzeitentwicklung angenommen, dass diese Prozesse in vergleichbarem Ausmass weiterlaufen werden.
- Das regionale geodynamische Konzept (Fig. 3.5-4) geht davon aus, dass die Hebungen im Alpenvorland einen anhaltenden Zusammenschub dokumentieren. Die Kruste des Alpenvorlands wird dabei kompressiv beansprucht, was durch das herrschende Stressfeld nachgewiesen ist. Dies bewirkt eine fortwährende Abscherung des Deckgebirges durch Fernschub (*thin skinned detachment,* Faltenjura). Am Nordrand dieser Kompression entsteht eine Interferenzzone zwischen dem alpinen Stressfeld und der Hebungszone im Schwarzwald mit einem differenzierten tektonischen Regime und minimalen Hebungsraten.

In früheren Arbeiten zur Langzeitentwicklung der Nordschweiz (Diebold & Müller 1985, Thury et al. 1994) wurde auch ein alternatives geodynamisches Rahmenszenarium diskutiert, für das der aktive alpine Zusammenschub beendet, die rezente Hebung also lediglich isostatisch bedingt ist und die Orientierung des gemessenen Spannungsfelds auf nachwirkende Ausgleichsbewegungen des Alpenkörpers zurückzuführen ist. Dieses Szenarium galt bis zum Durchbruch des modernen, vom Konzept der Plattentektonik dominierten Weltbilds als Lehrmeinung für die Alpengeologie. Dabei könnte generell mit abklingenden Bewegungen und Spannungen gerechnet werden, was im Hinblick auf die Erosionsleistung ein eher optimistisches Szenarium ergibt (vgl. Jäckli 1958).

Obwohl die heutige Datenlage in vielem für einen anhaltenden Zusammenschub spricht, besteht in der aktuellen wissenschaftlichen Diskussion über die weitere Entwicklung der Alpen und ihres Vorlands keine einheitliche Meinung. So gibt es Autoren, die eine weitere Krustenverkürzung im Vorland als *thick-skinned*-Tektonik postulieren, bei welcher die Kompression durch

aktive Überschiebungen im kristallinen Sockel auf das Vorland übertragen wird (z.B. Pfiffner 1997) oder in Form von zunehmender Zergliederung an steilstehenden Aufschiebungen im Bereich des heutigen Alpennordrands stattfindet (z.B. Mosar 1999). Andere nehmen im Sinne von Laubscher (1992) an, dass die Abscherung des Deckgebirges durch Fernschub bereits seit dem Pliozän beendet war und die aktiven Deformationen sich heute vorwiegend auf Scherbewegungen an steilstehenden Störungen im Sockel unter dem Alpenvorland konzentrieren (z.B. Schmid 2002). Diese Alternativen implizieren aber ebenfalls eine anhaltende, aktive Kompression im Sockel des Alpenvorlands und sind somit grundsätzlich mit der Annahme einer langfristigen, tektonisch bedingten regionalen Hebung kompatibel.

Es gibt aber auch Modelle, welche die heute beobachteten Hebungen (Geodäsie) vorwiegend als isostatisch bedingten Ausgleich der Belastung durch den Würmgletscher (letzte Vorlandvereisung vor ca. 20'000 Jahren) interpretieren (Gudmundsson 1994).

Insgesamt bestehen aber bei allen Modellen grössere Ungewissheiten und zahlreiche offene Fragen, sodass vorderhand keines dieser Modelle und Konzepte zwingende Argumente für sich geltend machen kann.

Deshalb konzentrieren sich die weiteren Überlegungen zur geologischen Langzeitentwicklung der Nordschweiz und des Zürcher Weinlands auf die Annahme einer weitergehenden Kompression mit anhaltender Hebung, bedingt durch interne Deformation in der gesamten oberen Kruste des Alpenvorlands und aktiven Fernschub im Deckgebirge. Dieses Referenzmodell erlaubt eine projektorientiert eher pessimistische Analyse der Kinematik und Dynamik im Untersuchungsgebiet und stellt eine ausreichend belastbare Grundlage für eine vorsichtige Abschätzung der geologischen Langzeitentwicklung dar.

8.2.3 Zukünftige Klimaentwicklungen

Im Rahmen der exogenen Entwicklung spielt das Klima v.a. für die lokale Reliefentwicklung eine entscheidende Rolle. Deshalb werden hier die Grundlagen zu den möglichen Klimaentwicklungen separat dargestellt und kommentiert. Weitere Ausführungen finden sich in Müller et al. (2002).

Die Erdgeschichte ist geprägt von globalen Klimaschwankungen und entsprechend sich ändernden Bedingungen für die exogenen Materialkreisläufe. Lang anhaltende Perioden mit weltweit warm-gemässigtem bis tropischem Klima – generell als Treibhausklima bezeichnet (engl. *greenhouse*) – wurden mehrmals unterbrochen von ebenfalls über viele Jahrmillionen andauernden Zeiten mit ausgedehnten Vereisungen der Polarregionen, die unter dem Begriff Eishausklima (engl. *icehouse*) zusammengefasst werden. Diese grundlegenden Veränderungen des globalen Klimas vollzogen sich nicht plötzlich, sondern erweisen sich als langfristige Prozesse mit zahlreichen Schwankungen und Unregelmässigkeiten, deren Gesetzmässigkeiten noch wenig bekannt sind (Zachos et al. 2001).

Als Ursachen für die langfristigen globalen Klimaveränderungen Treibhaus/Eishaus wurde ein komplexes Zusammenspiel sowohl exogener Faktoren (Treibhausgase, Bioaktivität) als auch endogener Konstellationen, wie z.B. die globale Anordnung der Kontinente, der grossen Ozeanbecken und der Gebirge, erkannt. Letztlich scheint aber die Bedingung einer Landmasse an einer Polarregion und damit die Möglichkeit zur langfristigen Akkumulation grosser Eismassen die entscheidende Voraussetzung für ein Eishausklima zu sein. Dies ist der Fall, seit sich vor ca. 35 Millionen Jahren Australien von der Antarktis löste. Der dadurch entstandene zirkumpolare Kaltwasserstrom führte zur thermischen Isolierung der Landmasse am Südpol und zum sukzessiven Aufbau eines Eisschilds seit dem frühen Oligozän.

Die langfristigen, auch als Superzyklus bezeichneten Klimatrends sind in sich wieder von zahlreichen globalen Klimaschwankungen geprägt, wie sie sich z.B. im zyklischen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten während des Quartärs ausdrücken. Heute ist gesichert, dass letztere v.a. auf die zeitliche und örtliche Veränderlichkeit der Sonneneinstrahlung, also einen exogenen Faktor zurückzuführen sind. Die Sonneneinstrahlung wiederum ist direkt gekoppelt an die geometrischen Parameter der Erdumlaufbahn und der Erdachse, deren zyklische Schwankungen 100'000 Jahre für die Ekliptik und 41'000 Jahre für die Präzession betragen (Milankovitch-Zyklen).

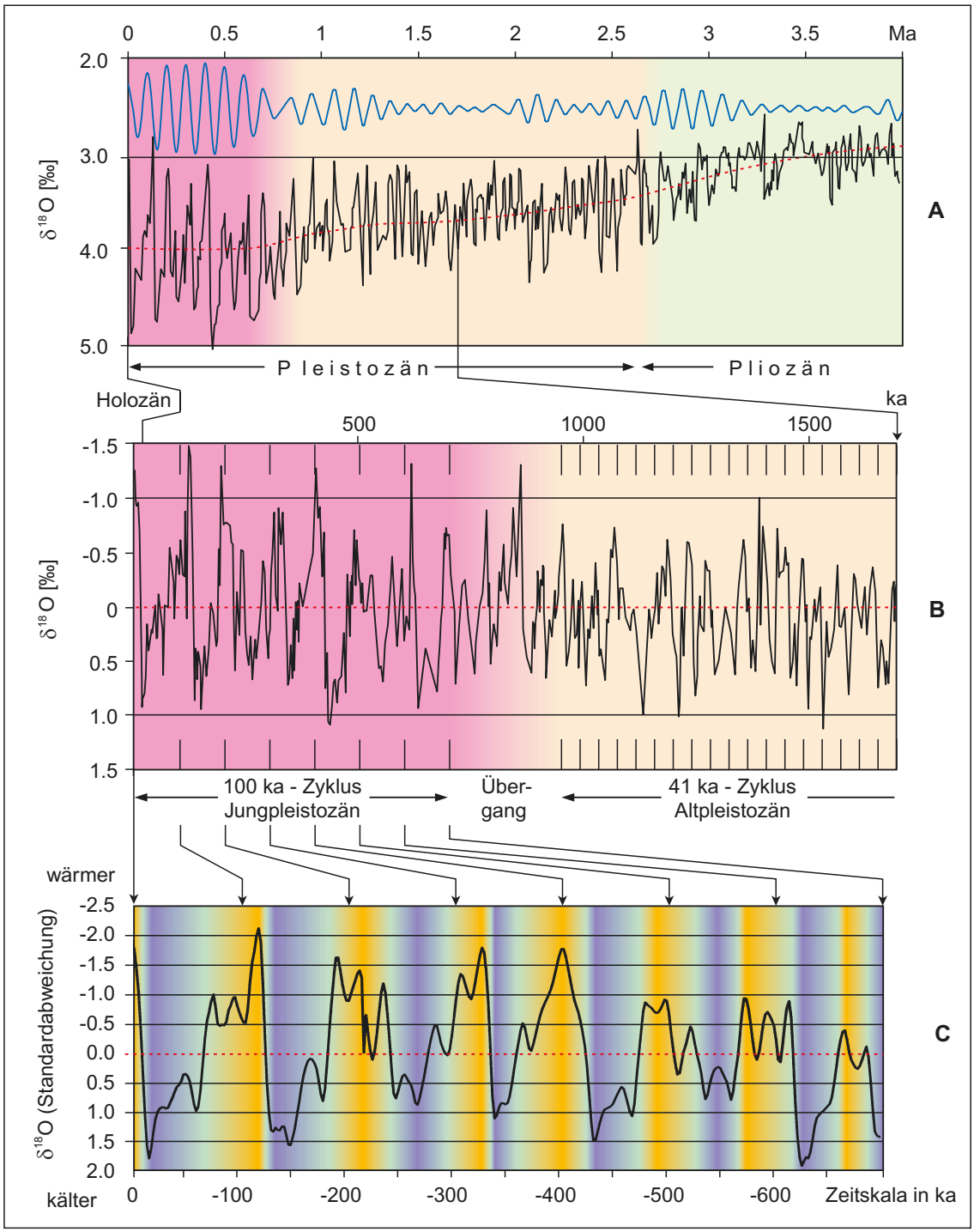
Wie zahlreiche Untersuchungen klimasensitiver Parameter an quartären Sedimentabfolgen und an Eisbohrkernen zeigen, traten die Kalt-/Warmzeit-Schwankungen des Quartärs bis vor rund 0.9 Millionen Jahren in relativ kurzen Abständen auf. Dabei scheint der 41'000-Jahre-Zyklus prägend gewesen zu sein. Nach einer Übergangszeit mit uneinheitlicher Entwicklung sind die quartären Klimaschwankungen seit etwa 0.6 Millionen Jahren durch den 100'000-Jahre-Zyklus geprägt. Diese Entwicklung kann anhand der Sauerstoffisotopen-Kurven, die ein Mass für die Wassertemperatur der Ozeane darstellen, anschaulich dargestellt werden (Fig. 8.2-1).

Die Klimaschwankungen des älteren Quartärs weisen nicht nur eine kürzere Periodizität, sondern auch generell kleinere Amplituden auf. Seit rund 0.6 Millionen Jahren ist nicht nur die Dauer der Zyklen sondern auch deren Amplitude deutlich grösser geworden. Ein Vergleich der letzten vier Kaltzeiten lässt aber keine markanten Unterschiede in den Amplituden, d.h. einen Trend erkennen. Auch die Temperaturen waren während der jungquartären Interglaziale vergleichbar, wobei die letzten vier Warmzeiten offenbar wenige Grad wärmer waren als das heutige. Die Temperaturunterschiede zwischen Glazial- und Interglazialzeiten betrugen rund 10–15 °C. Für das Hochwürm, die Zeit der letzten Maximalvergletscherung, nehmen Burga & Perret (1998) eine gegenüber heute um ca. 12 °C verminderte Temperatur im Schweizerischen Mittelland an.

Über die Dauer des heutigen Interglazials resp. den Beginn der nächsten Kaltzeit bestehen grössere Ungewissheiten. Modellrechnungen zur Klimaentwicklung der nächsten 130'000 Jahre, die sowohl die orbitalen Parameter als auch den CO_2-Gehalt der Atmosphäre berücksichtigen, lassen vermuten, dass die nächste Kaltzeit erst in ca. 50'000 Jahren zu erwarten ist (Loutre & Berger 2000). Nach diesen Modellrechnungen würde auch bei einem extremen, anthropogen verursachten Anstieg des CO_2-Gehalts in der Atmosphäre die nächste Kaltzeit nur verzögert, aber nicht verhindert.

Wie sich aus den Isotopenkurven von Figur 8.2-1 ableiten lässt, waren die Interglaziale des älteren Pleistozäns (41'000-Jahre-Zyklus) generell wärmer als diejenigen des Jungpleistozäns, d.h. es müssen während der älteren Vereisungen auch weniger extreme Verhältnisse geherrscht haben. Es ist deshalb anzunehmen, dass die jüngsten Vereisungen des Quartärs allgemein intensiver waren als die früheren, woraus auch auf grössere Eismassen und eine entsprechend weitere Ausdehnung der Gletscher sowie – möglicherweise – auf intensivere Erosionsleistungen der jungpleistozänen Gletscher geschlossen werden kann.

Ausgehend von den heutigen Kenntnissen über die Langzeitentwicklung des globalen Klimas sowie der Periodizität und der Amplituden der Klimaschwankungen während des Quartärs besteht also eine sehr grosse Wahrscheinlichkeit, dass das Klima langfristig weiterhin vom Wechsel zwischen Warm- und Kaltzeiten beherrscht wird. Das Eishausklima wird deshalb als Referenzszenarium betrachtet und weiter quantifiziert. Es ist mit mehreren Kaltzeiten von der Grössenordnung der jungpleistozänen Glaziale zu rechnen, wobei eine maximale Ausdehnung der alpinen Gletscher im Ausmass der grössten bisherigen Vergletscherung zumindest einmal erreicht werden dürfte.



A: Sauerstoffisotopen-Entwicklung der letzten 4 Millionen Jahre vom Pliozän zum Pleistozän mit generellem Trend zu höheren ^{18}O-Werten, d.h. tieferen Temperaturen (rote Punktelinie); die blaue Kurve stellt die durch Filterung ermittelte relative Kraft des 100 ka-Zyklus dar (nach Zachos et al. 2001).

B: Sauerstoffisotopen-Kurve der letzten 1.5 Millionen Jahre mit Übergang vom 41 ka-Zyklus des älteren Pleistozäns zum 100 ka-Zyklus des jüngeren Pleistozäns und Entwicklung zu grösseren Amplituden (Trend abgezogen, nach Mudelsee & Stattegger 1997).

C: Die Sauerstoffisotopen-Kurve der letzten 700 ka, deutlich kommt die asymmetrische Temperaturentwicklung und der Trend zu bimodalen Maxima zur Geltung (blau = Kaltzeiten, orange = Warmzeiten).

Fig. 8.2-1: Sauerstoffisotope und Klimaentwicklung im Plio–Pleistozän.

Die Kalt–Warm-Zyklen nach Milankovitch werden überlagert von einem unregelmässigen Muster von kleineren Klimaschwankungen mit Perioden im Bereich von Hunderten bis Tausenden von Jahren, die mehrheitlich den Charakter willkürlicher, auch katastrophaler Ereignisse aufweisen und ganz verschiedene Ursachen haben können (Interstadiale, "kleine Eiszeiten"). Sie gehören mehrheitlich zur Kategorie der zufallsbedingten, nicht prognostizierbaren Veränderungen. Diese kleineren Schwankungen können zwar kurz- bis mittelfristig ein bedeutendes Potenzial für geomorphologische Veränderungen haben, ordnen sich aber langfristig dem herrschenden globalen Trend unter und sind deshalb für die Langzeitentwicklung insgesamt von untergeordneter Bedeutung.

Über die genaueren Umstände der Ausbreitung und des Rückzugs der Gebirgsgletscher in den gemässigten Breiten besteht beträchtliche Ungewissheit. Vieles deutet darauf hin, dass sich nicht bei jeder Kaltzeit ausgedehnte Vorlandgletscher gebildet haben, andererseits aber die grossen Vereisungen im Vorland diverse Rückzugs- und Vorstossphasen während derselben Kaltzeit aufweisen können – mit einem entsprechenden Erosions- und Akkumulationspotenzial (Stadiale und Interstadiale).

Das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland liegt im externen Randbereich, den die alpinen Vorlandgletscher jeweils erreichten. Es wird deshalb angenommen, dass dieses Gebiet nur jeweils relativ kurze Zeit eisbedeckt war. So weisen z.B. Keller & Krayss (1998) aufgrund zahlreicher ^{14}C-Datierungen nach, dass die Stirn des Würm-Gletschers nur wenige Tausend Jahre bis ins Gebiet des Zürcher Weinlands reichen konnte, diese Region also die gesamte übrige Zeit des letzten Kaltzyklus eisfrei war. Eine Dauer von durchschnittlich 20'000 Jahren Eisbedeckung im Zürcher Weinland, wie sie für die vorliegende Langzeitbetrachtung pro Kaltzeit angenommen wird, ist deshalb als eher zu grosser (pessimistischer) Wert zu betrachten. Die Eismächtigkeit dürfte in diesem externen Gebiet im Durchschnitt etwa 200, im Maximum etwa 400 m erreicht haben (Keller & Krayss 1993).

Alternative Klimaentwicklungen sind zwar denkbar und im Sinne einer Auslegeordnung auch kurz anzusprechen, um die Bandbreite der möglichen Entwicklungen abzustecken; sie werden aber im Rahmen der Erosionsszenarien (Kap. 8.3.3–8.3.5) nicht quantifiziert. Drei weitere Klimaentwicklungen mit jeweils stark unterschiedlichen Randbedingungen sind als denkbare Szenarien kurz zu diskutieren:

A Ende der Vereisungen und Vorherrschen von gemässigt-wechselfeuchtem Klima

B Anthropogen bedingter Wechsel zu permanent feuchtwarmem Klima (Treibhaus)

C Vorherrschen arider Klimabedingungen ohne Vereisungen.

Das Eintreten einer Alternativentwicklung scheint nur möglich, wenn die treibende Kraft der orbitalen Parameter durch einen oder mehrere wichtige, andere Klimaparameter verdrängt oder ersetzt wird. Dafür käme in erster Linie ein anthropogen bewirkter Anstieg des atmosphärischen CO_2 auf Werte in Frage, die den Übergang zu einem Treibhausklima erzwingen könnten. Eine klimawirksame Veränderung der Anordnung der Kontinente und Gebirge oder der global wirksamen Meeresströmungen ist innerhalb des betrachteten Zeithorizonts nicht zu erwarten. Ein zukünftiges Treibhausklima wäre also im Raum Nordschweiz denselben überregionalen Bedingungen unterworfen, wie sie heute herrschen:

- Die Niederschlagsverhältnisse im Bereich der gemässigten Breiten werden von einem stabilen Westwindgürtel dominiert, der vorwiegend feuchte Luft aus dem atlantischen Raum nach West- und Zentraleuropa bringt. Der Golfstrom spielt zwar für die Menge und Temperatur dieser Feuchtigkeit eine grosse Rolle; grundsätzlich dürfte dieses westeuropäische Klimaregime aber auch ohne Golfstrom funktionieren.

- Die Alpen werden als hohes Gebirge und damit klimaaktive Zone das Wetter weiterhin bestimmen.

Die Alternativszenarien A und B setzen beide ein Ende des Eishausklimas voraus, wobei der Entscheid zwischen gemässigt und tropisch im Wesentlichen vom Ausmass der globalen Erwärmung abhängig sein dürfte. Die geographische Lage der Nordschweiz bei knapp 48° nördlicher Breite bewirkt, dass bei langfristig anhaltenden natürlichen Verhältnissen ein Szenarium mit feucht-gemässigten Bedingungen wesentlich realistischer ist als ein warmes, subtropisches oder sogar tropisches Klima (B). Letzteres käme deshalb nur als Folge massiver anthropogener Veränderungen in Frage, die auch die Vegetation, d.h. die natürlichen Lebensbedingungen, und damit auch die Bedingungen für die Verwitterung und Erosion sowie die Produktion von Treibhausgasen für lange Zeit nachhaltig gestört hätten. Es ist aber sehr unwahrscheinlich, dass sich solche Bedingungen über Zehntausende oder gar Hunderttausende von Jahren konstant etablieren werden.

Das Vorherrschen eines langfristig anhaltenden ariden Klimas ohne Vorlandvereisungen (Szenarium C) im nördlichen Alpenvorland wäre denkbar, falls sich die Meeresströmungen im Nordatlantik entscheidend veränderten. Falls der Golfstrom verschwinden und weitgehend kaltes Polarwasser von Norden entlang der westeuropäischen Küste bis weit nach Süden strömen würde, wäre das Verdunstungspotenzial und damit die Luftfeuchtigkeit über dem Nordostatlantik stark reduziert. Entsprechend geringer wäre das Niederschlagspotenzial der Westwinde, und es könnten sich in Westeuropa steppen- oder sogar wüstenartige Bedingungen entwickeln, ähnlich wie dies – allerdings vorübergehend – während der Phasen des Hochglazials erwartet wird (Kältewüste).

Aufgrund des weitgehend hypothetischen Charakters solcher alternativer Klimaentwicklungen wird auch auf eine differenzierte Diskussion entsprechender Verwitterungs- und Erosionsleistungen verzichtet. Die lineare Erosion entlang der Haupttäler wird wie im Eishausklima mit der regionalen Hebung Schritt halten (Kap. 8.3.3). Die Entwicklung des lokalen Reliefs erfolgt als Funktion von Verwitterungsleistung, Niederschlag und Vegetation. Dabei ist denkbar, dass sich unter stark, z.B. anthropogen gestörten Vegetationsverhältnissen sowie feuchtwarmen Bedingungen eine praktisch totale Einebnung ergeben könnte. Diese Extremsituation wird im Sinne eines äusserst pessimistischen Alternativszenariums in Figur 8.3-2 und 8.3-3 als theoretisches Beispiel dargestellt.

8.2.4 Grundannahmen und Konzepte: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Die projektrelevanten Aspekte der Langzeitentwicklung im geologischen Umfeld eines Tiefenlagers für den Zeithorizont von einer Million Jahren beziehen sich einerseits auf dessen Tiefenlage unter der Erdoberfläche und andererseits auf mögliche Störungen des Wirtgesteins durch tektonische oder thermisch-magmatische Prozesse. Daraus ergeben sich als wichtigste Aspekte die regionale Hebung und Erosion als Zusammenwirken endogener und exogener Vorgänge. Die wichtigsten Erkenntnisse können wie folgt zusammengefasst werden:

- Die Analyse und Quantifizierung der massgebenden Prozesse der geologischen Langzeitentwicklung basiert auf der Annahme langfristig kontinuierlicher endogener und weitgehend zyklischer exogener Vorgänge, die mit dem Konzept dynamischer Gleichgewichte erfasst werden können (*Process-response*-System).
- Zufallsbedingte Prozesse und Ereignisse können zwar qualitativ beschrieben werden, sind aber nur bedingt quantifizierbar.

- Die erarbeiteten Kenntnisse über den geologischen Bau und die jungen Sedimentabfolgen der Nordschweiz vermitteln ein nachvollziehbares Bild ihrer erdgeschichtlichen Entwicklung über den Zeitraum der letzten zehn Millionen Jahre. Die weitere Entwicklung in unmittelbarer geologischer Zukunft, d.h. über einen Zeitraum von etwa einer Million Jahren, kann auf dieser Basis mit begründeten Annahmen in denkbaren Szenarien aufgezeigt und grob quantifiziert werden.
- Den geodynamischen Rahmen für die geologische Langzeitentwicklung der Nordschweiz und des Zürcher Weinlands bildet die Annahme einer weitergehenden Kompression mit anhaltender Hebung, bedingt durch interne Deformation in der Kruste des Alpenvorlands und aktivem Fernschub im Deckgebirge. Dieses Referenzmodell erlaubt eine projektorientiert eher pessimistische Analyse der Kinematik und Dynamik der oberen Kruste im Untersuchungsgebiet und stellt eine ausreichend belastbare Grundlage für die Abschätzung der geologischen Langzeitentwicklung dar (Referenzentwicklung).
- Das zukünftige Klima spielt für die Erosionsszenarien und die Reliefentwicklung eine entscheidende Rolle. Dabei gilt:
  - Der Wechsel von Kalt- und Warmzeiten (Eishausklima) bestimmt das Geschehen der Oberflächenentwicklung.
  - Alternative Klimaszenarien sind nur als theoretische Möglichkeiten zu berücksichtigen und werden im Rahmen der Erosionsszenarien nicht weiter quantifiziert.
  - Kurzzeitige Ereignisse und Prozesse oder lokale Entwicklungen sind im Rahmen des Eishausklimas mehrheitlich als zeitlich und in ihrem Ausmass nicht genau prognostizierbare Phänomene zu betrachten.
- Es wird mit einem Andauern des 100'000-Jahre-Zyklus der Kalt- und Warmzeitschwankungen gerechnet, wobei die Ausdehnung der Vorlandvereisungen mindestens einmal den bisherigen Maximalstand erreichen wird. Pro Kaltzeit wird die mittlere Dauer der Eisbedeckung im Zürcher Weinland mit 20'000 Jahren angenommen, wobei die Eisbedeckung im Durchschnitt ca. 200 m und im Maximum ca. 400 m betragen wird.

8.3 Hebung, Erosion und Morphologie

8.3.1 Methodische Rahmenbedingungen

Nach dem Modell des isostatischen Ausgleichs im Kruste–Mantel-System ist ein flächenhafter Abtrag immer mit einer entsprechenden ausgleichenden Hebung verbunden. Gebiete, in welchen über längere Zeit Erosion vorherrscht, wie z.B. das nördliche Alpenvorland, sind zwangsläufig auch Gebiete mit Hebung. Ist diese Hebung rein denudations- oder glazialisostatischer Natur, so ist sie verzögert, d.h. sie nimmt laufend ab; der Gleichgewichtszustand ist erreicht, wenn sich Erosion und Ablagerung die Waage halten. Die Annahme einer über lange Zeit konstanten Hebung bedingt einen zusätzlichen Motor, was für den Fall der Nordschweiz mit dem geodynamischen Konzept des aktiven Zusammenschubs begründet werden kann (Kap. 3.5.6 und 8.2.2).

Bei regionalen Analysen müssen der zeitliche und der räumliche Massstab korrespondieren: Je grösser der betrachtete Zeitraum, desto grösser muss auch das betrachtete Gebiet sein. Dies impliziert, dass sich lokale Systeme rasch veränderten Bedingungen anpassen können, während globale Systeme sehr träge reagieren.

Zusammen mit den methodischen Ansätzen aus Kapitel 3.5.2 ergeben sich folgende Schwerpunkte für die weitere Bearbeitung der Erosionsszenarien (für geographische Lokalbezeichnungen s. Beil. 1.1 in Birkhäuser et al. 2001):

- Für die Langzeitentwicklung sind Aussagen über die Entwicklung der Erosionsbasis und der Hauptflusstäler sowie die Grossformen der Landschaft möglich; Details verschwinden aber in der Bandbreite der verschiedenen Möglichkeiten. Differenzierte Vorhersagen über lokale Erosion sind im Rahmen der Langzeitentwicklung nicht sinnvoll.
- Vorhersagen über Hunderttausende bis zu einer Million Jahren sind als Mittelwerte innerhalb eines Systems zu betrachten und müssen das über diese Zeiträume vorhandene dynamische Gleichgewicht einer kontinuierlichen Entwicklung berücksichtigen. Dies kann nur durch endogene Prozesse, d.h. im Wesentlichen die regionale Hebung, kontrolliert werden.
- Es wird weiterhin ein Hauptentwässerungssystem geben, dessen Niveau der regionalen Erosionsbasis entspricht. Für die Nordschweiz ist dies der Rhein zwischen Bodensee und Basel (Hochrhein).
- Die heutigen Grossformen der Landschaft am Hochrhein bestehen bereits seit wenigen bis einigen Jahrmillionen und werden auch langfristig Bestand haben (z.B. Randen, Kleiner Randen, Cholfirst, Irchel, Buchberg).
- Der Nachweis und die Quantifizierung von langfristigen Bewegungsraten innerhalb eines Systems mit dynamischem Gleichgewicht gelingt nur, falls sich regional verbreitet entsprechende Reliefgenerationen finden lassen; dies ist durch die Deckenschotter zumindest grob gewährleistet.
- Die theoretisch mögliche (einmalige) Rückerosion des Rheins von der Nordsee bis in die Alpen entspricht einer unwahrscheinlichen Annahme, weil dieser Ausgleich nur erfolgen könnte, wenn keine wesentlichen Differenzialbewegungen zwischen den einzelnen Flussabschnitten stattfänden.

8.3.2 Hebung und Hebungsraten

Für die Quantifizierung von zukünftigen Hebungen und Hebungsraten als Grundlage für die Erosionsszenarien stehen unterschiedliche Datensätze zur Verfügung:

- A *Geomorphologische Beobachtungen* (Kap. 3.5.2, Fig. 3.5-1), die einen Zeitraum von ca. 5 Millionen Jahren abdecken und entsprechende, langfristig gemittelte Bewegungsraten ergeben.
- B *Geologische und geophysikalische Daten* über den Festgesteinsuntergrund (Molasse und Mesozoikum), deren Auswertung im Hinblick auf Vertikalbewegungen mit Hilfe der Analyse der Versenkungs- und Temperaturgeschichte (*Beckenmodellierung*) erfolgte (Kap. 3.3). Für die Langzeitprognosen ist der Zeitraum des Neogens, d.h. etwa die letzten 25 Millionen Jahre massgebend.
- C *Geodätische Messungen* (Landesnivellement, Kap. 3.5.3, Beil. 3.5-1), deren Auswertung als Mass für die in der Gegenwart ablaufenden Prozesse interpretiert werden kann.

Die Datensätze A und B beruhen auf regionalgeologischen Erhebungen, die ein grosses Zeitfenster umfassen, wogegen die Ergebnisse der Geodäsie aus einem vergleichsweise sehr kleinen Zeitfenster stammen. Eine direkte Korrelation, insbesondere für Aussagen lokaler Natur, ist nur bedingt möglich.

Geomorphologie, Beckenanalyse

Die Ableitung von Hebungsraten aus geomorphologischen Studien beruht auf der begründbaren Annahme, dass sich die lineare Erosion entlang der Haupttäler im Sinne eines dynamischen Gleichgewichts laufend den regionalen Hebungen anpasst und – unter Berücksichtigung gewisser sekundärer Faktoren – auch mit der Hebung Schritt hält (Kap. 3.5.2). Untersuchungen zur Entwicklung des nordalpinen Gewässernetzes zeigen, dass die Anordnung der grossen Talzüge (Alpenrhein–Bodensee–Hochrhein, Linth–Limmat, Reuss, Aare) seit dem späten Pliozän vor ca. 3 Millionen Jahren ziemlich stabil war. Dieses Gleichgewicht zwischen Hebung und linearer Erosion gilt zumindest für ausseralpine Gebiete der gemässigten Breiten, in denen die gemittelten Hebungsraten deutlich unter 1 mm/a liegen (Ahnert 1999). In Regionen mit aktiver Gebirgsbildung und grösseren Hebungsraten kann die Geometrie des Gewässernetzes, d.h. der grossen Talzüge auch durch tektonische Bewegungen nachhaltig verändert werden (z.B. Schlunegger 1999).

Im Rahmen einer geologisch-geomorphologischen Studie wurde die Hebungsgeschichte im Gebiet zwischen Schwarzwald, Bodensee und Alpennordrand östlich von Aare–Limmat analysiert Kap. 3.5.2). Aus der Höhendifferenz zwischen älteren Talniveaus und dem rezenten Talboden ergeben sich gemittelte Werte für lokale Erosions- und damit auch Hebungsraten (Fig. 3.5-1). Die Berechnung stützt sich v.a. auf die Datierung der Deckenschotter am Irchel, deren Mindestalter ca. 2 Millionen Jahre beträgt. Sie könnten aber auch älter sein, woraus sich kleinere Bewegungsraten ergäben; somit sind die verwendeten Raten als Maximalwerte im Sinne einer pessimistischen Interpretation anzusehen. Die über einige Jahrmillionen gemittelten Werte, die sich aus diesen geomorphologischen Daten ergeben, liegen für den Raum Nordostschweiz im Bereich von 0.06 bis 0.2 mm/a.

Aus der Beckenmodellierung lassen sich maximale Mächtigkeiten der erodierten Schichten und daraus wiederum maximale Hebungsraten für das Gebiet um eine Tiefbohrung ableiten (Tab. 3.3-3). Für die Zeit ohne Sedimentation resp. mit allgemeiner Erosion, die vor ca. 10 Millionen Jahren am Ende der Molassesedimentation eingesetzt hat und heute noch andauert, wurden vergleichbare Hebungsraten ermittelt, wie sie sich aus den geomorphologischen Studien ergaben (vgl. Kap. 3.3, Fig. 3.5-1).

Für konkrete Zahlen spielt die Höhenlage der ehemaligen Landoberfläche zur Zeit des Hebungsbeginns eine wichtige Rolle. In den Subsidenzdiagrammen von Figur 3.3-6 wird angenommen, dass sie etwa gleich hoch wie heute, nämlich 400 m ü.M. lag. Daraus lässt sich für den Standort der Bohrung Benken eine postmolassische Hebungsrate von 0.1 mm/a ermitteln. Denkbar wäre aber auch eine ehemalige Höhenlage von 200–300 m ü.M., woraus sich etwas grössere durchschnittliche Hebungsraten ergäben. Es könnte sich auch um eine Hochebene gehandelt haben, wobei dann die abgeleiteten durchschnittlichen Hebungsraten mit zunehmender Höhenlage immer kleiner wären. Unter Berücksichtigung der Ungewissheit über den Zeitpunkt des Hebungsbeginns kann so eine Bandbreite von 0.03 (12 Ma und 400 m Hebung) bis maximal 0.15 (8 Ma und 1'200 m Hebung) mm/a für die postmolassische Hebungsphase angegeben werden (ausführliche Diskussion in Müller et al. 2002).

Anhand der Interpolation in Figur 3.5-1 wurde für das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland aus diesen über grosse Zeiträume gemittelten geologischen Datensätzen durchschnittliche Hebungsraten von 90 m/Ma im Nordwesten bis 115 m/Ma im Südosten bestimmt. Dabei ist zu beachten, dass aus diesen auf regionale Daten beschränkten Analysen stets relative Hebungen resultieren, d.h. die absolute Bewegung der regionalen Bezugsebene (lokale Erosionsbasis) gegenüber dem Geoid oder dem Meeresspiegel, als globaler Vorflutbasis, nicht berücksichtigt wird. Für eine Anbindung der Nordschweizer Daten an die globale Vorflut sind weitergehende Konstruktionen notwendig (Kap. 8.3.4 und Fig. 8.3-1).

Geodäsie

Die geodätisch ermittelten Vertikalbewegungen erfassen einen Zeitraum von knapp 100 Jahren (Kap. 3.5.3). Auch die daraus ermittelten Hebungen stellen Relativbewegungen dar, die sich auf einen regionalen Referenzpunkt im Gneis von Laufenburg am Hochrhein beziehen. Um diese geodätisch ermittelten Hebungsraten mit den Werten der geomorphologischen Analyse direkt vergleichen zu können, muss die Eigenbewegung von Laufenburg innerhalb des geschlossenen Systems Nordschweiz bestimmt werden. Diese ergibt sich wiederum aus der Interpolation der Deckenschotterniveaus am Hochrhein mit einer Hebung von max. ca. 0.065 mm/a = 65 m/Ma (Kap. 8.3.4 und Fig. 8.3-1).

Die geodätisch ermittelten Vertikalbewegungen im Nahbereich des Zürcher Weinlands liegen zwischen ca. -0.05 mm/a bei Schaffhausen und 0.1 mm/a bei Andelfingen. Wird die geomorphologisch ermittelte Hebungsrate des Referenzpunkts von Laufenburg dazugezählt, so erhält man ähnliche Werte, wie sie aus den geologischen Befunden über Zeiträume von Jahrmillionen ermittelt wurden, nämlich 0.06 bis 0.165 mm/a.

Diskussion, Ursachen

Die gut vergleichbaren Ergebnisse der voneinander weitgehend unabhängigen Methoden der Geomorphologie, der Beckenmodellierung und der Geodäsie führen zur Annahme einer anhaltenden regionalen Hebung. Es ist demnach naheliegend, von einer langfristig kontinuierlichen, vom Gebiet Hochrhein sowohl nach Nordwesten zum Schwarzwald wie besonders auch nach Süden und Südosten in Richtung Alpenrand ansteigenden Hebungstendenz auszugehen. Diese Tendenz entspricht der im geodynamischen Konzept (Fig. 3.5-4) vorgeschlagenen Konstellation von zwei Hebungszentren, in deren Interferenzbereich die Nordostschweiz und damit auch das Zürcher Weinland liegt. Über die Ursachen der jungen Hebungszone im Schwarzwald besteht zwar grössere Ungewissheit, sie ist aber als Phänomen unbestritten; die südliche Hebungszone wird mit dem anhaltenden Zusammenschub am Nordrand der Alpen begründet. Es gibt keine zwingenden Argumente für die Annahme, dass sich diese Hebungstendenz im Schwarzwald und in den Alpen im Verlauf der nächsten Million Jahre grundlegend verändern, d.h. beschleunigen, verlangsamen oder in eine Senkungstendenz umkehren sollte (Kap. 8.3.1).

Die Ungewissheit bei der Quantifizierung dieser regionalen Hebungen werden durch die Annahme einer eher pessimistischen Interpretation der Grunddaten aufgefangen. Die längerfristige Entwicklung der lokalen und regionalen Vertikalbewegungen über den Zeithorizont von einer Million Jahren hinaus dürfte ähnlich verlaufen, wobei die Sicherheit dieser Aussage mit zunehmendem Zeithorizont naturgemäss stark abnimmt.

8.3.3 Abtrag, Erosion

Die Oberflächendynamik, d.h. Verwitterung–Abtrag (Erosion und Denudation)–Weitertransport (Um- und Ablagerung), wird bestimmt durch das Klimageschehen, die Formen der Erdoberfläche (Reliefenergie) und die Zusammensetzung des Gesteinsuntergrunds. Diese Prozesse werden im Folgenden kurz im Hinblick auf ihre Bedeutung für die Erosionsszenarien charakterisiert.

Die chemische und physikalische *Verwitterung* sorgt für die Lockerung des Gesteinszusammenhangs und damit für die Zerkleinerung des Felsuntergrunds als Voraussetzung für den Abtransport. Diese Prozesse sind v.a. als Interaktion zwischen dem Klima (Witterung!) und der Gesteinszusammensetzung zu betrachten.

Als *Denudation* wird der flächenhafte Materialabtrag bezeichnet, der als vielfältiges Zusammenspiel von vorwiegend gravitativen Prozessen die Entwicklung des lokalen Reliefs steuert. Klima und Hangneigung sind die bestimmenden Faktoren der Denudation. Diese verhält sich proportional zur Hangneigung (Relief) und zum Flächenabfluss und umgekehrt proportional zur Vegetation. Ein besonderer Typ ist die glaziale Denudation. Die Bestimmung von klima-, relief- und gesteinsspezifischen Denudationsfaktoren ist für die Prognose der langfristigen Reliefentwicklung massgebend.

Die Prozesse der Denudation enden da, wo das abgetragene Material durch ein Oberflächengewässer übernommen wird, das für den Weitertransport und den linienhaften Abtrag sorgt. Die durch das Gewässernetz bewirkte Umlagerung der Denudationsprodukte wird als *Erosion* im engeren Sinne bezeichnet. Dabei ist zu unterscheiden zwischen dem Weitertransport des anfallenden Materials und der aktiven, *linearen Tiefenerosion* eines Gewässers, die ebenfalls ein wichtiger Faktor der flächenhaften Abtragung sein kann, indem das Relief des angrenzenden Geländes übersteilt und damit die Denudation beschleunigt wird.

Im Hinblick auf die Langzeitentwicklung der Gelände- resp. der Felsoberfläche muss das komplexe System von Denudation und Erosion nicht in seinen Einzelaspekten betrachtet werden, sondern es sind geeignete Parameter für seine Entwicklungstrends unter den massgebenden endogenen und exogenen Bedingungen zu definieren. Als quantitativer Hauptparameter für die Analyse der regionalen Landschaftsentwicklung dient die Materialbilanz (*sediment yield*), d.h. der Nettoaustrag sowohl durch mechanische als auch chemische Erosion. Für das fluviatile System kann dieser Material-Abtransport an der Erosionsbasis eines Einzugsgebiets (z.B. Alpenrhein bei seiner Einmündung in den Bodensee, Thur oder Töss bei ihrer Einmündung in den Hochrhein) gemessen und in einen über die gesamte Fläche gemittelten Abtrag pro Zeiteinheit umgerechnet werden. Dieser wird im Folgenden als *Denudationsrate* bezeichnet. Die Denudationsrate umfasst also auch das Material der linearen Tiefenerosion und stellt deshalb eine eher abstrakte Grösse dar, scheint aber für regionale Betrachtungen eines nicht allzu unterschiedlichen oder eines nicht allzu kleinen Einzugsgebiets auch für langfristige Prognosen der Landschaftsentwicklung grundsätzlich brauchbar zu sein. So liegen z.B. die durchschnittlichen Abtragsraten im Einzugsgebiet des Alpenrheins (Jäckli 1958, Lambert 1983) mit ca. 0.5 mm/a in derselben Grössenordnung wie die heute gemessenen Hebungsraten in diesem Gebiet (0.2 bis 1.5 mm/a).

Eine Auswertung von Daten aus Zentraleuropa (Einsele & Hinderer 1997) zeigt die wichtigen Zusammenhänge zwischen Denudation, Grösse des Einzugsgebiets und Reliefenergie. Die mechanische Abtragsrate ist direkt proportional zur Reliefenergie, aber umgekehrt proportional zur Grösse des Einzugsgebiets. Das Klima scheint v.a. die chemische Verwitterung zu steuern. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die aufgrund rezenter Sedimentfrachten der Flüsse (z.B. Jäckli 1958, Milliman & Meade 1983) oder Verlandung von Stauräumen (z.B. Lambert 1978 und 1983) ermittelten durchschnittlichen Denudationsraten gerade in den intensiv besiedelten und genutzten Gebieten der gemässigten Breiten für langfristige Prognosen oder für die Beurteilung früherer Epochen korrigiert werden müssen, denn der wichtigste Faktor des detritischen Abtrags ist heute der anthropogene Einfluss. Dieser beträgt je nach Relief und Intensität der Bewirtschaftung rasch einmal das 2- bis 5-fache des natürlichen Werts. In Gebieten mit intensiver Landwirtschaft oder Kahlschlag und mit hoher Reliefenergie kann dieser Faktor Werte von 100 und mehr erreichen.

Für Regionen mit moderatem bis voralpinem Relief, wie die zentrale Nordschweiz, ergeben sich aufgrund der verfügbaren Literatur durchschnittliche Abtragswerte von 0.005 bis ca. 0.1 mm/a.

Für die Quantifizierung des langzeitigen flächenhaften Abtrags im Zürcher Weinland muss zwischen den verschiedenen denkbaren Klimaentwicklungen und der Beschaffenheit des Felsuntergrunds differenziert werden. In Müller et al. (2002) wird das Nordschweizer Schichtprofil stark vereinfachend in drei Härtegrade aufgeteilt, denen sogenannte Denudationsfaktoren zugeordnet wurden, nämlich 0.5 für harte, 1 für mässig harte und 2 für weiche Gesteine (Kündig et al. 1997). Diese werden kombiniert mit Werten für die langfristigen Denudationsraten, welche für die vier Klimaszenarien aufgrund der obigen Überlegungen und anhand von Angaben aus der Literatur abgeschätzt wurden. Dadurch ergeben sich für alle Gesteinseinheiten eher konservative Denudationsraten für die verschiedenen Klimaentwicklungen. Unter Referenzbedingungen werden für die im Zürcher Weinland und dessen Umgebung anstehenden Formationen folgende potenzielle Denudationsraten angenommen: Quartäre Lockergesteine = 0.2 mm/a, Molasse-Formationen = 0.1 mm/a und Malmkalke = 0.05 mm/a.

Für eine grobe Überprüfung der angenommenen Denudationsraten dient folgende Überlegung: Seit Beginn der Zeit allgemeiner Erosion resp. dem Ende der Molassesedimentation vor ca. 10 Millionen Jahren wurde bei Benken, das nur wenig höher als die Erosionsbasis am Hochrhein liegt, ca. ein Kilometer Gestein abgetragen (Tab. 3.3-3). Daraus ergäbe sich ein maximal mögliches Relief von rund 1'000 m. Diese beträgt heute gegenüber den umliegenden Molassehöhen aber nur maximal 250 m, gegenüber den höchsten Erhebungen des Tafeljuras (Schlossranden = 900 m ü.M.) nordwestlich von Schaffhausen ca. 500 m. Dies bedeutet, dass die Denudation im Molassegebiet mit der linearen Tiefenerosion weitgehend Schritt hält (mindestens 75 % sind erodiert, womit sich im Hinblick auf die geforderten pessimistischen Annahmen ein Denudationsfaktor von 1 begründen lässt). Im Malm des Tafeljuras ist der Abtrag jedoch in grober Näherung höchstens halb so gross, weshalb hier mit einem Denudationsfaktor von 0.5 gerechnet wird. Dieser dürfte tendenziell ebenfalls zu gross sein, denn die über den heute die Tafeljurahöhen bildenden Malmkalken erodierten Schichten bestanden zum grössten Teil aus Oberer Süsswassermolasse, die wesentlich schneller abgetragen wurde als die Malmkalke. Geyer & Gwinner (1991) nehmen an, dass der Westrand des Malmkalkplateaus der Schwäbischen Alb (Albtrauf) in seiner heutigen Form schon vor dem Pleistozän bestanden hat, also mindestens 2.5 Millionen Jahre alt ist (Hofmann 1996).

Glaziale Erosion

Die Ermittlung von Denudationsraten durch die glaziale Erosion ist der direkten Messung bedeutend schwerer zugänglich und kann daher nur durch Analogüberlegungen grob quantifiziert werden. Die glaziale Denudation der alpinen Vorlandgletscher dürfte ausserhalb der grossen Täler im Wesentlichen eine Nivellierung des Reliefs bewirkt haben: Aufstehende Formen wurden abgeschliffen (Rundhöcker), Senken mit eiszeitlichen Ablagerungen aufgefüllt. Grössere Molasseberge des Mittelands blieben von der glazialen Erosion des Pleistozäns praktisch verschont. Sie haben heute eine Bedeckung von mittel- bis altpleistozänen Schotterablagerungen (Deckenschotter), die wichtige Erosionsrelikte für die Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte darstellen (Kap. 8.3.2 und 8.3.4). Im Bereich der Hauptentwässerungsrinnen hingegen bewirkte v.a. die subglaziale Erosion die Übertiefung der Becken des Mittellands und der Alpentäler (Freimoser & Locher 1980, Wildi 1984, Pfiffner et al. 1997).

Die Basis dieser übertieften Talrinnen liegt stellenweise einige 100 m unter dem heutigen Talboden und belegt so eine ausgedehnte glaziale Tiefenerosion. Heute geht man davon aus, dass an der Basis von temperierten, d.h. nicht am Boden angefrorenen Vorlandgletschern (wie dies für die alpinen Vorlandgletscher generell angenommen werden darf), aktive Schmelzwassergerinne Materialtransport und entsprechende Auskolkung des Untergrunds bewirken (z.B. Menzies 1995). Da Vorlandgletscher bei aufeinanderfolgenden Vorstössen die bereits bestehenden Talzüge bevorzugen, wiederholen sich solche Ausräumvorgänge mehrfach. Dabei werden

ältere Beckenfüllungen stellenweise wieder vollständig erodiert, anderenorts allerdings auch vom Gletscher lediglich überfahren und bleiben deshalb unbeeinflusst, abgesehen von einer Konsolidierung durch Belastung.

Die Talzüge mit glazial übertieften Rinnen des Schweizer Mittellands entstanden wahrscheinlich erst im jüngeren Pleistozän, als mit den länger dauernden Kaltzeiten des 100'000-Jahre-Zyklus auch ein grösseres Erosionspotenzial der Vorlandvereisungen einsetzte. Je grösser die Übertiefung, desto eher folgten die späteren Gletschervorstösse wieder den entsprechenden Tälern. Neue Talläufe und glazial übertiefte Rinnen sind nur dort entstanden, wo dies über eine niedrige Wasserscheide begünstigt wurde. Generell kann davon ausgegangen werden, dass zukünftige Gletschervorstösse im Wesentlichen dem heute existierenden Talnetz folgen und dieses weiter akzentuieren werden, die seitlichen Höhenzüge aber weitgehend erhalten bleiben (z.B. Irchel mit den 2 Millionen Jahre alten Höheren Deckenschottern).

Die Verbreitung der glazialen Übertiefung ist mehrheitlich auf Gebiete mit Molasseuntergrund beschränkt (Graf & Müller 1999). Im Norden der Kantone Aargau und Zürich enden die übertieften Felsrinnen oft an den harten Schichten der Malmkalke des Falten- und Tafeljuras. Bisher sind glazigene Übertiefungen in mesozoischen Schichten nur im Bereich des unteren Reuss- und Aaretals, namentlich bei den verschiedenen Durchbrüchen durch die Faltenstrukturen oder Flexuren des östlichen Juras bekannt (Haldimann et al. 1984). In Gebieten mit Molasseablagerungen scheint die glaziale Übertiefung demnach ein deutlich grösseres Erosionspotenzial aufzuweisen als in solchen mit überwiegend harten Formationen des Mesozoikums.

Hinsichtlich der Abschätzung der glazialen Erosion bei einem fortdauernden Eishausklima gelten zusammenfassend folgende Annahmen:

- Die glazial übertieften Rinnen der Nordschweiz entstanden im Jungpleistozän. Eine weitere Übertiefung durch zukünftige Vorlandgletscher ist wahrscheinlich, erfolgt aber selektiv und nicht bei jedem Gletschervorstoss.
- Die lineare Eintiefung entlang der Haupttäler hält im Bereich mit Molasseuntergrund langfristig mit der regionalen und lokalen Hebung Schritt.
- Zukünftige Gletschervorstösse folgen bevorzugt bereits existierenden Talzügen, sodass die heutigen Hauptentwässerungsrinnen im Wesentlichen lagekonstant bleiben werden.
- Für die glaziale Übertiefung gelten dieselben formationsspezifischen Faktoren wie für die Denudation. Dies bedeutet, dass im Bereich der Molasse (Denudationsfaktor 1) die glaziale Übertiefung mit der Tieferlegung der fluviatilen Erosionsbasis Schritt hält, im Malm (Denudationsfaktor 0.5) aber höchstens halb so rasch fortschreitet, d.h. wesentlich gehemmt ist (Fig. 8.3-2).

Auf diesen Überlegungen zur Denudation und der glazialen Erosion durch Vorlandgletscher beruht die Konstruktion der Szenarienprofile in Figur 8.3-2. Für Details über die Ermittlung der verwendeten Parameter wird auf Müller et al. (2002) verwiesen.

8.3.4 Die regionale Erosionsbasis und das Ausgleichslängenprofil des Rheins

Die Landschafts- resp. Reliefentwicklung eines Gebiets wird langfristig gesteuert durch die Höhenlage seiner Erosionsbasis. Der tiefste Punkt eines Drainagenetzes wird als Haupterosionsbasis bezeichnet; im globalen Massstab ist dies immer der Meeresspiegel. Jedes Teilgebiet besitzt aber auch seine regionale oder lokale Erosionsbasis, die durch den jeweiligen Vorfluter definiert ist.

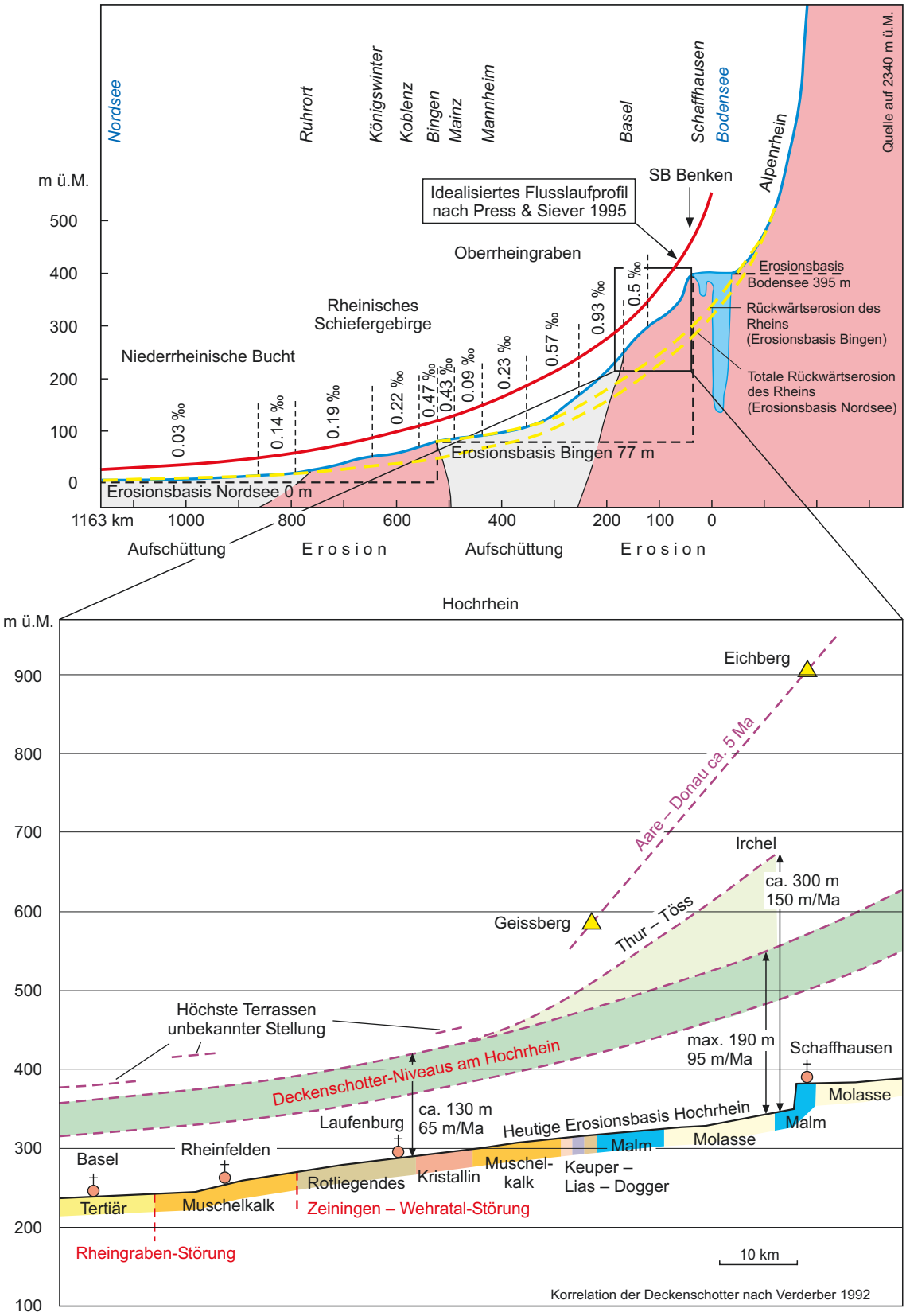


Fig. 8.3-1: Verlauf des Talniveaus des Rheins, 1000-fach überhöht (oben), Beziehung des Deckenschotterniveaus zur heutigen Erosionsbasis im Gebiet des Hochrheins (unten).

Die grossen Talläufe stellen die Wege für den Abtransport des Erosionsmaterials der Seitenzuflüsse und des Hinterlands dar. In diesem Haupttalsystem etabliert sich relativ rasch (< 100'000 Jahre) ein dynamisches Gleichgewicht zwischen Hebung und linearer Tiefenerosion, sofern innerhalb des betrachteten Einzugsgebiets keine extremen Hebungsraten und keine bedeutenden vertikalen Differenzialbewegungen (> ca. 1 mm/a) stattfinden (Allen 1997). Die Reliefentwicklung ausserhalb dieser Talzüge wird vom jeweiligen, klima- und gesteinsabhängigen Denudationsfaktor bestimmt. Ist dieser grösser als die regionale Vertikalbewegung, so findet eine Einebnung statt, ist er kleiner, dann akzentuiert sich das Relief, denn die lineare Tiefenerosion wird über längere Zeiträume die Vertikalbewegungen des Untergrunds stets ausgleichen. Senkt sich die Haupterosionsbasis eines Systems relativ zu seinem Hinterland ab resp. hebt sich dieses gegenüber seiner Erosionsbasis an, so sucht das System durch rückschreitende lineare Erosion ein neues Gleichgewicht, gefolgt von einer Akzentuierung des Reliefs und rückschreitender Denudation.

Das Ausgleichslängenprofil eines Flusses (*graded river*) entspricht einer gebogenen, vom Unterlauf bis zum Oberlauf konkav ansteigenden Kurve. Der steile Oberlauf zeichnet sich durch Tiefenerosion aus, im Mittellauf herrscht Umlagerung und Weitertransport des anfallenden Erosionsmaterials vor, und im Unterlauf wird vorwiegend abgelagert. Entsprechend der Erosionsresistenz des Felsuntergrunds und den entlang des Flusslaufs herrschenden Hebungen oder Senkungen bestehen Flüsse in der Regel aus mehreren Teilsegmenten mit eigener Erosionsbasis. Dieses Konzept des Ausgleichslängenprofils geht auf Mackin (1948) zurück. Es beruht auf einer qualitativen Beurteilung des Längenprofils verschiedener grosser Ströme der Erde.

So lassen sich beim Rhein drei Flussabschnitte unterscheiden, von denen jeder eine eigenständige Dynamik von Erosion, Umlagerung und Ablagerung aufweist (Fig. 8.3-1). Bezüglich eines Tiefenlagers im Zürcher Weinland interessiert v.a. der Hochrhein. Zwischen dem Hochrhein und dem Oberrheingraben (Oberrhein) zeigt das heutige Flusslaufprofil eine deutliche Steilstufe, die in erster Linie durch den ausgeprägten Wechsel in der Erosionsresistenz des Untergrunds erklärt werden kann: Der Hochrhein verläuft weitgehend auf dem Felsuntergrund des Mesozoikums und zwischen Waldshut und Säckingen teilweise auf Kristallin, während der Untergrund des Oberrheins durch mächtige, relativ weiche Tertiär- und Quartärablagerungen gebildet wird. Neben dieser unterschiedlichen Verwitterungsresistenz spielen wahrscheinlich auch unterschiedliche Hebungsgeschwindigkeiten eine Rolle, wobei am Hochrhein, der zwischen den rezenten Hebungszonen Schwarzwald und Alpen verläuft, grössere absolute Hebungen zu erwarten sind als im Oberrheingraben, und deshalb das Hochrheinprofil einen zusätzlich übersteilten Verlauf mit aktiver Tiefenerosion zeigt.

Die Übersteilung des Hochrheinprofils gegenüber seiner Basis bei Basel kommt auch im unteren Ausschnitt von Figur 8.3-1 zur Geltung. Dabei handelt es sich offensichtlich nicht um die Idealkurve eines ausgeglichenen Flusslaufprofils. Weil aber die etwa 1 bis über 2 Millionen Jahre alten Deckenschotterniveaus (Kap. 3.5) in annähernd paralleler, gegen den Oberlauf leicht divergierender Lage über der heutigen Erosionsbasis (= rezentes Talniveau) liegen, kann gefolgert werden, dass es sich hier um einen langzeitigen, dynamischen Gleichgewichtszustand handelt, der mit grosser Wahrscheinlichkeit auch langfristig bestehen bleiben wird.

Grundsätzlich ist aber denkbar, dass dieses übersteilte Längenprofil des Hochrheins durch Rückwärtserosion eliminiert und damit im Sinne von Mackin (1948) ausgeglichen würde. Dann würden Oberrhein, Hochrhein und Alpenrhein zusammen ein neues Gleichgewicht mit Basis bei Bingen, am Rand des Rheinischen Schiefergebirges finden. Aus Figur 8.3-1 ergibt sich rein graphisch, dass dadurch im Zürcher Weinland gegenüber dem heutigen Verlauf eine zusätzliche, einmalige Tiefenerosion von bis zu etwa 80 m stattfinden könnte. Eine totale Rückwärtserosion des gesamten Rheins von den Alpen bis zur Nordsee und damit eine Elimination aller Steil-

stufen wäre mit einer zusätzlichen, einmaligen Tiefenerosion von ca. 20 m verbunden. Bei diesen Annahmen wäre im Zürcher Weinland mit maximal 100 m zusätzlicher Tiefenerosion und einer entsprechenden rückschreitenden Denudation zu rechnen. Eine solche Entwicklung zu einem durchgehenden Gleichgewichtsprofil ohne Steilstufen ist aber nur sehr langfristig möglich. Zudem wäre ein Ausgleich der endogenen Kräfte notwendig, d.h. es dürften keine unterschiedlichen Hebungsraten zwischen einzelnen Flussabschnitten vorkommen, was einem sehr unrealistischen, statischen Szenarium entspricht. Innerhalb des geodynamischen Konzepts ist von diesen denkbaren Entwicklungen einzig die Rückerosion der Steilstufe Rheinfall naheliegend (realistisch); dies kann sich aber erst entwickeln, wenn der Bodensee aufgefüllt ist und dann genügend Geschiebe mit entsprechendem Abrasionspotenzial bis zum Rheinfall gelangt.

Denkbar ist aber auch, dass der Alpenrhein nach einer weiteren Umgestaltung des Gewässernetzes durch die nächste Eiszeit nicht mehr über das Bodenseegebiet, sondern über Walensee und Zürichsee zum Hochrhein fliessen würde (was er ohne menschliche Eingriffe vielleicht heute schon täte!) und somit das Nordostschweizer Mittelland von der rückschreitenden Erosion weniger stark betroffen wäre. Das ausgeglichene Längenprofil wird zum Oberlauf steiler, wenn der massgebende Abfluss kleiner wird. Diese Entwicklung mit einer Reduktion der Abflüsse auf jene der Ill, Thur, Töss etc. ist sogar sehr wahrscheinlich, denn mit zunehmender Auffüllung des Bodensees wird das Auflandungspotenzial des Alpenrheins immer grösser und die Abkürzung über das Walenseetal immer plausibler.

Aufgrund dieser Überlegungen ist eine zusätzliche Tiefenerosion des Hochrheins von 100 m im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland sehr unwahrscheinlich; sie wird dennoch im Sinne einer extremen Entwicklung berücksichtigt. Für das Zürcher Weinland könnte sich dadurch im Zeitraum der nächsten Jahrmillion eine Tieferlegung der Erosionsbasis von ca. 190 m im Norden und bis 215 m im Süden ergeben, die sich aus dem erosiven Ausgleich der gemittelten Hebung (Fig. 3.5-1 und Kap. 8.3.2) und der theoretisch möglichen (einmaligen) Rückerosion des Rheins zusammensetzt.

8.3.5 Entwicklung des lokalen Reliefs und der Tiefenlage des Wirtgesteins

Detailliertere Prognosen über die Langzeitentwicklung des lokalen Reliefs sind gemäss der in Kapitel 8.3.1 formulierten methodischen Rahmenbedingungen nicht sinnvoll, werden aber für die Abschätzung der zukünftigen Tiefenlage des Wirtgesteins im Zürcher Weinland benötigt. Die folgenden Aussagen und Darstellungen der lokalen Entwicklung der Topographie sind deshalb als schematisch zu betrachten. Entscheidend für die Abschätzung der zukünftigen Tiefenlage resp. der Überlagerung des Wirtgesteins ist die Erosionsresistenz der harten Kalkschichten und die Lage der fluviatilen und der glazialen Erosionsbasis.

Die lokale Erosionsbasis liegt entlang der Hauptentwässerungsrinnen Hochrhein–Thurtal heute auf 350 bis 400 m ü.M. und steigt sowohl in Richtung Nordwesten (Schwarzwald) als auch nach Südosten (Alpen) langsam an. Dazwischen liegt eine Hügellandschaft mit einem moderaten Relief, das sich seit dem Ende der Molassesedimentation vor ca. 10 Millionen Jahren entwickelt und wahrscheinlich während des pleistozänen Eishausklimas beschleunigt akzentuiert hat. Einzig der Randen hebt sich mit seinen gut 900 m ü.M. deutlich von der Umgebung ab. Dies ist damit zu begründen, dass dort die verwitterungs- und erosionsresistenten Malmkalke an der Oberfläche liegen, während im übrigen Gebiet v.a. Molassegesteine und weniger harte Formationen des Mesozoikums der Denudation ausgesetzt sind (vgl. Kap. 8.3.3).

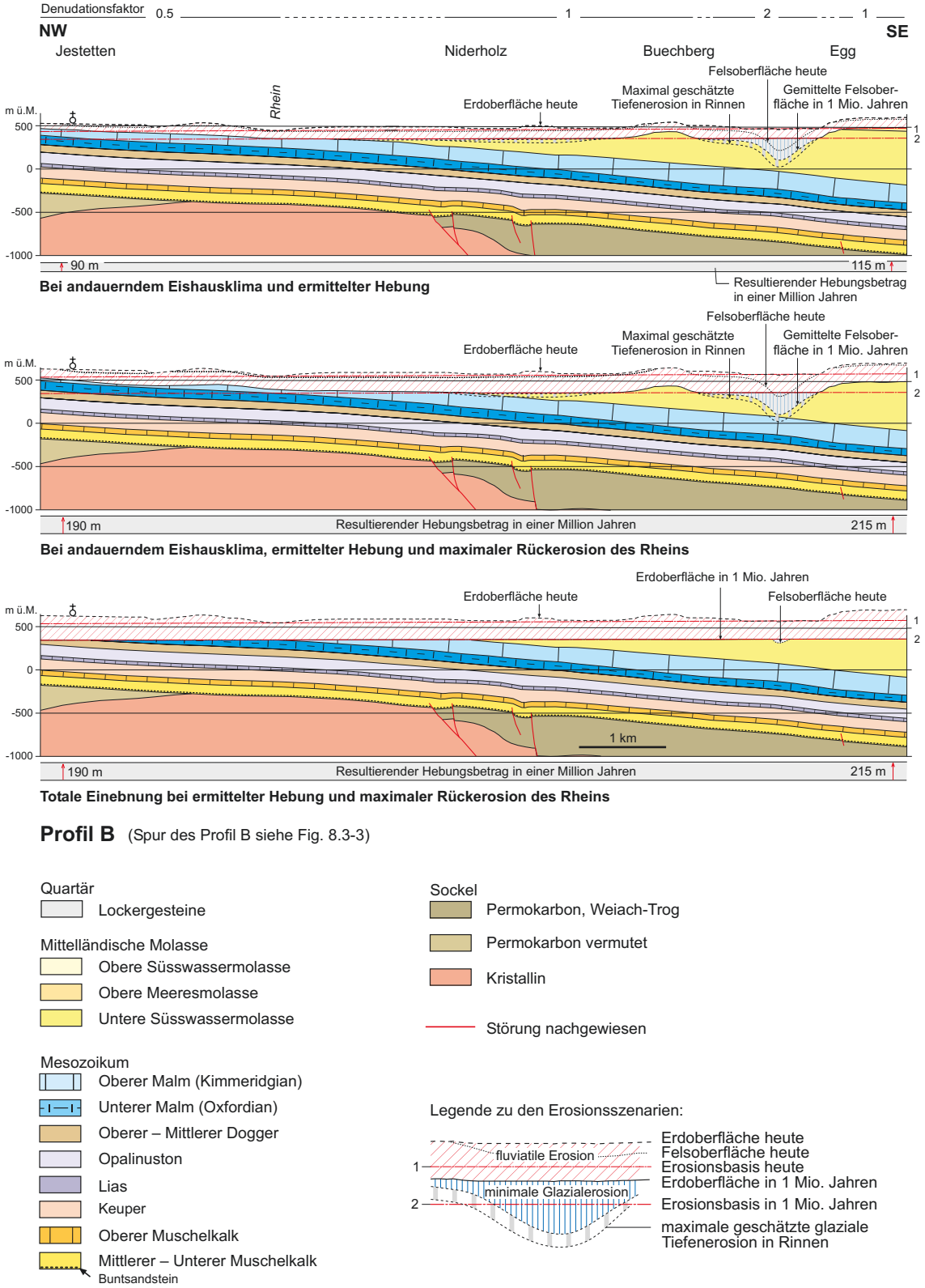


Fig. 8.3-2: Darstellung der Erosionsszenarien am Beispiel eines NW–SE-Profils vom Rhein- zum Thurtal.

Aus Beilage 5.3 in Müller et al. (2002).

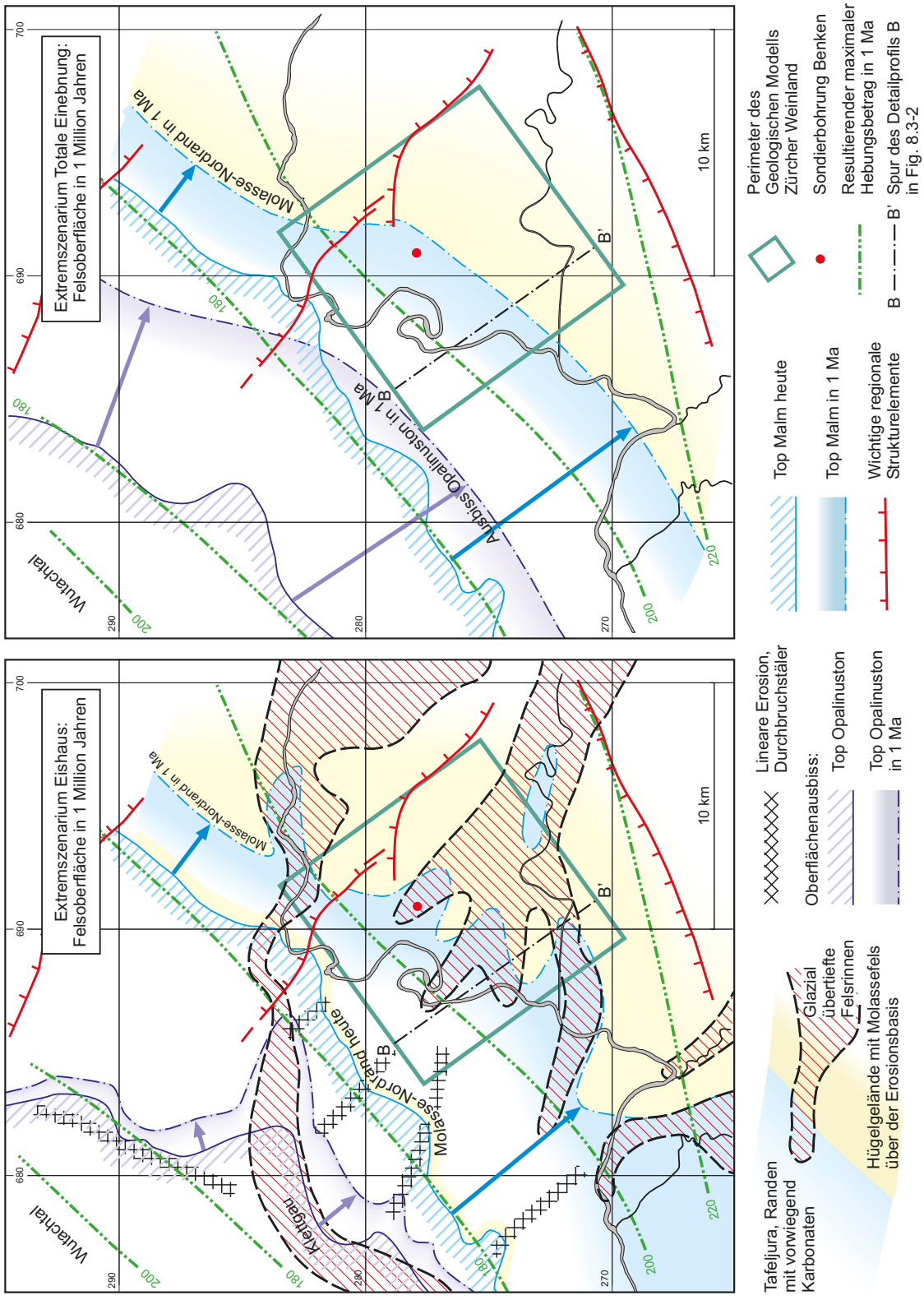


Fig. 8.3-3: Erosionsszenarien für die Nordostschweiz.

Darstellung der Felsoberfläche in einer Million Jahren unter der Annahme der Extremszenarien "Eishaus" (links) und "Totale Einebnung, Treibhaus" (rechts) nach Beilage 5.2 in Müller et al. (2002).

Während der Kaltzeiten des Eishausklimas gibt es nur im eisfreien Gebiet ausserhalb der Endmoränen eine fluviatile Erosionsbasis. Im Bereich des vergletscherten Gebiets kann die Reliefentwicklung ausserhalb der grossen Talzüge nicht genauer quantifiziert werden. Entlang der Täler wird in erster Näherung von der jeweiligen Felsoberfläche als Bezugsebene für die lineare glaziale Tiefenerosion ausgegangen. Das Ausmass der jeweiligen glazialen Übertiefung während einer Glazialzeit dürfte in erster Näherung direkt proportional zur Dauer der Vereisung sein und v.a. während der Oszillationsphasen des Maximalstands stattfinden; eine Quantifizierung bleibt jedoch weitgehend spekulativ. Es kann aber angenommen werden, dass die zukünftige glaziale Übertiefung im Bereich der bestehenden Rinnen stattfinden würde und entsprechend dem Denudationsfaktor in Molasseschichten mit der Hebung Schritt hielte, im Malm aber höchstens halb so schnell (s. oben); das Relief der Übertiefung bliebe da etwa erhalten, wo nur Molasse den Untergrund bildet, würde sich aber in Gebieten generell abschwächen, wo auch der Malm betroffen wäre.

Das Ausmass des flächenhaften Abtrags und der linearen Tiefenerosion soll für das Referenzszenarium Eishausklima sowie ein theoretisches Extremszenarium mit totaler Einebnung auf dem Niveau der Erosionsbasis (wie es am ehesten für ein Treibhausklima mit stark gestörten Vegetationsverhältnissen angenommen werden könnte) soweit möglich quantifiziert werden. Anhand eines NW-SE-Profils durch die Nordostschweiz (Fig. 8.3-2) sowie einer sehr schematischen Kartenskizze der Felsoberfläche (Fig. 8.3-3) wird diese Situation dargestellt, wie sie nach dem Zeitraum von einer Jahrmillion etwa denkbar wäre.

Unter der Annahme gemittelter Hebungsraten von 90 m/Ma im Nordwesten und 115 m/Ma im Südosten (Fig. 3.5-1) ist auch bei extremen Randbedingungen kein für ein Lager im Opalinuston kritischer Abtrag des Mesozoikums zu erwarten. Bei totaler Einebnung und einer zusätzlichen Tieferlegung der Erosionsbasis infolge Rückerosion des Rheins würde der Abtrag ganz im Nordwesten (etwa bei Jestetten) bis zum Mittleren Dogger reichen. Unter Eishausbedingungen und einer maximalen Rückerosion des Rheins würde der flächenhafte Abtrag eine wesentlich geringere Einebnung im Tafeljura bewirken, weil hier der erosionsresistente Malm gemäss Konzept höchstens halb so rasch wie die südwestlich angrenzenden Molasseschichten abgetragen würde. Deshalb entstünde hier mit zunehmender Tieferlegung der Erosionsbasis ein Relief, d.h. der Jura würde dort langfristig als Hochzone herausmodelliert, analog zum heutigen Randen (vgl. auch Hofmann 1996). Bei beiden Extremszenarien wäre mit einer Freilegung des Malms bis ins zentrale Zürcher Weinland zu rechnen und im Thurtal reichte die glaziale Übertiefung bis an die Basis der Molasse oder in den obersten Malm. Die Einebnung unter Treibhausbedingungen würde aber bei weitem keine vergleichbare Erosionstiefe in diesem Bereich bewirken (vgl. Fig. 8.3-3).

Figur 8.3-3 zeigt Übersichtsdarstellungen der beiden Extremszenarien für das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland und dessen Umgebung. Beim Extremszenarium "Totale Einebnung" entspricht die Kartendarstellung einem Schnitt durch die regionale Geologie etwa 180–220 m unter dem Niveau der heutigen Erosionsbasis. Der Molasseausbiss verschiebt sich dabei um 3 bis knapp 10 km nach Südosten. Etwa 7 km nordwestlich davon läge der Ausbiss des Top Opalinuston.

Die Konstruktion der Felsoberfläche, wie sie nach einer Million Jahren unter Eishausklima und maximaler Erosion zu erwarten wäre, ist mit wesentlich grösseren Unsicherheiten behaftet. Es wird angenommen, dass die heute schon glazial übertieften Talrinnen nach der Tieferlegung der Erosionsbasis durch Hebung und Rückerosion eine etwa gleich grosse Übertiefung aufweisen würden wie heute und dass keine nicht bereits vorgezeichnete lineare Tiefenerosion stattfände. Dies würde einen unregelmässigen Molassenordrand mit Einbuchtungen verursachen. Unter Eishausbedingungen würde die "Öffnung" des Malmaquifers durch Erosion also weiter nach

Süden reichen als beim Extremszenarium "Totale Einebnung". Der Ausbiss des Top Opalinuston bliebe beim Extremszenarium "Eishaus" dagegen wesentlich weiter im Nordwesten als bei der totalen Einebnung, da hier eine Akzentuierung des Reliefs wegen der unterschiedlichen Denudationsraten für die einzelnen Felsformationen zu erwarten wäre. Im Gegensatz zur Denudation hält die lineare Erosion des Gewässernetzes gemäss Konzept in etwa Schritt mit den Hebungen, weshalb sich im Gebiet des Kleinen Randens die heute schon angelegten Durchbruchstäler weiter akzentuieren müssten. Der Klettgau verbliebe als Talzug, eventuell leicht glazial eingetieft. Ein heute in 650 m Tiefe angelegtes Lager würde auch unter extremen Annahmen nach einer Million Jahren noch eine Gesteinsüberdeckung von mindestens 450 m aufweisen (Müller et al. 2002).

Diese Quantifizierung der Lokalerosion ist für das fluviatile Szenarium mit den verfügbaren Daten ausreichend belegt. Grössere Ungewissheit besteht für die Abschätzung der glazialen Tiefenerosion. Im Sinne einer pessimistischen Betrachtung wurde deshalb das Felsrelief im Bereich der bestehenden Rinnen noch um maximal 50 % weiter eingetieft.

8.3.6 Entwicklung der Oberflächenverhältnisse (Hydro- und Biosphäre)

Um die mögliche Entwicklung der lokalen Hydro- und Biosphäre abschätzen zu können, sind Kenntnisse über die langfristige Entwicklung der oberflächennahen Umweltverhältnisse wichtig. Dabei interessieren in erster Linie die grossen Talzüge, wo die lokalen Grund- und Oberflächenwässer zusammenfliessen und weitergeleitet werden und an deren Schnittpunkten mit den regionalen Felsaquiferen auch die Exfiltration der Tiefenwässer stattfindet.

Die heutigen Täler der Nord- und Nordostschweiz können bezüglich ihrer Lockergesteinsfüllung und der Hydrologie grob unterteilt werden in:

- Abschnitte mit Grundwasserträgern (Kies und Sand)
- Abschnitte ohne Grundwasservorkommen, in denen der Fluss entweder direkt auf Fels oder über weitgehend undurchlässigen Quartäreinheiten (Seeablagerungen, Grundmoräne) fliesst sowie
- Seebecken (offene Wasserflächen).

Zudem ist im Hinblick auf die langfristige Entwicklung der Landoberfläche zu unterscheiden zwischen Strecken mit vorherrschender Auflandung resp. Sedimentation und solchen, die sich erosiv in den Untergrund eintiefen. In Gebieten mit Grundwasservorkommen ist auch die Lage des Grundwasserspiegels wichtig.

In den Flusstälern der Nordostschweiz wechseln also Strecken, wo ein Teil des Abflusses unterirdisch erfolgt, mit solchen, wo der gesamte Abfluss im Oberflächengewässer abgeführt wird; rezente, natürliche Seebecken sind selten. Im oberen Teil der Talabschnitte mit Grundwasservorkommen liegt der Grundwasserspiegel in der Regel einige Meter bis mehrere Dekameter unter dem rezenten Talboden, im unteren Teil kommt er bis nahe an die Oberfläche, weil am Übergang zu Fels oder Moränenstrecken bzw. Seebodenablagerungen eine Staulage entsteht, die häufig zu versumpften Gebieten führt. Dies bewirkt, dass im Grundwasser gelöste Stoffe letztlich immer ins Oberflächengewässer exfiltrieren oder im Abstrombereich der Aquiferstrecken durch kapillaren Aufstieg in die Bodenschichten gelangen können.

Die heutige regionale Hydrogeologie des Hochrheins und seiner Zuflüsse ergibt so ein System von einander abwechselnden Grund- und Oberflächenwasser-Strömen, in welchem Infiltration und Exfiltration teilweise sehr kleinräumig abwechseln (z.B. Thurtal). Dieses heute ziemlich

stabile System hat sich aus der hochdynamischen Situation entwickelt, wie sie vor ca. 15'000 Jahren am Ende der letzten Vorlandvereisung herrschte. Mit dem Abschmelzen der Gletscher entstanden kurzzeitig zahlreiche Seebecken, die rasch aufgefüllt wurden, sowie hochliegende Schotterkörper, die heute z.T. bereits wieder erodiert oder zumindest trockengelegt sind. Kurz nach dem Abschmelzen der Gletscher waren die einzelnen, schuttgefüllten Täler über ein noch sehr unausgeglichenes Gewässernetz verbunden, das durch Erosion in relativ hochgelegenen Zonen und Akkumulation in relativen Tieflagen zuerst ausgeglichen werden musste. Dieser Ausgleich geschah in relativ kurzer Zeit und dürfte vor ca. 10'000 Jahren, zu Beginn des Holozäns, weitgehend abgeschlossen gewesen sein.

Im Zürcher Weinland hat sich dieser Ausgleich als bedeutende erosive Phase abgespielt. Die ausgedehnte Ebene beim Zusammenfluss von Thur und Rhein, zwischen Buchberg, Irchel und der Moränenlandschaft von Marthalen–Benken wurde kurz nach dem Abschmelzen des Würmeises bis auf ein Niveau von ca. 380 m ü.M. (oder noch höher) mit Schutt gefüllt (Zungenbecken des Maximalstands). Wahrscheinlich durch das erosive Einschneiden des Hochrheins bei der Einmündung der Töss wurde dann aber die lokale Erosionsbasis sukzessive tiefergelegt, was durch die zahlreichen jungen Erosionsterrassen in diesem Gebiet belegt ist. Der Rest dieses jungen Schotterkörpers bildet heute ein wichtiges Trinkwasserreservoir. Er keilt bei Rüdlingen aus, und der Rhein fliesst dann auf Fels. Bei diesem Übergang liegt der Grundwasserspiegel praktisch an der Oberfläche, weshalb sich hier früher ein weites Sumpfgebiet ausdehnte.

Die heutige Situation wurde durch den Menschen künstlich stabilisiert, wäre aber auch in seiner natürlichen Weiterentwicklung relativ stabil, zumindest bis zur nächsten Kaltzeit. Dann werden die Verhältnisse durch die Veränderungen in der Vegetation und im Klima (weniger Niederschlag) sukzessive umgestaltet und wieder aus dem Gleichgewicht gebracht. Durch die vorrückenden Gletscher und die entblössten Höhenzüge wird im Hinterland vermehrt Material aufgearbeitet und als zunehmender Schuttstrom talabwärts verfrachtet (sog. Vorstossschotter). Letztlich legt sich das Eis über die aufgewühlte Landschaft und sorgt, je nach Dauer und Intensität der Kaltzeit, für eine mehr oder minder kräftige Neugestaltung der Topographie (wobei die oben formulierten Randbedingungen gelten). Unter den mehrheitlich temperierten Gletschern dürfte sich ein zum heutigen Talnetz annähernd kongruentes, subglaziales Entwässerungssystem entwickeln, über welches sowohl die Schmelzwässer, wie auch die aufsteigenden Tiefenwässer rasch abgeführt werden. Im Vorfeld der Gletscher wird der anfallende Schutt in Sanderebenen um- und abgelagert, die sich über der aus dem Interglazial ererbten Topographie ausdehnen. Dadurch kommt es auch beim Gletschervorstoss zu einer akkumulativen Phase in den Talzügen. Die stark reduzierte bis fehlende Vegetation sorgt im periglazialen Milieu für einen raschen Oberflächenabfluss und intensive Denudation. Obwohl die entstandenen Vorstossschotter ein erhöhtes Retentionspotenzial in den Tälern bewirken, dürfte der Gesamtabfluss generell rascher erfolgen als zur Zeit des Interglazials.

Permafrost

Von besonderer Bedeutung ist die Frage nach dem Vorkommen von Permafrost, weil dieser bedeutende Veränderungen in der regionalen Tiefenwasserzirkulation bewirken könnte. Über die Temperaturen, die während des Hochglazials an der Gletscherbasis und im periglazialen Gebiet vor der Gletscherstirn zu erwarten sind, bestehen zwar grössere Ungewissheiten. Es darf aber angenommen werden, dass zumindest zeitweise Permafrost geherrscht hatte. Indizien für oberflächennahen Permafrost in jungpleistozänen Schotterterrassen der Nordschweiz wurden z.B. von Bachmann-Vögelin (1966) beschrieben. Diese Beobachtungen reichen aber nicht aus, um einen über längere Zeit geschlossenen Permafrost postulieren zu können. Der von Speck (1994) modellierte Termperaturverlauf unter der Stirn des würmzeitlichen Aaregletschers, dessen Situation mit derjenigen des Zürcher Weinlands gut vergleichbar wäre, zeigt während

Zehntausenden von Jahren eine ausgedehnte Frostzone mit entsprechendem Permafrost bis in Tiefen von wenigen Hundert Metern und eine entsprechende Beeinflussung der Tiefenwasserzirkulation. Diese Modellrechnungen sind aber nach heutigen Erkenntnissen nicht mehr haltbar (pers. Mitt. Prof. L. Rybach). Solch immense Permafrostvorkommen stehen auch im Widerspruch zu Temperaturmessungen in Tiefbohrungen.

Auch in Skandinavien fehlen bisher Beobachtungen von anhaltendem Permafrost im Bereich der Front des Eisschilds. Modellierungen zeigen aber, dass dort geschlossener Permafrost im periglazialen Bereich mit einer Mächtigkeit von bis zu 300 m möglich ist (Boulton et al. 2001). Unter dem Gletscher (subglazial) wird Permafrost im Kern des vereisten Gebiets und unter der Gletscherstirn vermutet; dazwischen dürfte ein grosser Bereich ohne Permafrost liegen, in welchem subglaziale Schmelzwässer zirkulieren, d.h. der Gletscher nicht angefroren ist. Ob diese für Schweden modellierten Verhältnisse auch direkt auf das nördliche Alpenvorland angewendet werden dürfen, ist zwar naheliegend, aber nicht gesichert.

Heute liegt die Südgrenze der arktischen Permafrostgebiete in Alaska und Sibirien etwa bei einer Linie mit einer Jahresmitteltemperatur von -2 °C. Boulton et al. (2001) nehmen für die Modellierung einer kommenden Eiszeit in Skandinavien an, dass ab mittleren Bodentemperaturen von -5 °C geschlossener Permafrost vorherrscht. Geht man davon aus, dass die Jahresmitteltemperaturen des Nordschweizer Mittellands, die heute etwa 10 °C betragen, während des Hochwürms ca. 12 °C tiefer waren (Burga & Perret 1998), so kann daraus für das Zürcher Weinland keine über längere Zeit geschlossene Permafrostzone abgeleitet werden. Bedingt durch die kalten Gletscher-Abwinde können jedoch lokale Temperaturunterschiede von mehreren °C und entsprechende Permafrostgebiete in winddurchstrichenen Tallagen auftreten, wie das auch heute in gletschernahen Gebieten beobachtet wird.

Diese Daten beziehen sich auf die letzte Kaltzeit. Denkbar wäre, dass zukünftige Vereisungen deutlich intensiver und auch kälter werden, was dann einen ausgedehnten, tiefreichenden Permafrost bewirkte. Dies lässt sich allerdings aus den globalen Klimakurven nicht ableiten (Fig. 8.2-1 sowie Fig. 5.4 in Müller et al. 2002).

Langzeitentwicklung der Oberflächenverhältnisse

Die Langzeitentwicklung der Oberflächenverhältnisse unter andauerndem Eishausklima ist geprägt von einer mehrfachen, ziemlich tiefgreifenden Umgestaltung der Hydro- und Biosphäre. Man kann grob vier unterschiedliche Phasen definieren:

- *Interglazialzeit:* 20–50 ka, geringe Oberflächendynamik und mehrheitlich ausgeglichenes Gewässernetz resp. lokale Erosionsbasis mit genereller Tendenz zu erosiver Eintiefung als Reaktion auf die regionale Hebung sowie als gebietsweise Rückerosion. Wenige Seen, viel unterirdischer Wassertransport, gute Retention des meteorischen Wassers und damit relativ ausgeglichene Abflussverhältnisse. Ausgedehnte Grundwassergebiete mit tiefliegendem Grundwasserspiegel; lokale Staugebiete mit hochliegendem Grundwasserspiegel.
- *Übergang zur Kaltzeit:* < 1–50 ka, erhöhte Oberflächendynamik mit kräftiger Umlagerung und Tendenz zur Akkumulation in den Haupttälern; kaum Seen, Wassertransport in Oberflächengewässern und durchgehendem Grundwasserträger, wenig Staulagen, stark verminderte Retention und unregelmässige Abflussverhältnisse; unterbrochen von Interstadialen mit ähnlichen Verhältnissen wie im Interglazial (?).
- *Glazial:* 10–50 ka, Zeit der Vorlandvergletscherung, Oberflächendynamik und Hydroregime von subglazialen Prozessen bestimmt. Keine stehenden Gewässer, rascher Abfluss. Im nicht vergletscherten Gebiet, v.a. im Bereich des Gletscherrands, Permafrost. Keine

wesentlich veränderten regionalen Infiltrations- und Exfiltrationsbedingungen. Eher trockenes Klima, teilweise Kältewüste mit bedeutender Winderosion.

- *Übergang zur Warmzeit:* wenige ka, Abschmelzen der Vorlandgletscher. Zeit sehr grosser Oberflächendynamik mit rasch wechselnden hydrologischen und topographischen Verhältnissen. Zahlreiche Seen und Staulagen. Immense Materialumlagerungen und Ausgleich des Gewässernetzes, d.h. der Erosionsbasis durch Erosion und Akkumulation. Grosse Wassermengen, viel Oberflächenabfluss.

Die Langzeitentwicklung der Oberflächenverhältnisse unter alternativen Klimaszenarien (Kap. 8.2.3) wäre nicht von diesen dramatischen Umgestaltungen betroffen. Grundsätzlich wäre mit einer sukzessiven Tieferlegung des heutigen Gewässernetzes zu rechnen, wobei die Flüsse und damit die lokalen Vorfluter immer mehr in engen Rinnen fliessen würden. Damit würde der Grundwasserspiegel generell abgesenkt und langfristig viele der heute genutzten Grundwasserleiter trockengelegt. Der Bodensee wäre in spätestens einigen Zehntausend Jahren aufgefüllt, und dann könnte die Rückerosion des Hochrheins durch Abrasion einsetzen.

Diese Entwicklung hätte zur Folge, dass der Rhein (und die anderen Hauptentwässerungsrinnen) immer grössere Strecken über undurchlässigem Untergrund, d.h. auf Fels, Moräne oder Seeablagerungen flössen. Damit würden aufsteigende Tiefenwässer immer mehr direkt ins Oberfächengewässer exfiltrieren und rasch abgeführt.

8.3.7 Hebung, Erosion und Morphologie: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

- Für die Langzeitentwicklung sind Aussagen über die Entwicklung der Erosionsbasis und der Hauptflusstäler sowie die Grossformen der Landschaft möglich; Details verschwinden aber im Spektrum der Möglichkeiten.
- Die langzeitige regionale Hebung kann mit geomorphologischen Methoden und aufgrund der Rekonstruktion der Versenkungs- und Temperaturgeschichte (Beckenmodellierung) nachgewiesen und quantifiziert werden. Geodätische Messungen weisen auf anhaltende Hebung in der Gegenwart hin. Für das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland ist die Annahme einer fortdauernden Hebung mit einer Rate von ca. 0.1 mm/a, resp. 100 m/Ma begründet.
- Aufgrund der regionalgeologischen Beobachtungen sowie konzeptueller Überlegungen wird angenommen, dass die lineare Erosion entlang der Haupttäler generell mit der Hebung Schritt hält, das Ausmass des flächenhaften Abtrags aber v.a. von der differenziellen Abrasivität des Untergrunds und den klimatischen Bedingungen bestimmt wird.
- Bei der Abschätzung von Erosionsbeträgen für das Zürcher Weinland ist die lokale Hebung von 100 m/Ma sowie eine theoretisch denkbare (einmalige) Rückerosion des Hoch- und Alpenrheins von nochmals maximal 100 m/Ma massgebend. Daraus ergibt sich eine Tieferlegung der Erosionsbasis und damit eine maximale lineare Erosion von ca. 200 m. Im Bereich der Molasse dürfte die glaziale Tiefenerosion dabei ein mit heute vergleichbares Ausmass annehmen. In Gebieten, in denen mesozoische Kalkformationen, insbesondere der Malm, in Oberflächennähe liegen, wird die Tiefenerosion, ähnlich wie der flächenhafte Abtrag, stark vermindert sein.
- Daraus ergibt sich, dass selbst unter pessimistischen Annahmen ein in 650 m Tiefe erstelltes Lager nach einer Million Jahren noch eine Felsüberdeckung von mindestens 450 m aufweisen dürfte.

- Bei der langfristigen Entwicklung der Hydro- und Biosphäre unter Eishausbedingungen kommt es im Zyklus der Kalt- und Warmzeiten zu mehrfacher Umgestaltung der Talböden und deren Lockergesteinsfüllungen sowie der hydrogeologischen Verhältnisse. Die Umweltbedingungen der Bio- und Hydrosphäre werden sich im Rhythmus der Kalt- und Warmzeiten immer wieder nachhaltig verändern.
- Während der Kaltzeiten wird keine über längere Zeit geschlossene tiefgründige (mehrere 100 m tiefe) Permafrostzone erwartet.

8.4 Tektonische Störungen, Erdbeben, Magmatismus

8.4.1 Bestehende Störungen

Die Geometrie bestehender Störungen und die feststellbaren Versätze der Schichten im Zürcher Weinland sind aus den reflexionsseismischen Untersuchungen gut bekannt (Kap. 4.2, Fig. 4.2-1 und 4.2-9). Für eine Beurteilung möglicherweise aktiver Störungen[26] müssen neben den Strukturdaten v.a. Kenntnisse aus den neotektonischen Untersuchungen (Spannungsfeld, Geodäsie) beachtet werden. Die Möglichkeit einer rezenten Aktivität von Störungen im Umfeld des Zürcher Weinlands wurde in Kapitel 3.5 und 4.2 diskutiert (s. auch Tab. 4.2-1). Die zukünftige Entwicklung dieser Störungen wird im Folgenden erläutert:

Neuhauser Störung

Die Analyse der Erdbeben in der Nordostschweiz und das daraus ermittelte Spannungsfeld (Kap. 3.5.6) zeigen, dass Bruchflächen mit der räumlichen Orientierung der Neuhauser Störung zu den potenziell aktiven Störungszonen gehören. Die Epizentrenkarten der historischen Ereignisse (Deichmann et al. 2000) und der instrumentell erfassten Erdbeben (Fig. 3.5-2) zeigen, dass das Untersuchungsgebiet im Zürcher Weinland zu den seismisch ruhigen Gebieten der Schweiz gehört. In der weiteren Umgebung wurden von Deichmann et al. (2000) einige schwache seismische Ereignisse registriert und ausgewertet; sie werden bezüglich ihrer tektonischen Bedeutung in Müller et al. (2002) diskutiert. Davon stehen nur die seismischen Ereignisse von Eglisau möglicherweise in Zusammenhang mit Bewegungen im Deckgebirge; alle anderen wurden teilweise viele Kilometer tiefer in der mittleren oder sogar unteren Kruste (> 15 km) lokalisiert. Keines dieser seismischen Ereignisse aus dem Gebiet Nordostschweiz–Süddeutschland kann direkt mit Strukturen des Untersuchungsgebiets in Verbindung gebracht werden. Bis heute gibt es keine seismischen Hinweise auf eine rezente, neotektonische Aktivität an der Neuhauser Störung. Im Sinne einer pessimistischen Interpretation wird sie trotzdem als potenziell neotektonisch aktives Element angesehen, da Nivellementmessungen nordöstlich der Störung vornehmlich Senkungs-, südlich davon Hebungstendenz andeuten (Beil. 3.5-1).

Versucht man anhand geologischer Evidenzen (bei Annahme von 100 m Versatz seit Beginn der Aktivität im Miozän vor 10 bis 20 Millionen Jahren) durch lineare Interpolation mittlere Bewegungsraten entlang der Neuhauser Störung zu ermitteln, so ergeben sich Werte von 0.005 bis 0.01 mm/a, die 5 bis 10 m/Ma ausmachen würden. Bei so kleinen Versetzungsraten würden mögliche, im Quartär gebildete Versätze der Erdoberfläche durch Erosion und Materialumlagerung laufend wieder verwischt. Dies erschwert eine direkte Erkennung von Verwerfungen mit solch kleinen Bewegungsraten im Feldaufschluss oder in Luftbildanalysen (auch quartärgeolo-

[26] Eine Störung wird als aktiv bezeichnet, wenn nachgewiesen werden kann, dass während des Quartärs wiederholt Bewegungen stattgefunden haben und ein Potenzial für zukünftige Reaktivierung besteht (*Research Group for Active Faults* in Japan 1992).

gische Befunde geben kaum Hinweise auf Bewegungen während des Plio–Pleistozäns). Deshalb wurde das Gebiet von Pfiffner et al. (2001) als neotektonisch inaktiv bewertet.

Wildensbucher Flexur

Zwischen der Neuhauser Störung und der Wildensbucher Flexur besteht nach Birkhäuser et al. (2001) ein möglicher genetischer Zusammenhang. Es gibt jedoch weder geologische noch geodätische Evidenzen für Bewegungen im Bereich dieser Struktur.

Strukturzonen von Niderholz und Trüllikon

Bei den Strukturzonen von Niderholz und Trüllikon gibt es keine Hinweise auf neotektonische Aktivität. An diesen lokalen Strukturen ist seit Ende der Ablagerung des Opalinustons vor ca. 180 Millionen Jahren keine Bewegung mehr erkennbar; die Oberkante des Wirtgesteins ist nicht sichtbar versetzt. Aus diesen Gründen ist eine Reaktivierung dieser alten (Sockel-)Strukturen sehr unwahrscheinlich (Kap. 4.2.4).

Kompressive Kleinstrukturen (Auf- und Überschiebungen) im Deckgebirge

Kompressive Kleinstrukturen sind im Kontext des geodynamischen Konzepts grundsätzlich zu erwarten. Solche Kleinstrukturen liegen aber in der Regel im Auflösungsbereich der reflexionsseismischen Daten; Hinweise finden sich daher nur bei optimaler Abbildungsqualität (s. z.B. Fig. 4.2-12). In Bohrungen sind solche Kleinstrukturen durchaus erkennbar; dazu gehört beispielsweise die in Benken beobachtete duktile Deformation im Mittleren Muschelkalk sowie eine kleine Störung im Opalinuston (Fig. 5.5-1). Wie in Kapitel 5 dargelegt, sind solche Störungen im projektrelevanten Tiefenbereich infolge Selbstabdichtung hydraulisch nicht wirksam.

8.4.2 Bildung neuer Störungen

Gemäss geodynamischem Konzept (Kap. 3.5.6) ist davon auszugehen, dass sich die Kruste unter dem Zürcher Weinland und dessen Umgebung unter kompressiver Spannung befindet, sich tendenziell verdichtet und tektonisch gehoben wird. Dies kann an diskreten Auf- und Überschiebungsflächen unter Bildung von Rampenfalten und Antiklinalen oder in Form penetrativer Deformation geschehen. Differenzialspannungen werden an Blattverschiebungen ausgeglichen, die je nach Orientierung der Bruchfläche im Raum entweder kompressiver (transpressiv) oder distensiver (transtensiv) Natur sein können. Senkrecht zur herrschenden maximalen horizontalen Hauptspannung herrscht Zerrungstendenz. Dabei wird vorausgesetzt, dass diese tektonische Konstellation während mindestens der vergangenen 10 Millionen Jahre aktiv war und es auch langfristig bleiben wird und dass es sich um einen annähernd linearen Prozess handelt.

Die Entstehung neuer Störungen müsste im Rahmen dieses tektonischen Szenariums diskutiert werden. Weil dieses aber offenbar schon seit mehreren Jahrmillionen besteht (Kap. 3.5 und 4.2), darf angenommen werden, dass ein neues Strukturmuster zumindest mechanisch nicht notwendig ist. Dies ergibt sich auch aus einem Vergleich des Spannungsdiagramms in Figur 3.5-4 mit dem vorhandenen Strukturinventar im Zürcher Weinland und dessen Umgebung (Fig. 4.2-7 bis 4.2-10). Die in Birkhäuser et al. (2001) erwähnten NNE-SSW streichenden Lineationen in rheinischer Ausrichtung (vgl. Fig. 4.2-6) sind zwar mit dem neotektonischen Spannungsfeld kompatibel und könnten bei zunehmender Kompression im Deckgebirge allenfalls ein Potenzial für sinistrale Scherbeanspruchung erlangen. Grössere Vertikalversätze wären aber auch langfristig nicht zu erwarten.

Zudem lässt sich feststellen, dass die heute im Zürcher Weinland beobachteten Strukturen – abgesehen von Neuhauser Störung und Wildensbucher Flexur – auf Bewegungen während des Mesozoikums zurückzuführen sind, also mit der aktuellen Geodynamik nichts zu tun haben. Während der über 100 Millionen Jahre, die seither vergangen sind, wurden die Schichten lediglich leicht schräggestellt.

Zusammenfassend bleibt festzuhalten:

- Das Störungsinventar des Sockels ist infolge mehrfacher tektonischer Beanspruchung seit dem Paläozoikum ausreichend differenziert; hier sind deshalb keine grösseren, neuen Verwerfungen zu erwarten.
- Die neotektonische Beanspruchung des Deckgebirges erfolgt im kompressiven Regime, in welchem – abgesehen von kleinen Überschiebungen – Lateralverschiebungen vorherrschen und deshalb keine grösseren Vertikalversätze zu erwarten sind.

8.4.3 Erdbeben und ihre Auswirkungen

Mechanische Auswirkungen

Auf der Basis einer breit angelegten Studie, welche eine Fortsetzung und Vertiefung der oft zitierten Arbeit von Dowding & Rozen (1978) darstellt, untersuchten Bäckblom & Munier (2002) in systematischer Weise weltweit Erdbebenschäden an Untertagebauten. Neben einer umfassenden Literaturstudie, Internet-Recherchen und Besichtigungen in Japan, Taiwan und Südafrika wurden rund 60 Organisationen und Wissenschaftler um Zusammenarbeit angefragt. Die wichtigsten Schlussfolgerungen bezüglich des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland sind:

Erdbebeneffekte in nicht verfüllten Untertagebauten

Die Beziehung zwischen Tunnelschäden und verschiedenen charakteristischen Grössen (maximale Bodenbeschleunigung an der Oberfläche, Magnitude, Intensität) eines Erdbebens zeigt, dass Untertagebauten im Vergleich zu Oberflächenbauten eine weitaus grössere Erdbebensicherheit aufweisen. Bei maximalen Bodenbeschleunigungen kleiner als 2 m/s^2 treten keine Schäden auf. Aufgrund der Bodenbeschleunigungskarte von Mayer-Rosa (1986) liegt das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland ausserhalb der Gebiete, in denen mit einer Wahrscheinlichkeit von 10^{-3} pro Jahr mit einer durch Erdbeben hervorgerufenen maximalen Bodenbeschleunigung ≥ 1 m/s^2 gerechnet werden muss. Alle bis heute messtechnisch erfassten und aus historischer Zeit überlieferten Erdbeben der Nordostschweiz (Deichmann et al. 2000) zeigen nur eine unbedeutende Magnitude und in der Regel ein mehrere Kilometer tief im Sockel liegendes Hypozentrum (vgl. Kap. 3.5.4).

Bedeutende Schäden an Untertagebauten waren auch nach bedeutenden Erdbeben mit Magnitude > 6 kaum zu beobachten (Bäckblom & Munier 2002). Wenn solche entstanden sind, dann entweder in Lockergesteinsabschnitten oder in Tunnel-Portalzonen oder bei sehr hohen Gebirgsspannungen. Die meisten Schäden erfolgten im Bereich von aktiven Störungen. Für ein Tiefenlager im Zürcher Weinland treffen solche Bedingungen nicht zu, da bei der Platzierung des Lagergebiets potenziell aktiven Störungen ausgewichen wird.

Diese empirischen Erkenntnisse aus Schadenbeobachtungen werden durch seismologische Messungen in der Kamaishi-Mine in Japan bestätigt, die zeigen, dass die Bodenbeschleunigung mit der Tiefe stark abnimmt. Shimizu et al. (1996) konnten aufzeigen, dass die maximale Beschleu-

nigung, die oberflächennah gemessen wurde, in den Tiefenlagen 125 m und 300 m um 50 % und im Tiefenbereich von 600 m um 75 % vermindert war.

Illustrativ sind auch die Beobachtungen und Messungen in den Bergwerken der Bergbaustadt Tang-Shan in China, die 1976 durch ein Erdbeben mit der Magnitude M 7.8 weitgehend zerstört wurde. Die katastrophalen Auswirkungen an der Erdoberfläche im Bereich Tang-Shan traten in den dortigen Bergwerken nicht ein (Wang 1985). Es wurde eine exponentielle Abnahme der Schäden an den Untertagebauten mit zunehmender Tiefe festgestellt (Oberflächenintensität X bis XI, unterhalb 500 m Intensität VII, d.h. praktisch vernachlässigbar). Nur im direkten Umfeld der aktiven Störungszonen traten Schäden der Intensität VIII bis IX auf. Die messtechnischen Untersuchungen bei Nachbeben ergaben, dass schon in einer Tiefe von 83 m die Amplituden der seismischen Wellen um 20–80 % reduziert waren.

Erdbebeneffekte in einem verfüllten Tiefenlager

In einem Tiefenlager werden die Lagerstollen und -tunnel unmittelbar nach Einbringen der Abfälle mit Bentonit, resp. mit Zementmörtel verfüllt und versiegelt. Die Verfüllung/Versiegelung der übrigen Tunnel und des Schachts erfolgt nach einer längeren Überwachungsphase (Überführung in ein Endlager). In verfüllten Untertagebauten sind Schäden, welche durch Erschütterungen hervorgerufen werden, vernachlässigbar. Die einzigen mechanischen Störeffekte könnten durch Differenzialbewegungen im Bereich reaktivierter Störungen erfolgen. Aus den Untersuchungen von Bäckblom & Munier (2002) geht hervor, dass die Bildung neuer Brüche im allgemeinen auf die unmittelbare Umgebung der reaktivierten Störungen beschränkt ist, und dass die Gesteinsdeformationen mit der Distanz zur Störung rasch abnehmen. Die Breite der betroffenen Zone ist standort- und störungsabhängig. Die Feldbeobachtungen zeigen, dass ihre Ausdehnung je nach Situation Zehner bis Hunderte von Metern beträgt. Bei der Platzierung eines Tiefenlagers wird diesen Befunden Rechnung getragen, indem zu allen grösseren Störungen (aktive und nichtaktive) ein Sicherheitsabstand (*respect distance*) eingehalten wird (vgl. Kap. 9.3.2). Als weitere Vorsichtsmassnahme ist vorgesehen, dass in Lagerstollenabschnitten, die von kleinen Störungen geschnitten werden, keine Behälter eingelagert werden.

Aufgrund der Lage des Untersuchungsgebiets in einem seismisch ruhigen Gebiet sowie der speziellen Massnahmen bei der Platzierung des Tiefenlagers und der Behälter ist eine Gefährdung des Lagers durch Erdbeben während der Betriebsphase vernachlässigbar und die Langzeit-Integrität des verschlossenen Endlagers gewährleistet.

Erdbeben-induzierter Grundwasserfluss

Erdbeben sind Ereignisse, die den Grundwasserfluss beeinflussen können, nicht nur während des Bruchvorgangs, sondern auch in der Periode vorher und nachher. Je nach Bruchmechanismus und relativer Lage zur aktiven Störung wurden in Zusammenhang mit grossen Erdbeben (Magnitude M 6 bis 9.25, sehr selten kleiner) Grundwasseraufstösse oder Versiegen natürlicher Quellen beobachtet (z.B. Muir-Wood & King 1993). Diese Veränderungen erstreckten sich über Zeiträume von wenigen Stunden bis zu einem Jahr, danach stellten sich wieder die ursprünglichen Verhältnisse ein. In wenigen Fällen wurde in Zusammenhang mit Erdbeben auch ein Anstieg der Salinität des Grundwassers registriert (Tsunogai & Wakita 1995), was auf aufstossende Tiefengrundwässer zurückgeführt wurde.

Modellvorstellungen

Es existieren verschiedene Modelle zur Erklärung dieser Phänomene. Muir-Wood & King (1993), Muir-Wood (1994), Sibson (1994) und Hicks et al. (2000) führen die hydrogeologischen Veränderungen an der Oberfläche auf Prozesse zurück, die ihren Ursprung in grösserer Tiefe

(bis mehrere Kilometer) haben. Die Modelle beschreiben episodische Ereignisse, respektive Abfolgen von co-, post- und interseismischen, kompressiven und extensiven elastischen Krustenverformungen (*strain-cycling*) im Umfeld aktiver Störungszonen, verbunden mit Änderungen von Kluftöffnungsweiten. Ob die Kluftsysteme Tiefengrundwässer ansaugen oder auspressen hängt von ihrer Position im Spannungsfeld und dessen zeitlicher Entwicklung ab. Abschiebungen, Aufschiebungen und Transversalverschiebungen verursachen deshalb unterschiedliche Effekte. Die von diesen Autoren postulierten Modelle setzen bis in grosse Tiefen vernetzte Kluftsysteme oder Störungen voraus. In Sedimentbecken mit alternierenden Abfolgen von durchlässigen und gering durchlässigen Formationen werden eher laterale Fluidbewegungen innerhalb der Sedimentabfolge erwartet (Muir-Wood 1994). Im Gegensatz dazu sind Rojstaczer & Wolf (1992) und Rojstaczer et al. (1995) der Ansicht, dass die beobachteten Phänomene durch eine Erhöhung der Durchlässigkeit von Klüften in der Nähe der Erdoberfläche aufgrund starker Bodenbewegungen verursacht werden. Rojstaczer et al. (1995) sehen anhand von hydrochemischen Analysen von Oberflächenwässern vor und nach dem Erdbeben von Loma Prieta (1989, M 7.1) keine Evidenzen für Tiefengrundwasseraufstösse und lehnen das Modell von Muir-Wood & King (1993), die dasselbe Erdbeben analysiert hatten, ab.

Beobachtungen in der Schweiz und angrenzenden Gebieten

In der Schweiz sind signifikante hydrogeologische Effekte von Erdbeben nur im Gebiet des Rhone-Tals in Zusammenhang mit den Erdbeben von Visp (1855, M ca. 6.4) und Sierre (1946, M ca. 6.1) beobachtet worden. Rothé (1941) und Weidmann (2002) beschreiben Beispiele von bemerkenswerten Schüttungs- und Temperaturschwankungen von Quellen und Thermalquellen sowie temporären Trübungen des Quellwassers. Aus der Innerschweiz gibt es einen Hinweis in einer Chronik, dass beim Erdbeben von 1601 Quellen und Sodbrunnen versiegt sind, wobei sich der Normalzustand nach einer gewissen Zeit wieder eingestellt hatte (schriftl. Mitteilung 2002, M. Schnellmann, ETH Zürich). Aus der Nordschweiz sind keine derartigen Beobachtungen bekannt. In Zusammenhang mit dem Erdbeben von 1911 auf der Schwäbischen Alb (M 5.6, Schneider 1979, Reinecker & Schneider 2002) wurden Schüttungsschwankungen bei Quellen beobachtet (Schmidt & Mack 1912). Hinweise auf Effekte in grösserer Tiefe oder Einflüsse auf Tiefengrundwässer existieren nicht.

Paläohydrogeologische Ereignisse

Mineraladersysteme sind oft Zeugen paläohydrogeologischer Ereignisse, und es gibt Evidenzen, dass diese in Zusammenhang mit Erdbeben, resp. mit den damit verbundenen Verformungszyklen entstanden sind (z.B. Sibson 1981, 1989, 1994, Renard et al. 2000). Beispiele von komplexen Adersystemen, die episodische Paläo-Fluidbewegungen entlang Störungen dokumentieren, stammen auch aus dem kristallinen Grundgebirge des Schwarzwalds (z.B. Hofmann 1989, Werner & Franzke 1994). Es ist nicht ausgeschlossen, dass es sich zum Teil um Produkte von Erdbeben-induzierten Fluidbewegungen in grösserer Tiefe handelt, auch wenn dies von den Autoren nicht explizit erwähnt wird.

Effekte im Opalinuston

Hicks (2001) hat die relevante Literatur betreffend Hydrodynamik von Störungen zusammengefasst und eine Auswertung im Hinblick auf den Opalinuston im seismotektonischen Umfeld der Nordschweiz vorgenommen. Kleinere Fluidbewegungen an Störungen mit geeigneter Orientierung im Spannungsfeld können zwar nicht vollständig ausgeschlossen werden, aufgrund der vielseitig belegten geringen hydraulischen Duchlässigkeit der Störungen (Gautschi 2001a) und der auffälligen Armut der Störungen an Mineraladern (fehlende Hinweise auf Paläo-Fluidzirkulation, Gautschi 2001b) wird die Schlussfolgerung gezogen, dass Erdbeben keinen signifikanten Einfluss auf die Fluidbewegung im Wirtgestein haben.

8.4.4 Magmatische Prozesse

In Diebold & Müller (1985) wurde die Frage nach einer möglichen magmatischen Aktivität in Form von Intrusionen oder Vulkanismus in der Nordschweiz diskutiert. Es wurde festgestellt, dass eine Intrusion oder Extrusion von Magma im Laufe der nächsten Million Jahre in der Nordschweiz sehr unwahrscheinlich ist. Einzige Zeugen junger magmatischer Aktivität im Raum Nordschweiz–Süddeutschland sind die mittel- bis spätmiozänen Vulkangebiete des Hegaus und des Kaiserstuhls, die aber seit ca. 7 bzw. ca. 16 Millionen Jahren nicht mehr aktiv sind.

Diese Vulkangebiete liegen am Südost- bzw. Nordwestende der herzynisch streichenden Freiburg–Bonndorf–Hegau–Bodensee-Grabenzone, die in Zusammenhang mit der miozänen Heraushebung des Schwarzwalds als regionale Zerrungsstruktur entstanden sein dürfte (Beil. 3.2-1). Gleichzeitig liegen beide Vulkangebiete an Kreuzungspunkten mit rheinisch streichenden Bruchsystemen, der Kaiserstuhl im Oberrheingraben selbst und die Hegau-Vulkane im Bereich einer über die zentrale Schwäbische Alb streichenden Bruchzone, an deren Nordende das ebenfalls miozäne Urach–Kirchheimer Vulkangebiet liegt. Sowohl Kaiserstuhl als auch Hegau liegen also in einer Interferenzzone von wahrscheinlich bis in die tiefere Kruste reichenden Grossstrukturen und am Rand des Schwarzwalddoms. Diese geotektonische Situation führte wohl zum Aufstieg von basischen Schmelzen aus einer mobilen Zone des Mantels, die sich seit Beginn des Mittelmiozäns unter dem südlichen Oberrheingraben entwickelte (Geyer & Gwinner 1991).

Südwestlich der Neuhauser Störung treten im östlichen Tafeljura und am angrenzenden Molassenordrand keine markanten herzynisch oder rheinisch streichenden Elemente mehr in Erscheinung (Naef et al. 1995, Birkhäuser et al. 2001). Die tektonische Situation des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland und dessen Umgebung unterscheidet sich demzufolge deutlich von derjenigen des Hegaus. Auch die Karte des geothermischen Wärmeflusses der Nordschweiz (Kap. 3.8, Fig. 3.8-1) zeigt nach Schärli & Rybach (2002), dass die geothermischen Daten keine Hinweise auf einen untiefen Magmakörper liefern.

8.4.5 Tektonische Störungen, Erdbeben, Magmatismus: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

- Von den bis heute registrierten seismischen Ereignissen im Gebiet Nordostschweiz–Süddeutschland kann keines mit Strukturen im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland in Verbindung gebracht werden. Im Sinne einer pessimistischen Interpretation der geodätischen Messungen wird die Neuhauser Störung aber als potenziell aktives Element angesehen.
- Die Entstehung bedeutender neuer Strukturen wird als unwahrscheinlich betrachtet und lässt sich auch konzeptionell nicht begründen.
- Sowohl historische Aufzeichnungen als auch instrumentell erhobene Daten über Erdbeben dokumentieren, dass das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland zu den seismisch ruhigen Gebieten der Schweiz gehört. Weltweite Erfahrungen zeigen, dass die Integrität von Untertagebauten (Schächte, Stollen, Kavernen) auch durch starke seismische Erschütterungen kaum gefährdet ist, insbesondere wenn die Hohlräume – wie dies in einem Tiefenlager der Fall ist – wieder verfüllt werden.
- Erdbeben werden keinen signifikanten Einfluss auf Porenwasserbewegungen im Wirtgestein haben.
- Aufgrund der tektonischen und geothermischen Situation kann davon ausgegangen werden, dass im Untersuchungsgebiet während des zu betrachtenden Zeitraums keine magmatische oder veränderte thermische Aktivität zu erwarten ist.

8.5 Hydrogeologische Langzeitentwicklung

8.5.1 Bedeutung, Zielsetzung und Abgrenzung

Die zukünftige Entwicklung der Grundwasserverhältnisse im Zürcher Weinland steht in engem Zusammenhang mit der in den Kapiteln 8.2 und 8.3 dargestellten klimatischen und geologischen Langzeitentwicklung. Die dort dargestellten Möglichkeiten für die nächste Million Jahre basieren auf der Kenntnis der jüngeren geologischen Entstehungs- und Klimageschichte, die zu den aktuellen Verhältnissen geführt hat. Quantitative Aussagen zur hydrogeologischen Entwicklung des Untersuchungsgebiets (Kap. 6.4) beschränken sich auf die Zeiträume, in denen sich diese äusseren Bedingungen nicht grundlegend ändern. Klimatische Änderungen, wie die Wechsel von Warm- und Kaltzeiten im Quartär, mit typischen Periodenlängen von 40'000 bis 100'000 Jahren (vgl. Kap. 8.2) beeinflussen die regionalen Infiltrations- und Exfiltrationsbedingungen und insbesondere die Grundwasser-Zirkulationsverhältnisse in den jungen, oberflächennahen Aquifersystemen. Tektonik sowie Hebung und Erosion können dagegen über einen Zeitraum von > 1 Million Jahren zu Veränderungen der tieferen hydrogeologischen Systeme führen, wenn sich die Randbedingungen (Ausbisse der Infiltrations- und Exfiltrationsgebiete von Aquiferen) und/oder die hydrogeologischen Eigenschaften dieser Formationen verändern. Ersteres betrifft insbesondere die Rahmengesteine und Aquifere oberhalb des Wirtgesteins, letzteres ist auch für das Wirtgestein selber zu diskutieren (Kap. 8.5.2).

Der Begriff der hydrogeologischen Langzeitentwicklung des Zürcher Weinlands umfasst die möglichen Veränderungen der Grundwasserverhältnisse durch geologisch-klimatische Prozesse. Zu den berücksichtigten Prozessen zählen die Erhöhung der Auflast (Vertikalkomponente der Gebirgsspannung) durch Gletschervorstösse im Rahmen zukünftiger Eiszeiten sowie die langfristige Abnahme der Auflast infolge von Hebung und Erosion. Der Schwerpunkt der hydrogeologischen Betrachtungen liegt hierbei auf den für das geplante Tiefenlager relevanten geologischen Barrieren. Es werden v.a. die möglichen Veränderungen der hydraulischen Wirtgesteinseigenschaften erörtert; soweit machbar und sinnvoll wird mit Blick auf die in Kapitel 6.5 dargestellten potenziellen Freisetzungspfade auch auf mögliche Veränderungen bei Rahmengesteinen und Aquiferen eingegangen. Die Auswirkungen von Untertagebauten werden anhand des in Kapitel 7.8 behandelten Rechenfalls RLU4 diskutiert.

Die Langzeitentwicklung der Grundwasserverhältnisse im Zürcher Weinland wird demnach in folgende Teilaspekte gegliedert:

- Veränderung der hydraulischen Eigenschaften des Wirtgesteins sowie der Rahmengesteine und Aquifere (Kap. 8.5.2),
- Veränderung des hydraulischen Systemzustands und der Randbedingungen (Kap. 8.5.3),
- Auswirkung der Eisauflast während periodischer Vergletscherungen (Kap. 8.5.4).

Die möglichen Veränderungen der hydraulischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet (Porenwasserdrücke und Randbedingungen) werden anhand der in Kapitel 6.5 diskutierten Szenarien für potenzielle Freisetzungspfade im Hinblick auf eine Beeinflussung der Barrierenfunktion von Wirtgestein und/oder Rahmengesteinen bewertet.

Die Überlegungen zur hydrogeologischen Langzeitentwicklung basieren auf den Daten und Schlussfolgerungen, die zusammen mit den Schlüsselreferenzen in den vorgängigen Kapiteln 5 (felsmechanische und hydrogeologische Eigenschaften des Wirtgesteins), 6.3 (hydraulischer Systemzustand), 6.4 (Fliessverhältnisse), 6.5 Freisetzungspfade, 7.8 (Einfluss des Tiefenlagers) sowie 8.2 und 8.3 (klimatische und geologische Langzeitentwicklung) enthalten sind. Die

hydro-mechanischen Grundlagen zur hydrogeologischen Langzeitentwicklung sind in Horseman (2002) zusammengefasst.

8.5.2 Veränderungen von Formationseigenschaften und potenziellen Freisetzungspfaden

Aus den Szenarien der geologischen Langzeitentwicklung (Kap. 8.3) wird abgeleitet, wie durch Hebung/Erosion und glaziale Übertiefung von Tälern die Geometrie und die hydraulischen Eigenschaften der hydrogeologischen Einheiten beeinflusst werden:

- Die Veränderung der Aufschlussverhältnisse bzw. der Lage der Ausbisse von Wirtgestein, Rahmengesteinen und regionalen Aquiferen im Zürcher Weinland und angrenzenden Gebieten bedeuten auch eine Verlagerung von Infiltrations- und/oder Exfiltrationszonen der Aquifere bzw. eine Verkürzung von möglichen Freisetzungspfaden für advektiven Transport, wie sie in Kapitel 6.5 definiert wurden. Für das Ausmass bzw. die zeitliche Abfolge der Erosion spielt v.a. die Hebung eine wichtige Rolle; die Klimabedingungen beeinflussen das lokale Relief. Für die beiden Szenarien "Eishausklima" (Referenzszenarium) und "Treibhausklima" sind die möglichen Entwicklungen in Figur 8.3-2 (Profilschnitte) und 8.3-3 (Situation) dargestellt.
- Die Entlastung durch Hebung/Erosion kann auch die geomechanischen und hydrogeologischen Eigenschaften von Wirt- und Rahmengesteinen beeinflussen. Solange das Gebirge die Änderung der effektiven Spannung durch elastische Deformation kompensiert, sind nur geringfügige Änderungen der hydraulischen Eigenschaften zu erwarten (Porositäts-Permeabilitätsbeziehung bei Kontinuumsdeformation, Kap. 5.8.5). Bei sehr geringer Überlagerung ist das Auftreten von diskreten Deformationsstrukturen nicht auszuschliessen. Die hydraulische Durchlässigkeit des Gebirges kann hierbei sprunghaft um mehrere Grössenordnungen ansteigen (Porositäts-Permeabilitätsbeziehung bei diskreten Deformationsstrukturen, Kap. 5.8.5).

Die Veränderung der Geometrie der Freisetzungspfade sowie die Entwicklung der hydraulischen Durchlässigkeit im Zuge der geologisch-klimatischen Langzeitentwicklung wird im Folgenden qualitativ auf der Grundlage der geologischen Langzeitszenarien diskutiert.

Freisetzungspfade

Beim Referenzszenarium *Eishausklima* wird davon ausgegangen, dass eine mit der Hebung etwa gleichschreitende Erosion stattfindet, stellenweise mit glazialer Übertiefung. Dies führt zu einem unregelmässigen Molasserand mit Einbuchtungen sowie möglicherweise zu einem Malmfenster im übertieften Thurtal (Fig. 8.3-3). Es ist anzunehmen, dass sich die Potenzial- und Fliessverhältnisse dadurch so verändern, dass es im Malm auch zu einem Grundwasserfluss in Richtung Thurtal und zu einer Exfiltration in dessen Quartär-Talfüllung kommt. Im NW-Teil des Zürcher Weinlands ist der Malm (wie auch im Fall eines Treibhausklimas) an der Oberfläche aufgeschlossen und wird durch den Rhein drainiert. Das Relief wird akzentuiert; es entstehen glaziale Durchbruchstäler bis in das Gebiet Kleiner Randen–Klettgau (Fig. 8.3-3). Dagegen wird der Ausbiss des Opalinustons deutlich weniger verändert als bei einem extremen Treibhausszenarium. Für potenzielle zukünftige Freisetzungspfade in den wasserführenden Formationen ergeben sich dadurch im Vergleich zu den in Figur 6.5-1 schematisierten heutigen Szenarien – mit Ausnahme einer Verkürzung der Exfiltrationspfade in den regionalen Aquiferen und in den Rahmengesteinen – keine signifikanten Änderungen.

Die fortdauernde Hebung kann unter extremen Bedingungen z.B. eines *Treibhausklimas* zu flächenhafter Erosion mit Einebnung des Reliefs führen. Dadurch ergibt sich eine Verschiebung des Molasserands um ca. 3–10 km und des Ausbisses des Top Opalinuston um etwa 6–9 km nach Südosten (Fig. 8.3-3). Der Raum dazwischen wird von den Formationen des Mittleren Doggers bis zum Malm eingenommen. Dies bedeutet, dass die Strecken der potenziellen Freisetzungspfade in der Wedelsandstein-Einheit und/oder im Malm-Aquifer von einem Tiefenlager bis zur Exfiltration verkürzt werden. Der Obere Malm könnte im ganzen NW-Teil des Zürcher Weinlands an der Oberfläche aufgeschlossen sein und durch den Hochrhein oder einen überlagernden Quartär-Aquifer drainiert werden. Auch für die Wedelsandstein-Einheit und die gegen Westen sandig-kalkiger ausgebildeten und möglicherweise geklüfteten Murchisonae-Schichten läge eine potenzielle Exfiltration in den Hochrhein um einige Kilometer näher beim Zürcher Weinland als heute. Dadurch würde der Fliessweg in den lateralen Freisetzungspfaden verkürzt. Damit verbunden wäre wohl auch eine Erhöhung der hydraulischen Gradienten und des Wasserflusses. Bezüglich der Lage der Infiltrations- und Exfiltrationsgebiete der Aquifere des Sandsteinkeupers und des Muschelkalks sowie der Fliessverhältnisse in diesen Aquiferen ergeben sich keine signifikanten Änderungen.

Hydrogeologische Eigenschaften des Wirtgesteins

Für die Entwicklung der hydrogeologischen Eigenschaften des Wirtgesteins, insbesondere der Porosität und Durchlässigkeit, ist das Deformationsverhalten des Gebirges unter der Einwirkung des sich langfristig ändernden Spannungsfelds massgebend (vgl. Kap. 5.8.5). Das Langzeit-Deformationsverhalten des Wirtgesteins wurde in Kapitel 5.7.4 mittels eines modifizierten *Cam-Clay*-Ansatzes im Rahmen der Theorie des kritischen Zustands beschrieben. Der Opalinuston im Zürcher Weinland ist demnach in seiner heutigen Tiefenlage als schwach überkonsolidiert einzustufen (OCR = 1.5–2.5). Die mittlere Effektivspannung liegt bei ca. 10 bis 11 MPa; die deviatorischen Spannungskomponenten liegen zwischen 1 und 7.5 MPa (vgl. Tab. 4.4-1). Während des Entlastungsvorgangs unterliegt das Gebirge entlang des beschrittenen Spannungspfads elastischen Verformungen, bis schliesslich bei weitgehender Entlastung die Grenzzustandsbedingungen erreicht werden (vgl. Fig. 5.8-6). Je nachdem, an welcher Stelle im p'-q-Diagramm die Grenzzustandslinie erreicht wird, bilden sich mehr oder weniger lokalisierte Bruchstrukturen aus.

Die Entwicklung der Gebirgsspannung im Wirtgestein über den Betrachtungszeitraum von ca. 1 Million Jahren stellt den Schlüssel zur Diskussion der möglichen Spannungspfade dar. Grundlage hierfür bildet die Spannungs-Tiefenbeziehung im Untersuchungsgebiet. Um das Spektrum möglicher Entwicklungen aufzuzeigen, werden in Figur 8.5-1 zwei Varianten dargestellt (Bezugspunkt: Mitte des Wirtgesteins in rund 650 m Tiefe):

Variante I: Die Gebirgsspannungen im Wirtgestein werden während der Hebungs- und Erosionsphase dem Verlauf der heutigen Spannungs-Tiefenbeziehung folgen (Annahme: lineare Abnahme von Horizontal- und Vertikalspannung).

Variante II: Für das Spannungsverhältnis K_o aus horizontaler und vertikaler Hauptspannung wird eine in der Bodenmechanik häufig verwendete empirische Beziehung eingesetzt (Azizi 2000). Die Beziehung gilt für überkonsolidierte Böden und wurde zur Abschätzung von Horizontalspannungen im Faltenjura der Westschweiz und dem angrenzenden Frankreich verwendet (vgl. Steiner 1993):

$$K_o(OCR) = \frac{\sigma_h'}{\sigma_v'} = (1 - \sin\phi) \cdot OCR^{\sin\phi} \qquad (8.5\text{-}1)$$

mit:

OCR = Überkonsolidierungsverhältnis [-]
K_o = Verhältnis der Horizontalspannung zur Vertikalspannung [-]
ϕ = Reibungswinkel [°]

Der in Variante II verwendete Ansatz für das Spannungsverhältnis K_o wurde um eine tektonische Komponente erweitert, um der in der Bohrung Benken beobachteten Anisotropie der horizontalen Spannungskomponenten Rechnung zu tragen:

$$\sigma_H = \sigma_h + \sigma_{tekt}(z) \qquad (8.5\text{-}2)$$

σ_{tekt} = Tektonische (Horizontal-)Spannungskomponente [Pa]

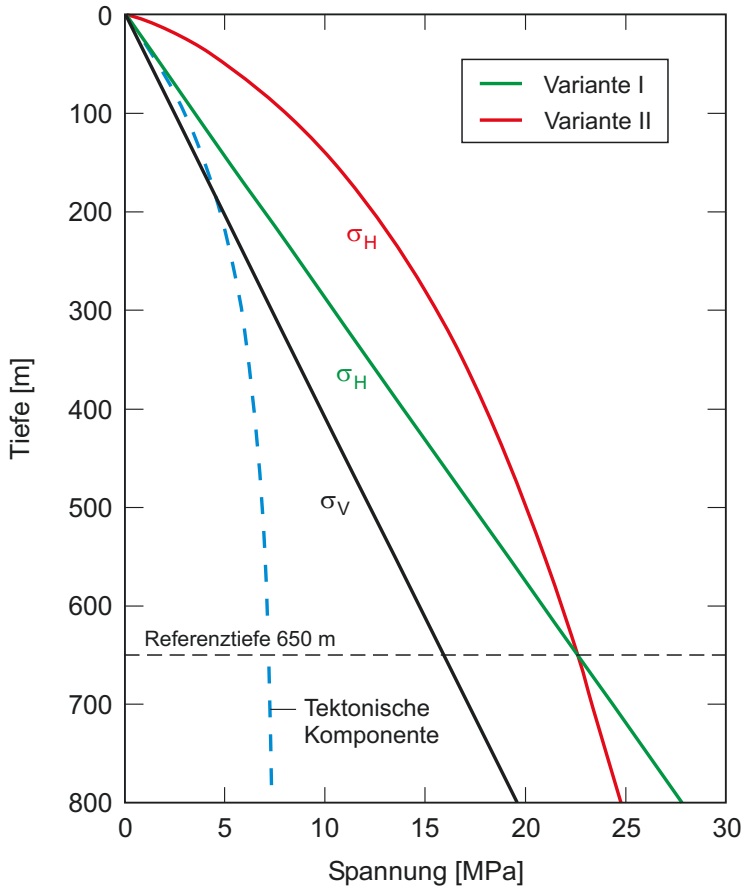


Fig. 8.5-1: Varianten zur Entwicklung der Gebirgsspannung im Zentrum des Wirtgesteins als Folge von Hebungs- und Erosionsprozessen.

Variante I basiert auf dem gemessenen Spannungs-Tiefenprofil in der Bohrung Benken. Der Variante II liegt eine Spannungs-Tiefenbeziehung für überkonsolidierte Gesteine zugrunde (Azizi 2000).

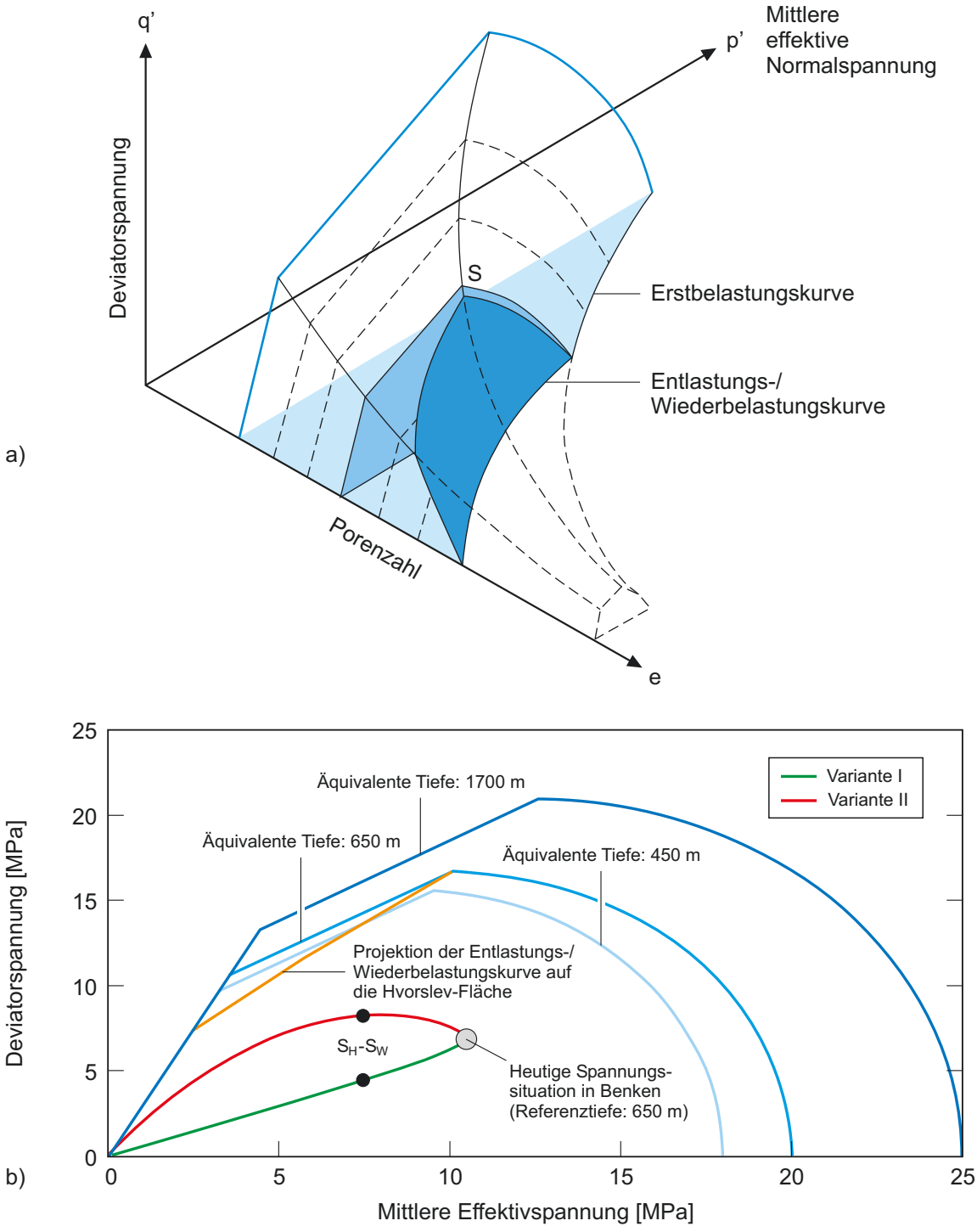


Fig. 8.5-2: Langzeit-Deformationsverhalten des Wirtgesteins infolge von Hebung und Erosion.

a) 3D-Darstellung der Grenzzustandsflächen des modifizierten *Cam-Clay*-Modells

b) Spannungspfade im p'-q Diagramm für die Varianten I und II.

In Figur 8.5-1 wird ein Reibungswinkel von 24 ° angenommen (Tab. 5.7-4). Die tektonische Spannungskomponente wurde aus den Abschätzungen zum Primärspannungszustand für eine Tiefe von 650 m bestimmt (ca. 7.5 MPa, vgl. Tab. 4.4-1); sie nimmt gegen die Geländeoberkante hin ab (Fig. 8.5-1). Für den betrachteten Zeitraum (ca. 1 Million Jahre) wird angenommen, dass sich die Tiefenlage des Opalinustons um 100 bis max. 200 m verringert. Weiterhin wird damit gerechnet, dass sich die Porenwasserdrücke an hydrostatische Verhältnisse angleichen werden. Figur 8.5-2 zeigt die aus den beiden Varianten abgeleiteten Spannungspfade im p'-q-Diagramm. Als Spannungspfad ist jeweils die Komponente (σ_H-σ_v) der Deviatorspannung dargestellt. Die kritischen Zustandslinien wurden für das modifizierte *Cam-Clay*-Modell (Grenzzustandsflächen in Fig. 8.5-2a) mit den in Kapitel 5.7.4 gegebenen Parameterwerten konstruiert. In Figur 8.5-2 sind die Grenzzustandslinien für 3 verschiedene Porositäten dargestellt, die gemäss dem Verlauf der Entlastungs-/Wiederbelastungslinie der Tiefenlage des Opalinustons zur Zeit der tiefsten Versenkung (1'700 m u.GOK), zur heutigen Zeit (Referenztiefe 650 m u.GOK) sowie nach einer Hebung um 200 m (450 m u.GOK) entsprechen. Es wird deutlich, dass für beide Varianten nicht damit zu rechnen ist, dass das Wirtgestein innerhalb der nächsten Million Jahre mit irreversibler Deformation auf die Entlastung reagiert, d.h. mit der Entstehung von Sprödstrukturen. Für die Variante I ist die Entstehung von Sprödstrukturen selbst für kleine Effektivspannungen sehr unwahrscheinlich. Im Falle der Variante II nähert sich der Spannungspfad bei einer Überlagerung von wenigen Dekametern der Zugspannungsbegrenzung an. Erst ab diesem Tiefenbereich wäre durch die Entstehung von Sprödstrukturen mit markanten Änderungen der hydraulischen Durchlässigkeit zu rechnen (Porositäts-Permeabilitätsbeziehung bei diskreten Deformationsstrukturen, Kap. 5.8.5). Solange das Gebirge elastisch deformiert, ändern sich gemäss Kapitel 5.8 die hydraulischen Eigenschaften nur ganz geringfügig (Porositäts-Permeabilitätsbeziehung bei Kontinuumsdeformation, Kap. 5.8.5) und beeinflussen die Transportverhältnisse nicht signifikant, d.h. die Diffusion bleibt der dominierende Transportprozess. Diese Folgerungen werden durch die hydrogeologischen Messungen und Beobachtungen im Opalinuston der Nordschweiz und in Süddeutschland mehrfach bestätigt (Kap. 5.8.6).

Im Rahmen des Mont-Terri-Projekts ist geplant, weitere Laborexperimente durchzuführen, um die für das Langzeit-Deformationsmodell benötigte hydromechanische Datenbasis zu erweitern.

Bei der für das Eishausszenarium angenommenen zyklischen Belastung durch Gletscher-Vorstösse werden die hydraulischen Eigenschaften des Wirtgesteins praktisch nicht verändert. Das grossräumige und tiefgründige Gefrieren des Bodens (Permafrost) könnte jedoch Infiltration und Fliessverhältnisse des Grundwassers in oberflächennahen Aquiferen beeinflussen. Tiefgreifender Permafrost wird im Eishausszenarium (Kap. 8.3) als längerdauerndes Phänomen zwar nicht erwartet, kann aber auch nicht völlig ausgeschlossen werden. Im borealen Bereich vor Gletscherzungen wird kurzzeitig Permafrost erwartet, welcher kaum grossen Einfluss auf die hydrogeologischen Verhältnisse in der Wirtgesteinsformation und in den Rahmengesteinen haben dürfte.

8.5.3 Veränderungen von hydraulischem Systemzustand und Randbedingungen

Die aktuellen hydrogeologischen Verhältnisse in Wirt- und Rahmengesteinen und in den Tiefenaquiferen des Zürcher Weinlands wurden in Kapitel 4.6, 5.8 und 6 dargestellt. Eine Änderung dieser Verhältnisse als Folge klimatischer Veränderungen wäre am ehesten in den oberflächennahen Grundwasserleitern zu erwarten. Die Erneuerung des Grundwassers sowie dessen Druckhöhen in den Aquiferen des Quartärs und gegebenenfalls des Tertiärs werden hauptsächlich durch die Infiltration von Niederschlag gesteuert. Die Klimavarianten der Langzeitentwicklung weisen für das Eishausklima gegenüber heute geringere, für das Treibhausklima höhere Niederschlagsmengen aus. Auswirkungen auf den Grundwasserfluss in den

genannten Aquiferen sind denkbar, aber nicht weiter abzuschätzen. Auf die Grundwasserverhältnisse in den tieferen Aquiferen (Muschelkalk, Sandsteinkeuper) und potenziell wasserführenden Formationen (Wedelsandstein-Einheit, Arietenkalk) würden sich solche klimatischen Änderungen kaum signifikant auswirken. Eine mögliche Verzögerung der Infiltration durch Permafrost wird über die betrachteten Zeiträume (Vereisung max. 20'000 Jahre) als nicht relevant betrachtet. Weitere durch das Klima gesteuerte Prozesse sind das Erosionsszenarium selber (Eishaus- oder Treibhausklima mit unterschiedlicher Erosionswirkung, s. oben) und die Vergletscherung (Kap. 8.5.4).

Veränderungen der Spannungsverhältnisse im Gebirge wirken sich direkt auf den hydraulischen Systemzustand und die Randbedingungen in Wirt- und Rahmengesteinen aus (Kap. 6.3). Solche sind indessen im Untersuchungsgebiet nicht zu erwarten: Das kompressive Spannungsfeld wird sich gemäss den geologischen Szenarien (Kap. 8.3) im betrachteten Zeitraum nicht wesentlich ändern, so dass eine prominente Nord-Süd gerichtete horizontale Hauptspannung erhalten bleibt. Wie oben dargestellt, resultieren Hebung und Erosion von 100–200 m Überlagerungsgestein in einer Abnahme der vertikalen Totalspannung um ca. 2–5 MPa. Somit verringern sich Effektivspannung und Porenwasserspannung; die hydrogeologischen Eigenschaften Porosität und Durchlässigkeit ändern indessen nur sehr geringfügig (Fig. 5.8-5).

8.5.4 Eisauflast während periodischer Vergletscherungen

Zukünftige periodische Vergletscherungen im Rahmen eines anhaltenden Eishausklimas sind hydrogeologisch für den Themenkreis Kompaktion/Porenwasserdrücke von Bedeutung. Das Referenzszenarium geht davon aus, dass die in den letzten rund 0.6 Millionen Jahren herrschenden Warm-/Kaltzeit-Zyklen mit einer Dauer von jeweils 100'000 Jahren anhalten, d.h. für die nächste Million Jahre wird mit 10 solcher Zyklen gerechnet. In einer Kaltzeit würde jedoch das relativ alpenferne Zürcher Weinland höchstens während 20'000 Jahren von Eis bedeckt sein. Die angenommene Eismächtigkeit erreicht dabei dort bei 8 Zyklen jeweils 200 m, bei 2 Zyklen maximal 400 m. Sowohl Vereisung als auch Abschmelzen erfolgen relativ rasch, d.h. für quantitative Abschätzungen instantan. Für die Dauer einer Vergletscherung führt die rasch erfolgende Eisauflast zu einer Erhöhung der Porenwasser-Überdrücke um maximal 2 bis 4 MPa (vgl. Fig. 8.5-3). Diese Be- und Entlastungszyklen überlagern die durch Erosion und Kompressivtektonik bewirkten Änderungen der Spannungsverhältnisse im Gebirge. Die möglichen Auswirkungen eiszeitlicher Ereignisse (Vergletscherung, Gletscherrückzug) auf die Porenwasserdrücke im Umfeld des Tiefenlagers können anhand des Rechenfalls RLU4 (Kap. 7.8) abgeschätzt werden. Ausgehend von einem maximalen Überdruck von 4 MPa in den Lagerbereichen über einen Zeitraum von 20'000 Jahren wurde der spezifische Fluss an der Grenze zwischen Wirtgestein und Wedelsandstein ermittelt. Die Modellierungen zeigen, dass gegenüber dem Referenzfall RLU0 der mittlere spezifische Fluss unwesentlich erhöht ist ($2–6 \times 10^{-14}$ m/s); nur über dem Zentrum des BE/HAA-Lagerbereichs wird ein höherer Wert von 1×10^{-13} m/s erwartet (Tab. 7.8-3). Infolge der Gletscherauflast ist also mit einer vorübergehenden Erhöhung des spezifischen Flusses um weniger als eine halbe Grössenordnung zu rechnen. Ferner ist zu berücksichtigen, dass nach dem Abschmelzen der Gletscher in den geringdurchlässigen hydrogeologischen Einheiten vorübergehend Porenwasser-Unterdrücke entstehen. Dieser Prozess führt zu einem Rückfluss von Porenwasser in die Lagerbereiche.

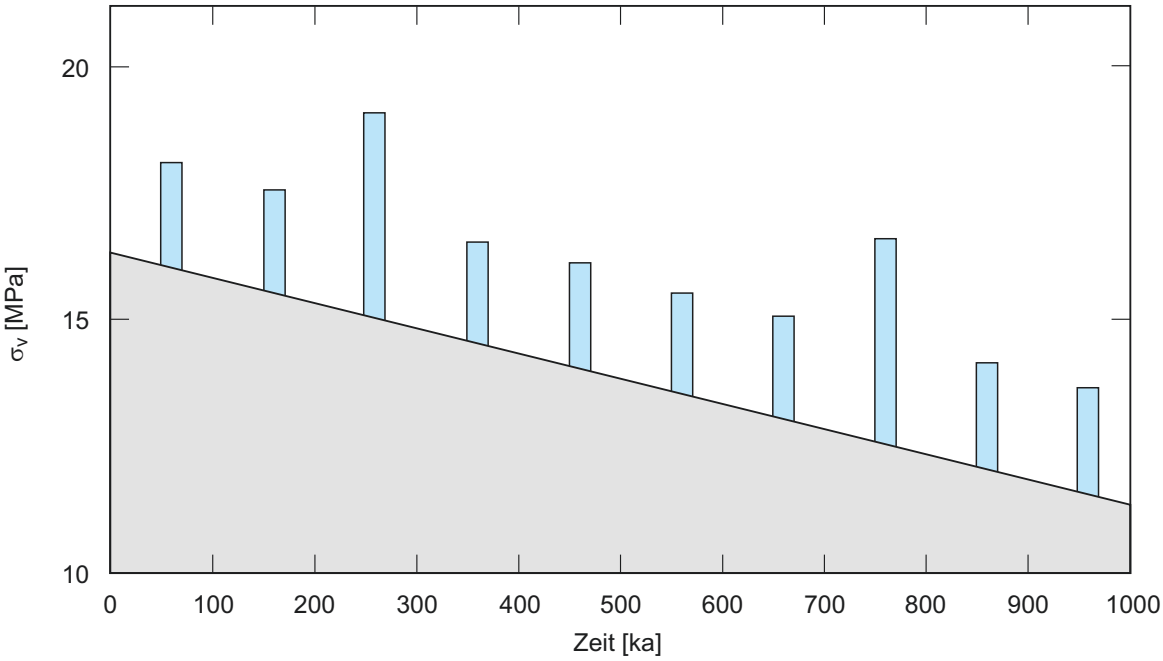


Fig. 8.5-3: Änderung der vertikalen Spannungskomponente als Folge periodischer Vergletscherung (schematisch).

Grau: Durch Hebung/Erosion kontinuierlich abnehmende Gesteinsauflast. Blau: Eisauflast während periodisch wiederkehrender Vergletscherungen (Mächtigkeit 200 bzw. 400 m).

8.5.5 Hydrogeologische Langzeitentwicklung: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

Eine langfristige signifikante Veränderung der Porenwasserbewegung im Wirtgestein, d.h. ein Wasserfluss durch das Tiefenlager oder aus diesem heraus, setzt eine Veränderung der hydraulischen Eigenschaften (Durchlässigkeit) und/oder des Zustands (Gradienten/Randbedingungen) im Wirtgestein voraus. Prognosen hierzu basieren auf den klimatischen und geologischen Langzeitszenarien zu Hebung, Erosion und Vergletscherung in den Kapiteln 8.2 und 8.3.

- Aufgrund der möglichen geologischen Langzeitentwicklung, insbesondere einer Hebung von 100 bis max. 200 m bei unveränderten, d.h. andauernden kompressiv-tektonischen Horizontalspannungen sind signifikante Veränderungen des Deformationsverhaltens, die zur Spröddeformation des Wirtgesteins führen würden, nicht zu erwarten. Dementsprechend ändern sich im betrachteten Zeitraum auch die hydraulischen Eigenschaften des Wirtgesteins im Vergleich zu heute nicht signifikant, d.h. es erfolgt keine massgebliche Erhöhung der Durchlässigkeit.
- Der hydraulische Systemzustand des Porenwassers im Wirtgestein (Druckhöhe) ändert sich entsprechend seiner Tiefenlage. Der heute beobachtete Porenwasser-Überdruck kann durch Hebung/Erosion abgebaut, oder aber umgekehrt durch Eisauflast bei Vergletscherungen zeitweise um maximal 2–4 MPa erhöht werden. Letzteres könnte ein zeitweiliges Auspressen von Porenwasser aus dem Bereich des Tiefenlagers in das Wirtgestein zur Folge haben. Die resultierenden Wasserflüsse vom Wirtgestein in die Rahmengesteine sind jedoch unbedeutend.

8.6 Langzeitentwicklung der geochemischen Verhältnisse im Wirtgestein

8.6.1 Stabilität der geochemischen Bedingungen

Die geochemischen Bedingungen im Wirtgestein werden weitgehend durch Gleichgewichtsreaktionen mit den Mineralien (v.a. Tonmineralien und Karbonate) gepuffert, wobei die Pufferkapaziät des Wirtgesteins sehr gross ist. Dies gilt v.a. für Kationen, neutrale Spezies sowie für das Redoxpotenzial. Aufgrund der geologischen Langzeitentwicklung kann davon ausgegangen werden, dass der Mineralbestand über Millionen von Jahren unverändert bleibt, da mit keinen bedeutenden Temperaturveränderungen zu rechnen ist, die den Mineralbestand verändern könnten. Die durch Gleichgewichtsreaktionen gepufferten Parameter bleiben deshalb über geologische Zeiträume konstant.

Einzig die konservativen, mobilen Elemente Chlorid, Bromid und Sulfat können sich unabhängig vom Mineralbestand, aufgrund von Änderungen ihrer Konzentration in den umgebenden Aquiferen und diffusivem Austausch in den Porenwässern des Wirtgesteins, langsam verändern (s. unten). Chlorid stellt dabei die Hauptkomponente der Salinität dar. Die Elektroneutralität des Porenwassers wird durch Veränderung der Natriumkonzentration gewahrt, wobei die Pufferkapazität der Natrium-dominierten Austauschpopulation auf den Tonmineralien sehr lange erhalten bleiben wird.

Die Existenz von organischem Material, unkorrodiertem Pyrit sowie Siderit zeigt, dass das Porenwasser seit Beginn der Diagenese stets reduzierend war. Das Redoxpotenzial ist durch das Gleichgewicht Pyrit–Sulfat gepuffert (Kap. 5.12). Zudem sind in der Bohrung Benken die heutigen Grundwässer des Malms und der Stubensandstein-Formation reduzierend, sodass keine relevanten zum Wirtgestein hin gerichteten Gradienten oxidierender Spezies zu erwarten sind. Es gibt auch keine Hinweise, dass die verschiedenen Vergletscherungen einen Einfluss auf die geochemischen Bedingungen gehabt haben (vgl. Kap. 4.7 und 5.12).

8.6.2 Modellrechnungen zur Entwicklung des Chloridgehalts im Wirtgestein

Aufgrund der geologischen Langzeitentwicklung der Nordostschweiz kann davon ausgegangen werden, dass auch in Zukunft schwachmineralisierte meteorische Wässer in den Infiltrationsgebieten der Aquifere versickern. Weil die Grundwasserzirkulation im Malm-Aquifer und im Sandsteinkeuper im Zürcher Weinland eher gering ist, die Infiltrationsgebiete relativ weit entfernt sind (Kap. 3.6), und das Molassebecken ein beträchtliches Reservoir von salinen Wässern darstellt, sind im Zürcher Weinland keine schnellen hydrochemischen Veränderungen zu erwarten. Es ist aber damit zu rechnen, dass sich die Mineralisierung der Grundwässer in diesem Gebiet über sehr lange Zeiträume tendenziell etwas erniedrigt. Prozesse, die zu einer Erhöhung der Salinität führen können (z.B. eine Meeresüberflutung des Gebiets), können ausgeschlossen werden.

Modellrechnungen von Gimmi & Waber (2003) zur Abschätzung der Entwicklung des Chloridgehalts im Wirtgestein zeigen, dass unter der Annahme, dass die bestehenden Verhältnisse in den Aquiferen weiter andauern (hohe Chloridgehalte im aus dem Molassebecken zufliessenden Grundwasser des Malms, tiefe Chloridgehalte im Keuper) in 1 Million Jahren im Wirtgestein nur eine geringe (≤ 20 %) Erniedrigung des Chloridgehalts stattfindet (Fig. 8.6-1).

Aufgrund der dargelegten Argumente kann davon ausgegangen werden, dass die geochemischen Referenzbedingungen im Wirtgestein innerhalb von einer Million Jahren und auch darüber hinaus praktisch konstant bleiben. Mögliche Veränderungen liegen in jedem Fall innerhalb der für die Parameter des Referenzwassers (Tab. 5.12-3) angegebenen Bandbreiten.

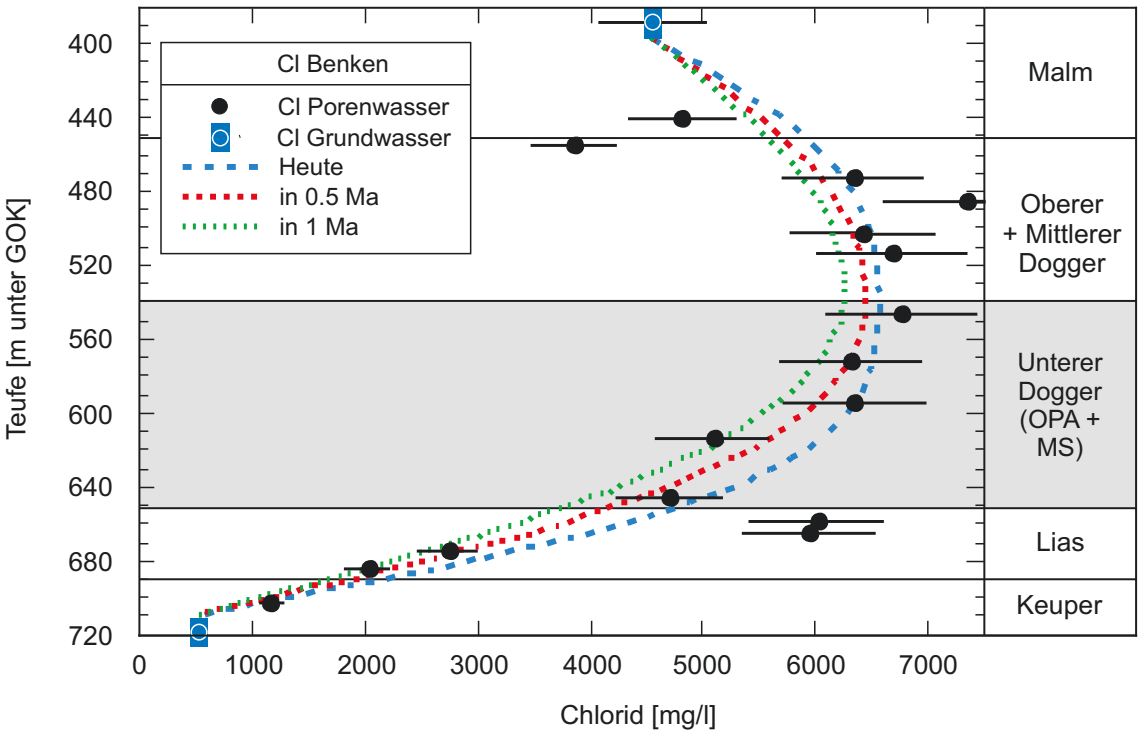


Fig. 8.6-1: Berechnete Chlorid-Profile heute sowie in einer halben und in einer Million Jahren für konstante Konzentrationen in den Aquiferen.

Ursprüngliche Anfangskonzentration vor Beginn der Infiltration meteorischer Wässer 6'600 mg/l in Wirt- und Rahmengesteinen. Der Poren-Diffusionskoeffizient entspricht dem in Laborexperimenten an Kernproben der Bohrung Benken für Chlorid bestimmten, auf In-situ-Temperatur korrigierten Wert ($D_P = 5 \times 10^{-11}$ m^2/s, vgl. Kap. 4.7.2).

8.6.3 Langzeitentwicklung der geochemischen Verhältnisse im Wirtgestein: Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse

- Mineralogische Veränderungen sind im betrachten Zeitraum von einer Million Jahren und auch weit darüber hinaus nicht zu erwarten.
- Die Zusammensetzung des Porenwassers im Wirtgestein ist zu einem bedeutenden Teil durch Gleichgewichte mit dem Gestein (v.a. Tonmineralien und Karbonate) gepuffert. Dies gilt v.a. für Kationen, neutrale Spezies sowie das Redoxpotenzial, während Anionen eher als frei, also vom Gestein unabhängig, einzustufen sind.
- Unter der begründeten Annahme, dass die bestehenden Verhältnisse in den nächstgelegenen Aquiferen weiter andauern (hohe Chloridgehalte im Grundwasser des Malms, tiefe Chloridgehalte im Sandsteinkeuper), findet im Wirtgestein in einer Million Jahren nur eine geringe diffusive Erniedrigung des Chloridgehalts statt (≤ 20 % auf Lagerniveau).

Die geochemischen Referenzbedingungen im Wirtgestein bleiben demzufolge praktisch konstant. Allenfalls zu erwartende Veränderungen in 1 Million Jahren (und auch darüber hinaus) liegen in jedem Fall innerhalb der für die Parameter des Referenzwassers angegebenen Bandbreiten.

8.7 Geologische Langzeitentwicklung: Zusammenfassung der wichtigsten generellen Erkenntnisse

Der Aufbau des Untersuchungsgebiets im Zürcher Weinland ist geprägt von einer einfachen geologischen Architektur, wie sie für den Tafeljura charakteristisch ist. Der ruhig gelagerte, leicht gegen das Molassebecken einfallende Stapel der mesozoischen Schichten blieb zeit seines Bestehens von gebirgsbildender Deformation weitgehend unbeeinflusst. Diese tektonische Ruhe setzt sich fort und findet heute ihren Ausdruck in einer geringen Erdbebenaktivität. Das Zürcher Weinland gehört damit zu den seismisch ruhigen Gebieten der Schweiz; es liegt aber im Randbereich des kompressiv beanspruchten Alpenvorlands, was sich als geringe Hebung der Erdkruste manifestiert. Letztere bemisst sich aufgrund geologischer Evidenz über den Zeitraum der letzten 10 Millionen Jahre im Durchschnitt auf etwa 0.1 mm/a. Geodätische Vergleichsmessungen weisen auf eine Persistenz dieser Hebung in der Gegenwart hin, weshalb für das Referenzszenarium der Langzeitentwicklung von einem Fortdauern dieses Bewegungsbilds ausgegangen wird. Die Beurteilung der geomorphologischen Entwicklung basiert nach heutigen Kenntnissen auf der Annahme einer weiteren Präponderanz des gegenwärtigen Klimas mit alternierenden Kalt- und Warmzeiten, was auch als Randbedingung für die Entwicklung der Hydro- und Biosphäre gilt.

Die folgenden Aussagen zum Spektrum der weiteren geodynamischen Entwicklung beruhen auf dem erarbeiteten Verständnis der erdhistorischen Vergangenheit. Aus der Interaktion der massgebenden endogenen und exogenen Faktoren lassen sich für den Zeitraum von einer Million Jahren mögliche Auswirkungen der Langzeitentwicklung im geologischen Umfeld eines Lagers plausibel ableiten und – innerhalb gewisser Bandbreiten – auch quantitativ bestimmen; die nachfolgenden Aussagen beziehen sich auf eine Referenztiefe der Lagerzone von 650 m unter Terrain:

- Infolge Hebung und Erosion ist mit einem Gebietsabtrag von rund 100 m zu rechnen. Bei einer – zwar unwahrscheinlichen aber theoretisch denkbaren – totalen Rückerosion des Rheins von der Nordsee bis in die Alpen wäre mit einem zusätzlichen, einmaligen Abtrag von max. 100 m zu rechnen. Die verbleibende Gesteinsmächtigkeit über dem Lager wird also – selbst unter pessimistischen Annahmen – noch mindestens 450 m betragen.
- Die seit einigen Jahrmillionen bestehenden Grossformen der Landschaft (Randen, Irchel, Cholfirst etc.) werden als solche weiterhin Bestand haben, Gletschervorstösse folgen den bereits heute bestehenden Haupttälern. Glaziale Tiefenerosion wie auch der flächenhafte Abtrag werden durch die harten mesozoischen Kalkschichten des Tafeljuras gehemmt.
- Die aus dem Abtrag resultierende Entlastung hat keine Veränderungen des Deformationsverhaltens, d.h. keine wesentliche Spröddeformation des Wirtgesteins zur Folge: Seine hydraulischen Eigenschaften, insbesondere die geringe Durchlässigkeit, bleiben deshalb praktisch unverändert.
- Die aus der Be- und Entlastung durch vorstossende resp. abschmelzende Gletscher resultierenden Porenwasserflüsse im Wirtgestein sind unbedeutend.
- Aufgrund der erdbebenhistorischen Analyse bis hin zu den heutigen seismotektonischen Erkenntnissen sind im Untersuchungsgebiet keine grösseren Erdbeben zu erwarten. Selbst starke Erschütterungen würden jedoch die Integrität eines verfüllten Lagers nicht beeinträchtigen und hätten keinen signifikanten Einfluss auf Porenwasserbewegungen im Wirtgestein.
- Die Entstehung neuer Störungszonen ist aufgrund der herrschenden Spannungsverhältnisse sowie der seismotektonischen Situation unwahrscheinlich und lässt sich auch konzeptionell

nicht begründen. Ebenso zeichnet sich keine Veränderung der geothermischen Verhältnisse ab; magmatische Aktivität ist nicht zu erwarten.

- Die mit der angenommenen Hebung und Erosion einhergehende Temperaturerniedrigung von wenigen °C im Wirtgestein bleibt auf den Mineralbestand ohne Auswirkungen; die geochemischen Bedingungen bewegen sich innerhalb der Referenz-Bandbreiten.

Die weitere geodynamische Entwicklung über Zeiträume von mehreren Millionen Jahren wird durch eine Aufweitung des Spektrums zunehmend unbestimmter; ihre Bewertung muss sich daher auf semiquantitative bis deskriptive Aussagen beschränken. Unter Annahme einer weiter andauernden Hebung werden sich die relevanten Eigenschaften des Wirtgesteins jedoch nicht signifikant ändern, solange die Gesteinsüberdeckung des Lagers mindestens 200 m beträgt. Dies wäre – auch unter sehr vorsichtigen Annahmen – über einen Zeitraum von mindestens drei Millionen Jahren der Fall.

In seiner Gesamtheit bietet der tektonisch wenig beanspruchte Raum des Zürcher Weinlands eine über den betrachteten Zeitraum von einer Million Jahren hinreichend extrapolierbare, stabile geologische Situation, die im Wesentlichen auch über einige Millionen Jahre hinaus weiter Bestand haben wird. Die erarbeiteten Kenntnisse über die mögliche Entwicklung der tektonischen, hydrogeologischen und geochemischen Verhältnisse bilden somit eine tragfähige Basis für die Beurteilung der Langzeitschutz- und Barrierenfunktion der ein Tiefenlager beherbergenden Geosphäre.

9 Geologischer Datensatz für den Standortnachweis, den Nachweis der Langzeitsicherheit und der bautechnischen Machbarkeit eines geologischen Tiefenlagers

9.1 Einleitung

Im vorliegenden Kapitel sind die wichtigsten geologischen Datensätze, die für die Beurteilung der Langzeitsicherheit und Machbarkeit eines geologischen BE/HAA/LMA-Tiefenlagers benötigt werden, projektorientiert zusammengestellt. Ihre wissenschaftliche Herleitung ist in den vorangehenden Kapiteln dokumentiert. Nach einer generellen Beurteilung der Qualität der Datengrundlage (Kap. 9.2) werden die Datensätze entsprechend den Zielsetzungen des Entsorgungsnachweises präsentiert.

9.1.1 **Datensatz für den Standortnachweis: Ausdehnung eines geeigneten Wirtgesteinskörpers** (Kap. 9.3)

Der Standortnachweis muss aufgrund dokumentierter Untersuchungsergebnisse zeigen, dass ein genügend grosser Gesteinskörper mit den im Sicherheitsnachweis festgehaltenen Eigenschaften existiert, so dass die Realisierung eines geologischen Tiefenlagers in einem konkreten Standortgebiet mit guter Aussicht auf Erfolg in Angriff genommen werden könnte (HSK 1999, vgl. Kap. 1.3.3). Demzufolge umfasst der geologische Datensatz für den Standortnachweis in erster Linie Angaben über Geometrie (Lage und Mächtigkeit) und lithologische Ausbildung des Wirtgesteins im potenziellen Standortgebiet sowie Informationen betreffend Tektonik (Lage und Grösse von Störungen).

9.1.2 **Geologischer Datensatz für den Nachweis der Langzeitsicherheit** (Kap. 9.4)

In der Sicherheitsanalyse (Nagra 2002b) wird das Gesamtsystem in drei Teilbereiche gegliedert, deren Verhalten mit Hilfe einer Kette von Einzelmodellen quantifiziert wird:

- Das *Nahfeld*, bestehend aus den technischen Barrieren sowie dem Wirtgestein in der direkten Umgebung der technischen Barrieren,
- die *Geosphäre*, die den geologischen Untergrund zwischen dem Nahfeld und der Erdoberfläche umfasst, und
- die Biosphäre, die den Lebensraum bildet (Böden, Oberflächengewässer und nutzbare Grundwasservorkommen).

Die Sicherheitsanalyse benötigt für alle drei Bereiche erdwissenschaftliche Informationen. Die wichtigsten Daten, die erhoben werden müssen, betreffen:

- Die geologisch-tektonischen Verhältnisse im potenziellen Standortgebiet sowie die Geometrie (Mächtigkeit, laterale Ausdehnung) und lithologische Beschaffenheit des Wirtgesteins,
- die Eigenschaften des Wirtgesteins bezüglich Radionuklid-Transport (Bindungszustand des Porenwassers, hydraulische Parameter, Diffusionskonstanten, Charakteristika der potenziell wasserführenden Systeme (Sprödstrukturen), geochemische Verhältnisse),
- die räumliche Verbreitung und die Eigenschaften der Rahmengesteine bezüglich Radionuklid-Transport,
- die Grundwasserzirkulationsverhältnisse und die Lokalisierung und Charakterisierung potenzieller Exfiltrationsgebiete,

- die Auswirkungen des geologischen Tiefenlagers auf das Wirtgestein und die Entwicklung des Stollenumfelds nach dem Verschluss des Lagers, und
- die Langzeitentwicklung des Gesamtsystems (Hebung und Erosion, Neotektonik und Erdbebeneffekte, Kompaktion durch Gletscherbelastung, Dekompaktion durch Hebung und Erosion, Entwicklung der Porenwasserzusammensetzung).

Die Rahmengesteine stellen eine geologische Zusatzbarriere für die Radionuklid-Freisetzung dar, im Referenzfall der Sicherheitsanalyse wird aber konservativerweise nur die Radionuklid-Rückhaltung im Wirtgestein berücksichtigt; die Barrierenwirkung der Rahmengesteine wird in zusätzlichen Rechenfällen abgeschätzt (Nagra 2002b). Wegen der schwierigen Explorierbarkeit (laterale Variabilität der wasserführenden Schichten innerhalb der Rahmengesteine) wird der Barrierenwirkung der Rahmengesteine in der Sicherheitsanalyse weniger Gewicht beigemessen.

9.1.3 Geologischer Datensatz für den Nachweis der bautechnischen Machbarkeit (Kap. 9.5)

Für die Beurteilung der bautechnischen Machbarkeit eines geologischen Tiefenlagers und für die Festlegung der räumliche Anordnung der Untertagebauwerke werden spezifische Daten benötigt (Nagra 2002a). Dieser Datensatz umfasst das geologische Standortmodell mit der Lage der Formationsgrenzen und grösseren Störungszonen, die felsmechanischen Kennwerte und hydrogeologischen Eigenschaften der vom Bau betroffenen Formationen sowie die rezente Gebirgsspannung. Wegen der Wärmeabgabe der BE/HAA-Behälter v.a. in den ersten tausend Jahren nach dem Verschluss des Lagers müssen auch die Temperaturverhältnisse und die thermischen Eigenschaften des Wirtgesteins bekannt sein, da die Abstände der Behälter in den Lagerstollen und die lateralen Abstände der Lagerstollen direkt davon abhängen (Nagra 2002b).

9.2 Qualität der Datengrundlage: Variabilität der Eigenschaften des Wirtgesteins und Übertragbarkeit der Untersuchungsergebnisse auf das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland

Die Untersuchung des Opalinustons im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland, in den Nagra-Tiefbohrungen der Nordschweiz und im Felslabor Mont Terri haben gezeigt, dass die lithologische Ausbildung des Wirtgesteins an allen Lokalitäten sehr ähnlich ist und sowohl vertikal wie lateral nur geringe Unterschiede aufweist. Deshalb können prinzipiell Informationen von allen Lokalitäten für die Herleitung des geologischen Datensatzes für die Sicherheitsanalyse, den Bau und die Auslegung eines Tiefenlagers beigezogen werden (vgl. Tab. 2.5-1). Aufgrund der hohen Auflösung und Überdeckung der 3D-Seismik im Zürcher Weinland kann zudem nachgewiesen werden, dass der lückenlose geologische Aufschluss der Bohrung Benken auf den grössten Teil des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland vorbehaltlos übertragen werden kann (vgl. Kap. 9.3).

Die Qualität und der Umfang der Datensätze der verschiedenen Lokalitäten sind im Allgemeinen genügend gross, um mögliche kleinere Differenzen in der lithologischen Zusammensetzung quantitativ auszuweisen und die Zusammenhänge zwischen lithologischer Variabilität und petrophysikalischen, felsmechanischen, hydraulischen und geochemischen Eigenschaften zu verstehen. Für die vorwiegend gesteinsabhängigen Eigenschaften (z.B. Festigkeiten, Diffusionskoeffizienten) sind deshalb die Ergebnisse der Untersuchungen im Opalinuston verschiedener Lokalitäten nachvollziehbar und direkt auf das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinkand übertragbar, wenn entsprechende Anpassungen für die leicht unterschiedliche lithologische Ausbildung vorgenommen werden (z.B. aufgrund der Abhängigkeit der Druckfestigkeit vom

Wassergehalt oder der Abhängigkeit der thermischen Leitfähigkeit vom Quarz-Gehalt). Für die meisten Parameter sind neben den an verschiedenen Lokalitäten erhobenen Messwerten auch Referenzmessungen im Untersuchungsgebiet (Bohrung Benken) vorhanden, wodurch die Darstellung der Übertragbarkeit zusätzlich erleichtert wird[27].

Eine Einschränkung der direkten Übertragbarkeit ist dort vorhanden, wo lokale Randbedingungen (z.B. Gebirgsspannung) das Verhalten des Wirtgesteins beeinflussen oder wenn gesteinsunabhängige Parameter (z.B. Salinität des Porenwassers) quantifiziert werden müssen. In diesen Fällen sind standortspezifische Daten unerlässlich, oder es müssen aufgrund der Kenntnis von Gesetzmässigkeiten Modellrechnungen durchgeführt werden, um die Erkenntnisse auf eine andere Lokalität zu übertragen (z.B. Modellierung der Auflockerungszone eines Stollens unter Berücksichtigung des allgemeinen felsmechanischen Materialgesetzes, der lokalen felsmechanischen Parameter und des lokalen Spannungsfelds). Eine detaillierte Begründung der Ableitung der standortspezifischen Parameter ist in den spezifischen Fachkapiteln zu finden.

9.3 Datensatz für den Standortnachweis: Ausdehnung eines geeigneten Wirtgesteinskörpers im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland

9.3.1 Lagerung, Mächtigkeit und Lithologie

Im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland südwestlich der regionalen Neuhauser Störung liegt das Wirtgestein grösstenteils in ungestörter Schichtlagerung in einer Mächtigkeit von 105–125 m vor (Fig. 4.3-5), in der Sondierbohrung Benken sind es 113.2 m[28]. Darüber hinausgehende, kleinräumige Mächtigkeitsvariationen im Bereich von ca. 90 bis 140 m sind an lokale tektonische Strukturen gebunden (Birkhäuser et al. 2001).

Die einzige Struktur, die im Hinblick auf die räumliche Anordnung der Lagerstollen eines Tiefenlagers berücksichtigt wird, ist die Wildensbucher Flexur, die mehrere Störungen mit Vertikalversätzen bis maximal 17 m enthält (Kap. 4.2). In dieser Struktur ist mit bautechnischen Komplikationen zu rechnen, und bei der Langzeitentwicklung können aufgrund ihrer Orientierung gewisse Bewegungen an einzelnen Störungssegmenten zur Zeit nicht ausgeschlossen werden. Deshalb kommt die ganze Wildensbucher Flexur für die Platzierung von Lagerstollen und -tunneln nicht in Frage.

Die seismostratigraphische Interpretation der 3D-Seismik zeigt eine weitgehende Konstanz der lithofaziellen Ausbildung des Wirtgesteins, mit einer leichten Änderung der Amplitude der Reflexionssignale im südwestlichsten und östlichsten Teil des Gebiets (Figur 5.4 in Birkhäuser et al. 2001). Ob diese Zunahmen mit einer Änderung der lithologischen Zusammensetzung des Wirtgesteins zusammenhängen, oder ob es sich um Artefakte der seismostratigraphischen Modellierung handelt, ist zur Zeit nicht geklärt. Aus den umliegenden Bohrungen (Kap. 3.2) gibt es keine Hinweise auf signifikante lithologische Änderungen und die modellierten Ge-

---

27 Für die meisten projektrelevanten Datensätze wurden entweder repräsentative Probenserien aus verschiedenen Tiefen und Untereinheiten des Wirtgesteins in der Bohrung Benken analysiert oder lückenlose In-situ-Tests (hydraulische Tests) und bohrlochgeophysikalische Messungen durchgeführt. Es kann deshalb ausgeschlossen werden, dass Anomalien übersehen wurden. Bei komplexen, sehr zeitaufwändigen Versuchen (z.B. Diffusionsversuche, Gastests) konnten aus der Bohrung Benken bisher nur wenige Proben untersucht werden.

28 In Nagra (2001) und Birkhäuser et al. (2001) wurden die obersten 0.9 m der Murchisonae-Schichten wegen einer 0.09 m dünnen Oolithlage (in einigen Profildarstellungen stark überhöht dargestellt) vorsichtigerweise den Rahmengesteinen zugeordnet. Aufgrund der Gesamtanalyse aller Daten hat sich diese Lage aber projektbezogen als bedeutungslos erwiesen. Deshalb werden heute die gesamten Murchisonae-Schichten im Zürcher Weinland dem Wirtgestein zugerechnet.

schwindigkeiten (Figur 5.14 und 5.15 in Birkhäuser et al. 2001) liegen in jedem Fall weit unter denen der stärker durchlässigen karbonatreichen Formationen (Malm, Muschelkalk, Stubensandstein-Formation). Es bestehen deshalb keine zwingenden Hinweise, dass die potenziellen lithologischen Veränderungen des Wirtgesteins im südwestlichsten und östlichsten Teil des Untersuchungsgebiets sicherheitstechnisch kritisch sind.

9.3.2 Verfügbare Fläche für ein geologisches Tiefenlager im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland

Ein geologisches BE/HAA/LMA-Tiefenlager im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland würde eine Grundfläche von rund 2 km^2 umfassen, 0.7 km in NNW-SSE-Richtung und 2.65 km in SW-NE-Richtung (Nagra 2002a). Bei der räumlichen Orientierung der Lagerstollen wird das lokale Stressfeld berücksichtigt (Kap. 4.4 und 9.5).

Der Wildensbucher Flexur wird bei der Platzierung der Lagerstollen ausgewichen. Hinsichtlich des Verlaufs der Betriebs- und Zugangstunnel wird keine entsprechende Einschränkung gemacht. Um allenfalls vorhandenen Begleitstörungen (Seitenästen) auszuweichen wird ein Abstand des Lagers zur Neuhauser Störung von mindestens 200 m berücksichtigt[29]. Bezüglich Wirtgesteinsmächtigkeit besteht keine Einschränkung, weil diese im gesamten potenziellen Lagergebiet mindestens 100 m beträgt. Wegen des einfachen geologischen Baus kann somit davon ausgegangen werden, dass das ganze Gebiet südwestlich der Neuhauser Störung und ausserhalb der Wildensbucher Flexur bis zu einer Maximaltiefe von rund 900 m unter Geländeoberfläche für die Platzierung eines solchen Tiefenlagers prinzipiell geeignet ist. Dadurch ergibt sich eine Gesamtfläche von rund 35 km^2 für das potenzielle Lagergebiet (Fig. 9.3-1).

Sollte im Hinblick auf optimalen Schutz vor Langzeiterosion für die BE/HAA nur das Gebiet mit mehr als 600 m Überdeckung berücksichtigt werden, fällt das Gebiet nördlich der Wildensbucher Flexur weg. Die verbleibenden 22 km^2 sind rund zehnmal grösser, als benötigt.

---

[29] Bäckblom & Munier (2002) leiten aufgrund einer umfassenden Literaturstudie eine Faustregel ab, dass die Breite des mechanischen Einflussbereichs einer aktiven Störung ungefähr 1 % der Länge der Störung beträgt (0.5 % auf jeder Seite). Für die rund 25 km lange Neuhauser Störung, welche nach gängigen Definitionen (z.B. *Research Group for Active Faults of Japan* 1992) keine aktive Störung darstellt aber in pessimistischem Sinn als potenziell neotektonisch aktiv angesehen wird (Kap. 8.4.1), würde somit ein Sicherheitsabstand (*respect distance*) von 125 m resultieren. In der schwedischen Sicherheitsanalyse SR 97, welche ein Endlager im kristallinen Grundgebirge betrifft, wird bei regionalen Störungen (> 10 km Länge) generell ein Sicherheitsabstand von 100 m, bei lokalen Störungen (1–10 km) 50 m und bei kleineren Störungen (< 1 km) kein Sicherheitsabstand betreffend Lagerstollen berücksichtigt. Regionale Störungen innerhalb des Lagers sind nicht zulässig, sie dürfen aber mit Zugangsrampen durchfahren werden. Kleinere Störungen dürfen die Lagerstollen durchqueren, aber nicht im Bereich von Behältern. Da die Auswirkung von Störungen von den spezifischen lokalen Bedingungen abhängt, muss das Gebiet aber auch in einem weiteren Umfeld der Störung hinsichtlich kritischer Einflüsse untersucht werden. Störungen in Tongesteinen haben wegen ihrer geringen Durchlässigkeit und ihres Selbstabdichtungsvermögens eine viel geringere Bedeutung als Störungen im Kristallingestein (Gautschi 2001a,b).

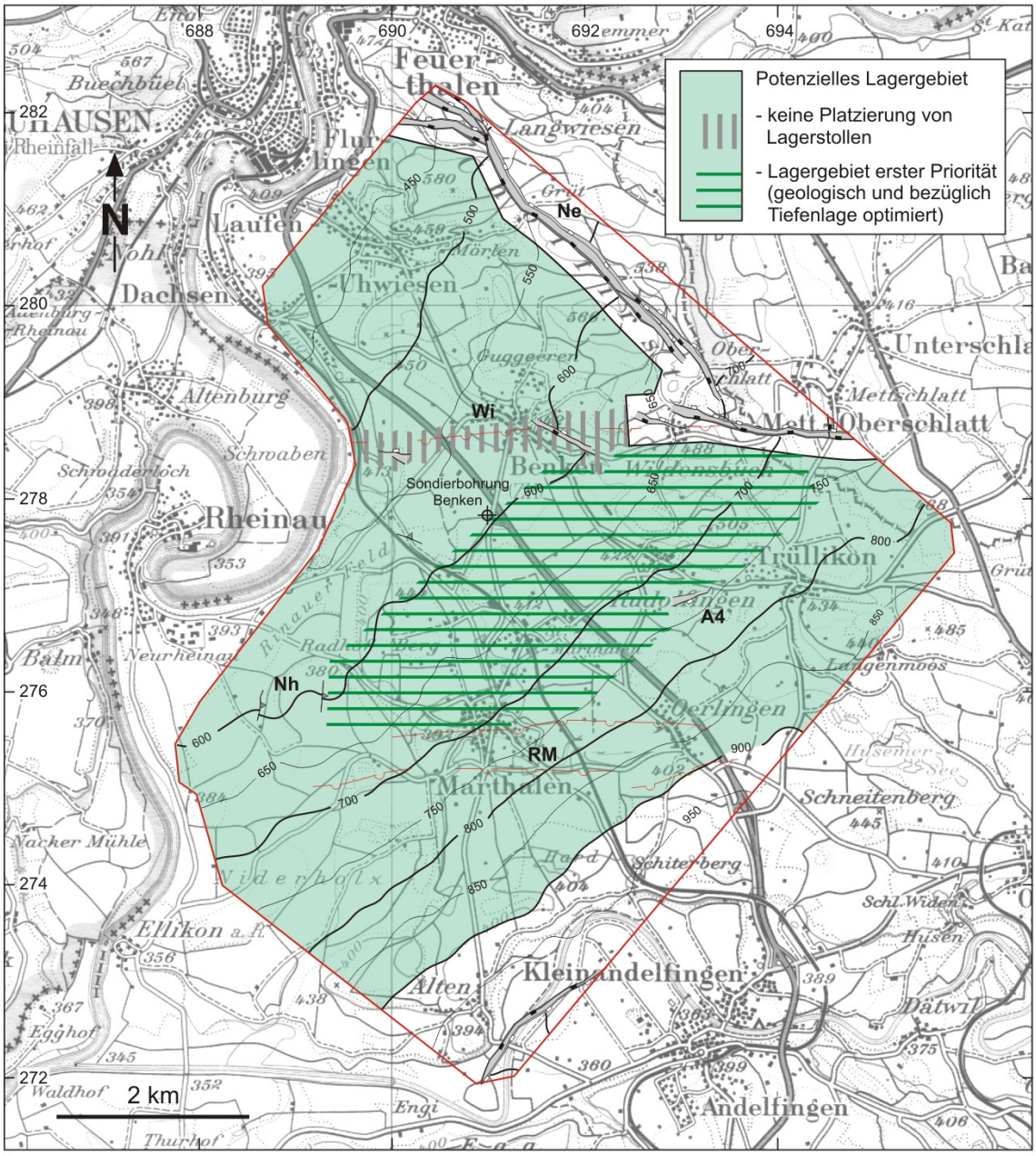


Fig. 9.3-1: Potenzielles Lagergebiet im Zürcher Weinland.

Die grüne Fläche ist prinzipiell für die Platzierung eines geologischen BE/HAA/LMA-Tiefenlagers geeignet. Das Lagergebiet erster Priorität (grün schraffiert) stellt eine nach nicht zwingenden geologischen Kriterien durchgeführte Optimierung der Platzierung der BE/HAA-Lagerstollen dar. Die Grundlagenkarte (Isohypsen Mitte Opalinuston, Lage der Störungen) wurde auf der Basis des Datensatzes in Birkhäuser et al. (2001) erstellt.

Für die bau- und sicherheitsbezogenen Betrachtungen im Rahmen des Entsorgungsnachweises wurde für das Referenzprojekt ein Gebiet erster Priorität von ca. 8 km^2 ausgewählt (Nagra 2002a). Die Auswahlkriterien waren:

- Minimaltiefe 600 m
  - *Schutz vor Erosion*
- Maximaltiefe 750 m
  - *bautechnische Optimierung*
- Gesamtes Tiefenlager im Gebiet, in dem unter dem Mesozoikum direkt Kristallin folgt, d.h. nördlich der Randstörungen des Permokarbontrogs, welche unter der Flexurzone von Rafz–Marthalen lokalisiert sind, und südlich der Wildensbucher Flexur, welche die Südgrenze eines vermuteten Permokarbonvorkommens markiert
  - *Schutz vor Folgen von möglichen zukünftigen Bewegungen an den Störungen im Sockel (wenig wahrscheinlich; letzte kleinere Differenzialbewegungen an Störungen im Spät-mesozoikum, Kap. 4.2.4)*
  - *zukünftige Rohstoffexplorationsbohrungen ins Permokarbon (Permokarbon bisher nicht zweifelsfrei nachgewiesen, Bohrungen in Randzone wenig wahrscheinlich)*
- Gebiet soll ausserhalb der beiden kartierten kleinen Störungen (Aufschiebungen) der Strukturzone von Niderholz im Westen liegen.
  - *Schutz vor Folgen von möglichen zukünftigen Bewegungen an den Störungen (wenig wahrscheinlich; keine signifikanten Bewegungen nach Ablagerung der Murchisonae-Schichten, Kap. 4.2.4)*
  - *bautechnische Optimierung*
- Gebiet soll ausserhalb der Struktur A4 liegen (Abschiebung mit 12 m maximalem Versatz der Wirtgesteinseinheit, s. Birkhäuser et al. 2001)
  - *Schutz vor Folgen von möglichen zukünftigen Bewegungen an der Störung (wenig wahrscheinlich; keine signifikanten Bewegungen seit spätem Malm)*
  - *bautechnische Optimierung*
- Gebiet soll ausserhalb potenzieller Fazieswechsel im Wirtgestein liegen (Figur 5.4 in Birkhäuser et al. 2001)
  - *Berücksichtigung der Ungewissheiten bezüglich lithologischer Veränderungen (evtl. Artefakte s. oben)*

Auch das so für den Entsorgungsnachweis bezeichnete Gebiet erster Priorität umfasst ein Mehrfaches der für ein Lager erforderlichen Fläche.

Für die Anordnung der unterirdischen Anlagen besteht somit Flexibilität; das prinzipiell geeignete Gebiet für ein geologisches Tiefenlager im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland beträgt rund 35 km^2. Für die bau- und sicherheitsbezogenen Betrachtungen im Rahmen des Entsorgungsnachweis wurde exemplarisch ein Gebiet erster Priorität, mit einem Mehrfachen der für ein Lager benötigten Fläche, bezeichnet. Für eine gute Platzierung der benötigten Oberflächenanlagen besteht weitere Flexibilität, da die Linienführung des langen Zugangsstollens entsprechend raumplanerischer Randbedingungen und lokaler Anliegen gewählt werden kann.

9.4 Geologischer Datensatz für den Nachweis der Langzeitsicherheit

9.4.1 Eigenschaften des ungestörten Wirtgesteins hinsichtlich Radionuklid-Transport

Die sicherheitsrelevanten Eigenschaften des ungestörten Wirtgesteins wurden aus den in Kapitel 5 zusammengestellten Parametersätzen abgeleitet. Zum grössten Teil finden sich dort bereits Empfehlungen für die Wahl der Referenzwerte. Um gewissen Unsicherheiten Rechnung zu tragen, wurden hier für verschiedene kritische Parameter nicht nur die Referenzwerte (bestmögliche Abschätzung oder verteidigbarer Wert), sondern auch alternative Werte (je nach Sachverhalt pessimistische[30] Werte, konservative Annahmen[31] oder Bandbreiten) angegeben. In Fällen, wo die bestmögliche Abschätzung mit grossen Unsicherheiten behaftet ist (z.B. Anfangsgradient), wird als Referenzwert ein pessimistischer Wert vorgeschlagen und die bestmögliche Abschätzung als alternativer Wert beigefügt.

Referenzmineralogie

Die wahrscheinlichste Art der Freisetzung von Radionukliden aus einem Tiefenlager erfolgt diffusiv, senkrecht zur Schichtung des Wirtgesteins. Weil dadurch die ganze Wirtgesteinseinheit betroffen ist, ist die durchschnittliche mineralogische Zusammensetzung des Wirtgesteins für die Quantifizierung geochemischer Prozesse – insbesondere Sorption – relevant. Die Referenzmineralogie basiert auf dem Mittelwert von 20 Laboranalysen (davon 5 mit vollständigen Tonmineralanalysen) von undeformiertem Wirtgestein der Bohrung Benken (Tab. 5.3-1). Die Repräsentativität der Probenauswahl wurde durch einen Vergleich mit bohrlochgeophysikalischen Logs belegt. Die Referenzmineralogie ist auch repräsentativ für den grössten Teil des 3D-Seismik-Gebiets im Zürcher Weinland (Kap. 9.2).

Dichte, Porosität, Porenstruktur und Bindungszustand des Porenwassers

Die Bestimmung der Porosität, der Porengrössenverteilung, der spezifischen äusseren und totalen Oberfläche und des Bindungszustands des Porenwassers (gebundenes, freies Porenwasser) ist aufgrund der physiko-chemischen Komplexität des Ton-Wasser-Systems mit verschiedenen methodischen Unsicherheiten behaftet (Kap. 5.4). Aus einem Vergleich der Ergebnisse der verschiedenen Methoden an Proben der Bohrung Benken und aus dem Felslabor Mont Terri lassen sich methodische Artefakte abschätzen und Referenzwerte für die Charakterisierung der Transporteigenschaften des ungestörten Wirtgesteins ableiten. Um den Unsicherheiten Rechnung zu tragen, wurden gerundete, in sich konsistente Referenzwerte vorgeschlagen, welche die Verhältnisse im Zürcher Weinland repräsentieren (Tab. 9.4-1).

---

30 Möglicher aber ungünstiger Wert (innerhalb der Bandbreite der gemessenen oder hergeleiteten Werte).

31 Ungünstige Annahme oder Vereinfachung, die nicht der Realität entspricht.

Tab. 9.4-1: Referenzwerte für das ungestörte Wirtgestein.

Dichten, Porositäten, Porengrössenverteilung, spezifische äussere und totale Oberfläche, Verhältnis freies/gebundenes Wasser.

Parameter	**Referenz-wert**	**Bemerkungen**
Gesteinsdichte, trocken [g/cm^3]	2.43	Mittelwert Benken (Tab. 5.4-2)
Gesteinsdichte, bergfeucht [g/cm^3]	2.52	Mittelwert Benken (Tab. 5.4-2)
Korndichte [g/cm^3]	2.72	Mittelwert Benken (Tab. 5.4-2)
Physikalische Porosität [-] (Definition s. Tab. 5.4-1)	0.12	Gerundeter Mittelwert (0.124) Benken (Kap. 5.4.5). Porenraum des freien und gebundenen Wassers, gleicher Wert wie Diffusionsporosität von Tritium resp. Nicht-Anionen (vgl. Tab. 9.4-2)
Wasserverlustporosität bei 105 °C [-]	0.11	Gerundeter Mittelwert Benken (Tabelle 5.4-2). Verwendung in felsmechanischen Modellrechnungen, in welchen das am stärksten gebundene Wasser nicht berücksichtigt wird
Geochemische Porosität (nach Pearson 1999) [-] (Definition s. Tab. 5.4-1)	0.06	50 % der physikalischen Porosität, entspricht Anteil des freien Wassers (Unsicherheit s. unten), identisch mit Diffusionsporosität von Anionen (Tab. 9.4-2)
Anteil freies Wasser (inkl. schwach gebundenes Wasser) am Gesamtwassergehalt [%]	50	Relativ grosse, methodisch bedingte Unsicherheit: Bandbreite Benken 22 – 80 % (Tab. 5.4-7); aufgrund der grossen Unsicherheit wurde ein stark gerundeter Wert vorgeschlagen, der mit den anderen Porositätsdaten konsistent ist
Porengrössenverteilung [%]		Tab. 5.4-5, gerundete Werte
- Mikroporen (< 1 nm)	20	Annahme: 20 % Mikroporen in Zwischenschichten
- Mesoporen (1 – 25 nm)	55	
- Makroporen (> 25 nm)	25	Anteil Makroporen unsicher, eher geringer als 25 % (Hg-Porosimetrie ergibt 10 %, Kap. 5.4.6)
Spezifische äussere Oberfläche [m^2/g]	28	Tab. 5.4-4, mittlerer Wert
Totale Oberfläche [m^2/g]	90	empfohlener, gerundeter mittlerer Wert (Kap. 5.4.6)

Hydraulische Parameter[32] und Porenwasser-Überdrücke

Die hydraulischen Parameter (Tab. 9.4-2) beruhen im Wesentlichen auf einer vertieften Interpretation der hydraulischen Packertests in der Sondierbohrung Benken, Permeameterexperimenten an Bohrkernen von Benken sowie der Modellierung von Langzeitbeobachtungen im

[32] Die hydraulischen Eigenschaften des Gebirges sind in der Regel mit log-normal verteilten Unsicherheitsbandbreiten behaftet. Aus diesem Grund werden die hydraulischen Parameter K, T, S_s sowie der hydraulische Gradient und der spezifische Fluss in den für eine logarithmische Skaleneinteilung üblichen Inkrementen 1, 2 und 5 (z.B. $K_v = 2 \times 10^{-14}$ m/s) angegeben.

Felslabor Mont Terri. In tonreichen Formationen wie dem Opalinuston verhält sich das Porenwasser infolge von gekoppelten hydro-chemischen und hydro-mechanischen Prozessen nicht mehr wie ein ideales Newton'sches Fluid, so dass unterhalb eines hydraulischen Anfangsgradienten (*threshold gradient*) das Porenwasser nicht mobil ist (Kap. 5.8.2). Bei der Abschätzung der Darcy-Wasserflüsse soll dieser Anfangsgradient pessimistischerweise nicht berücksichtigt werden, da die Datengrundlage im Wesentlichen nur aus indirekten Evidenzen besteht und die Unsicherheiten demzufolge gross sind.

Die in Benken gemessenen Porenwasser-Überdrücke sind als unabhängige Evidenz zu werten, welche die geringe hydraulische Durchlässigkeit des Wirtgesteins bestätigt. Keiner der zur Erklärung der Überdrücke in Betracht gezogenen Prozesse (ererbter Porenwasserdruck aufgrund der Versenkungsgeschichte, visko-elastisches Deformationsverhalten, laterale Einengung des Untersuchungsgebiets) ist mit hydraulischen Durchlässigkeiten des Wirtgesteins $> 10^{-13}$ m/s zu vereinbaren. So zeigen Modellrechnungen, dass K-Werte $< 10^{-15}$ m/s notwendig sind, um die Porenwasser-Überdrücke als Folge der Versenkungsgeschichte des Untersuchungsgebiets zu erklären. Die zur Zeit vorliegende Datenbasis erlaubt es nicht, einen der erwähnten Prozesse als bevorzugte Hypothese zur Erklärung der Überdrücke heranzuziehen und für die Durchlässigkeit kleinere Werte als die Referenzwerte vorzuschlagen.

Tab. 9.4-2: Hydraulische Parameter für das Wirtgestein.

Parameter	**RW**[1]	**AW**[2]	**Begründung, Bemerkungen**
Hydraulische Durchlässigkeit, vertikal (K_v) und horizontal (K_h) [m/s]	K_v: 2×10^{-14} K_h: 1×10^{-13}	K_v: 1×10^{-13} K_h: 5×10^{-13}	RW: Verteidigbarer Wert aus Hydrotests und Permeametertests der Bohrung Benken sowie Modellierung von Langzeitbeobachtungen im Felslabor Mont Terri (Kap. 5.8.8). AW: Berücksichtigt konzeptuelle Unsicherheiten auf dem Hektometer – Kilometer-Massstab (laterale Variabilität / lithologische Änderungen), deckt auch leicht höhere Werte des Felslabors Mont Terri ab.
Anfangsgradient [-] (*threshold gradient* für die Gültigkeit des Darcy-Gesetzes)	0	1	RW: Der Anfangsgradient ist aus messtechnischen Gründen nicht direkt zu erfassen. Er wird aufgrund indirekter Evidenzen hergeleitet (s. Kap. 5.8.1). Aufgrund dieser Unsicherheit soll der Anfangsgradient im Argumentarium als Bonus erwähnt, aber nicht im Referenzfall eingeführt werden. AW: Bestmögliche Abschätzung.
Fliessporosität [-]	0.06	0.03	RW: Entspricht Diffusionsporosität von Anionen, resp. dem Porenraum des freien Wassers (vgl. Tab. 9.4-1 und 9.4-3). AW: Kleinster gemessener Wert (s. Tab. 9.4-3).
Spezifischer Speicherkoeffizient S_s [1/m]	1×10^{-5}		Aus Konsolidierungsexperimenten für eine Referenztiefe von ca. 650 m abgeleitet. Bandbreite von 1×10^{-6} – 2×10^{-5} ist plausibel (basiert auf Testauswertungen, s. Kap. 5.8.8).

[1] RW: Referenzwert (bestmögliche Abschätzung oder verteidigbarer Wert).

[2] AW: Alternativer Wert (s. Bemerkungen).

Diffusionsparameter

Die effektiven Diffusionskonstanten, die an Proben der Bohrung Benken gemessen worden sind, werden als repräsentativ für das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland betrachtet. Bei den Benken-Proben wurden etwas tiefere effektive Diffusionskonstanten als bei denjenigen des Felslabors Mont Terri gemessen (Kap. 5.10), was aufgrund der etwas geringeren Porosität in der Bohrung Benken den Erwartungen entspricht. Aus den Versuchen mit faziell verschiedenen Mont-Terri-Proben (tonige und sandige Fazies) geht hervor, dass die Streubreite der Diffusionskonstanten sehr gering ist (± Faktor 2). Durch die Probenahme bedingte Entlastungseffekte sind vernachlässigbar (Kap. 5.10). Die Bestimmung der diffusionszugänglichen Porosität in *Through-Diffusion*-Versuchen ist mit relativ grossen Unsicherheiten behaftet. Aus Konsistenzgründen werden deshalb die aus verschiedenen Methoden abgeschätzten gerundeten Porositätswerte aus Tabelle 9.4-1 verwendet. Die Diffusionsparameter für die Sicherheitsanalyse sind in Tabelle 9.4-3 zusammengestellt.

Osmotische Effizienz

Die osmotische Effizienz des Wirtgesteins wurde aufgrund von Labor- und Feldexperimenten ermittelt (Kap. 5.11). Für die Verwendung in der Sicherheitsanalyse wird ein Referenzwert von 10 % (Spektrum der Messwerte 1–12 %) festgelegt.

Geochemische Parameter: Referenzwasser, Kationenaustauschkapazität und In-situ-Kationenbelegung

Die In-situ-Porenwasserzusammensetzung im Wirtgestein des Zürcher Weinlands (Referenzwasser) ist in Tabelle 5.12-3 dokumentiert. Die Nominalwerte der Parameter gelten als bestmögliche Abschätzung (Referenzwerte), die Unsicherheiten werden durch Wertebereiche repräsentiert. Die Referenzwerte (= Mittelwerte der Bohrung Benken) für die Kationenaustauschkapazität und die In-situ-Kationenbelegung sind in Tabelle 5.12-1 zusammengestellt.

9.4.2 Transporteigenschaften potenziell wasserführender Systeme (Störungen) im Wirtgestein

Als potenziell wasserführende Systeme im Wirtgestein kommen ausschliesslich Störungen in Frage. Kluftsysteme sind nur in Oberflächennähe (oberste 30 m) hydraulisch wirksam (Kap. 5.5 und 5.8). Sandreichere Lagen unterscheiden sich hydraulisch aufgrund ihrer flaserigen, mit Ton durchsetzten Struktur nicht von tonreichen Lagen.

Obwohl keine Hinweise vorliegen, dass Störungen im Wirtgestein bei grösserer Überdeckung wasserführend sind (Kap. 5.8), kann ihre Existenz nicht mit absoluter Sicherheit ausgeschlossen werden (s. unten). Ihre Bedeutung für Radionuklid-Transport und -Rückhaltung wird deshalb in der Sicherheitsanalyse anhand von *what if*-Szenarien untersucht (Nagra 2002b).

Aufbau und Geometrie

Eine vereinfachte Darstellung der geometrischen Ausbildung und des internen Aufbaus der verschiedenen Störungstypen ist in Figur 5.5-5 und 5.5-6 dargestellt. Diese konzeptuellen Modelle können direkt als Grundlage für die Radionuklid-Transportmodelle in der Sicherheitsanalyse verwendet werden. Falls eine Störung infolge einer tektonischen Reaktivierung hydraulisch wirksam würde, käme in erster Linie eine durchgehende Scherfläche (z.B. randliche Begrenzung des *Fault core*) in Betracht. In diesem Fall könnte das konzeptuelle Modell extrem verein-

facht werden (senkrechtes, planares 2D-Element im ungestörten Wirtgestein). Da keine durchgehenden Mineraladersysteme beobachtet worden sind, ist eine unlimitierte Matrixdiffusion zu berücksichtigen.

Tab. 9.4-3: Diffusionsparameter für das Wirtgestein

Parameter	**RW** [1]	**AW** [2]	**Begründung, Bemerkungen**
D_e für Anionen, ⊥ zur Schichtung [m^2/s]	1×10^{-12}	3×10^{-12}	RW: Messwerte Benken (^{125}I, ^{36}Cl) mit Temperaturkorrektur (für 38 °C), gerundet. AW: Berücksichtigt höhere Temperaturen oder natürliche Heterogenität.
D_e für Nicht-Anionen, ⊥ zur Schichtung [m^2/s]	1×10^{-11}	1×10^{-10}	RW: Messwerte Benken (Tritium) mit Temperaturkorrektur (für 38 °C), gerundet. AW: Berücksichtigt höhere Temperaturen oder natürliche Heterogenität oder möglicherweise erhöhte Werte für Kationen (ANDRA 2001). Falls neutrale Spezies separat modelliert werden, kann der AW für diese auf 3×10^{-11} heruntergesetzt werden.
D_e für Anionen, || zur Schichtung [m^2/s]	5×10^{-12}	1×10^{-12}	RW: Verwendung bei Modellierung der Matrixdiffusion. Erhöhung gegenüber Wert ⊥ zur Schichtung basiert auf durchschnittlichem gerundetem Anisotropiefaktor von 5 (Kap. 5.10, Werte Bohrung Benken und Mont Terri). AW: = RW ⊥ Schichtung (d.h. keine Anisotropie) = pessimistischer Wert bezüglich Matrixdiffusion.
D_e für Nicht-Anionen, || zur Schichtung [m^2/s]	5×10^{-11}	1×10^{-11}	RW: Herleitung, s. oben. AW: = RW ⊥ Schichtung (d.h. keine Anisotropie) = pessimistischer Wert bezüglich Matrixdiffusion.
Diffusionsporosität n für Anionen [-]	0.06	0.03	RW: 50 % der Diffusionsporosität für Nicht-Anionen (analog Anteil freies Wasser am Gesamtwassergehalt, vgl. Tab. 9.4-1), Wert liegt im Streubereich der Werte aus Diffusionsexperimenten der Bohrung Benken mit Anionen (Tab. 5.10-2). AW: Kleinster gemessener Wert für ^{36}Cl an einer Probe von Benken (Tab. 5.10-2), pessimistisch hinsichtlich Matrixdiffusion.
Diffusionsporosität n für Nicht-Anionen [-]	0.12		RW: Entspricht bestmöglicher Abschätzung der durchschnittlichen physikalischen Porosität des Opalinustons der Bohrung Benken (Tab. 9.4-1). Leicht höhere Werte (0.13 – 0.15) aus Tritium-Diffusionsexperimenten Benken wurden wegen methodisch bedingter Unsicherheit und geringer Probenzahl nicht berücksichtigt. Kein AW, da RW gut belegt.

[1] RW: Referenzwert (bestmögliche Abschätzung).

[2] AW: Alternativer Wert (pessimistischer Wert oder konservative Annahme, s. Bemerkungen).

Mineralogie, Porosität

Die mineralogische Zusammensetzung der Störungen im Opalinuston unterscheidet sich nicht von der Gesteinsmatrix (Kap. 5.3.5). Im Hinblick auf die Sorptionseigenschaften wird deshalb auch für Störungen die aus Gesteinsmatrix-Proben abgeleitete Referenzmineralogie (Kap. 9.4.1) verwendet. Im zentralen Teil der Störung (*Fault core*) ist mit einer erhöhten physikalischen Porosität (0.19 statt 0.12 im ungestörten Wirtgestein) zu rechnen.

Diffusionskonstanten und -porositäten

Experimentelle Daten liegen nur von ungestörten Proben vor. Für den oben beschriebenen vereinfachten Fall mit advektivem Transport in einem 2D-Element und Matrixdiffusion im ungestörten Wirtgestein können die in Tabelle 9.4-3 aufgeführten Diffusionskonstanten parallel zur Schichtung als Referenzwerte verwendet werden.

Transmissivität

Bis heute gibt es keine Befunde für eine erhöhte Transmissivität von Störungen im Opalinuston bei einer Überdeckung > 200 m und auch keine Hinweise auf eine signifikante Paläozirkulation (Kap. 5.8). Allerdings liegen nur von vier Störungen (Bohrungen Benken, Schafisheim und Riniken sowie Felslabor Mont Terri) Ergebnisse von hydraulischen Tests vor. Die Nachweisführung bezüglich der geringen Durchlässigkeit der zahlreichen Störungen im Opalinuston in Tunneln des Faltenjuras beruht allein auf makroskopischen Beobachtungen. Gemäss Abschätzungen von Eugster & Senger (1994) sind senkrecht zum Stollen verlaufende Störungen mit Transmissivitäten von 10^{-9} m^2/s in belüfteten Stollen unter realitätsnahen Ventilationsbedingungen nie trocken. Bei 10^{-10} m^2/s kann eine Austrocknung – je nach Randbedingung – nach einigen Stunden bis einem Jahr stattfinden. In den Tunneln im Opalinuston wurden zahlreiche querverlaufende Störungen durchfahren; bei Überdeckungen > 200 m wurden nie Feuchtstellen beobachtet, auch nicht in den neuen, speziell untersuchten Stollen in kaum belüfteten Abschnitten unmittelbar nach dem Abschlag. Das bedeutet, dass die Wasserführung einer Störung mit einer Transmissivität $\leq 10^{-10}$ m^2/s bei den Stollenaufnahmen möglicherweise übersehen worden wäre. Aus diesem Grund wird ein Maximalwert von 10^{-10} m^2/s für die Transmissivität einer hydraulisch wirksamen Störung als plausibel angesehen. Das Eintreten eines solchen Falles wird als wenig wahrscheinlich erachtet, aber nicht völlig ausgeschlossen. Die Annahme solcher durchlässiger Störungen schliesst aber die Existenz von überdruckbedingten, erhöhten Gradienten aus, da Überdrücke im Fall einer erhöhter Transmissivität rasch abgebaut würden.

9.4.3 Freisetzungspfade und Parameter für die Modellierung des Radionuklid-Transports im Wirtgestein und in den Rahmengesteinen

Hydrogeologische Parameter für Wirtgestein, Rahmengesteine, regionale Aquifere und regionale Störungen

Die verschiedenen möglichen Radionuklid-Freisetzungspfade im Wirtgestein, in den Rahmengesteinen, in den regionalen Aquiferen und in regionalen Störungen ausserhalb des Lagerbereichs sind schematisch in Figur 6.5-1 und 6.5-2 dargestellt. In Tabelle 9.4-4a–c sind die hydro-

geologischen Parameter[33], die für die Radionuklid-Transportmodellierung verwendet werden sollen, zusammengestellt:

- Hydraulische Eigenschaften der verschiedenen Segmente der Freisetzungspfade,
- hydraulische Gradienten,
- Transportdistanzen in den verschiedenen Segmenten.

Der Referenzfall A1 kann auch mit dem alternativen Fall A2 kombiniert werden. Dabei ist die Plausibilität des kombinierten Falls A1/A2 ohne hydraulische Bedeutung der Wedelsandstein-Einheit, aber mit erhöhter Durchlässigkeit des Sandsteinkeupers aus lithologischen Gründen und wegen der in der Bohrung Benken gemessenen Durchlässigkeiten neben dem Referenzfall am grössten.

Für eine Beurteilung des Falls A3 (grosse steilstehende Störung ausserhalb des Tiefenlagers) können für den ersten Teil des Freisetzungspfads die Parameter von Fall A1 mit entsprechend verkürzter lateraler Transportpfadlänge in den Rahmengesteinen verwendet werden (Referenzwert: plausible Annahme 1 km, alternativer Wert: pessimistische Annahme 200 m). Für die Transmissivität der grossen Störung wird basierend auf den hydrodynamischen Modellrechnungen (Kap. 6.4) ein Referenzwert von 10^{-9} m^2/s und ein pessimistischer alternativer Wert von 10^{-7} m^2/s empfohlen. Die hydraulischen Parameter der regionalen Aquifere sind analog Fall A2.

Die *what if*-Fälle B1 und B2 stellen Freisetzungspfade dar, die aufgrund der bestehenden Datengrundlage nicht vollständig ausgeschlossen werden können (s. oben).

Zusätzliche Parameter für die Modellierung der Radionuklid-Rückhaltung

In der Sicherheitsanalyse wird für den Radionuklid-Transport in den regionalen Aquiferen und Störungen wegen den relativ hohen Durchlässigkeiten eine Radionuklid-Rückhaltung durch Sorption und Matrixdiffusion konservativerweise vernachlässigt. Für den Transport in den Rahmengesteinen ist dies nicht der Fall. Neben den hydrogeologischen Parametern werden deshalb folgende zusätzliche Parameter festgelegt:

Freisetzung via Wedelsandstein-Einheit (Klufttransport vorherrschend):

- Unlimitierte Matrixdiffusion (d.h. Eindringtiefe = halber Kluftabstand = 0.5 m, vgl. Kluftspurlänge in Tab. 9.4-4).
- Diffusionskonstante und -porosität: Die bohrlochgeophysikalisch bestimmte Porosität der Wedelsandstein-Formation ist vergleichbar mit der des Opalinustons und der Murchisonae-Schichten (Beil. 5.10 in Nagra 2001). Da keine direkte Messungen von Diffusionsparametern vorliegen, sollen die Diffusionsparameter des Wirtgesteins für die Transportmodellierung verwendet werden (Matrixdiffusion mit Diffusionskonstante parallel zur Schichtung).
- Referenzmineralogie: Es wird davon ausgegangen, dass nur die tonärmsten sandig-kalkigen Lagen geklüftet und wasserführend sind (pessimistische Annahme hinsichtlich Sorption). Der niedrigste in der Wedelsandstein-Formation gemessene Tongehalt (Summe der Schichtsilikate) beträgt 6 Gew.-% (Tabelle 5.2 in Nagra 2001), das ist rund zehnmal weniger als im

[33] Die hydraulische Durchlässigkeit, der Gradient (resp. natürliche Formationsdrücke) und Wasserfluss sind voneinander abhängig. Aus diesem Grund dürfen die pessimistischen Werte **nicht kumuliert** werden (z.B. bei erhöhten Durchlässigkeiten können keine hohen Gradienten auftreten).

Opalinuston (Tongehalt Referenzmineralogie = 54 Gew.-%). Es handelt sich dabei um einen Sandkalk mit 25 % Quarz und 64 % Calcit.

Freisetzung via Sandsteinkeuper (äquivalent-poröses Medium vorherrschend)

- Es wird angenommen, dass der Transport bis zur Exfiltrationszone ausschliesslich in der porösen Dolomitbrekzie der Stubensandstein-Formation erfolgt, was wegen des geringen Tongehalts pessimistisch ist.
- Es ist davon auszugehen, dass Radionuklide während ihres Transports in der Dolomitbrekzie in die umgebenden tonigen Einheiten der Rahmengesteine hineindiffundieren. Die Porenwasserprofile (Fig. 4.7-2 bis 4.7-7), die den diffusiven Transport verschiedener natürlicher Tracer in den tonigen Rahmengesteinen und im Wirtgestein abbilden, können als Analogbeispiel für diesen Prozess betrachtet werden.
- Referenzmineralogie: Die tonärmsten Bereiche der Dolomitbrekzie bestehen zu 90 % aus Dolomit. Der Calcitgehalt liegt bei 5 %. Der niedrigste Tongehalt beträgt 3 Gew.-%, das sind rund zwanzigmal weniger als im Opalinuston (Tabelle 5.2 in Nagra 2001).

Tab. 9.4-4a: Hydrogeologische Parameter der möglichen Freisetzungspfade in Wirt- und Rahmengesteinen.

Referenzfall A-1: Plausibelster Freisetzungspfad (vgl. Fig. 6.5-1a).

Hydrogeol. Einheit	**Parameter**	**RW**[1]	**AW**[2]	**Erläuterung / Kommentar**
Wirtgestein (Opalinuston und Murchisonae-Schichten)	Vertikale Transportpfadlänge [m] nach oben und unten	40		RW: Tendenziell pessimistisch; berücksichtigt Variabiliät der Mächtigkeit des Wirtgesteins, vertikale Ausdehnung der Lagerstollen / -tunnel und der AUZ
	Hydraulisches Potenzial in Benken / Mitte Opalinuston [m]	*	504	RW: * Festgelegt durch die Potenziale der Wedelstandstein-Fm. und der Stubensandstein-Fm. AW: Porenwasser-Überdruck 100 m (Fig. 6.4-11)
	Vertikale Durchlässigkeit K_v [m/s]	2×10^{-14}	1×10^{-13}	K-Herleitung in Kap. 5.8, vgl. Tab. 9.4-2
	Vertikal-Gradient ohne Porenwasser-Überdrucke im Wirtgestein und Lias [m/m]	1 (nach oben)		Fluss nach oben, abgeleitet aus Druckunterschied Stubensandstein-Fm. / Wedelsandstein-Fm. in Benken (Fig. 6.4-11)
	Vertikal-Gradient mit Porenwasser-Überdrücken im Wirtgestein und Lias [m/m]		5 (nach oben) 0.5 (nach unten)	Fluss nach oben, abgeleitet aus Druckunterschied ca. Mitte Opalinuston / Wedelsandstein-Fm. in Benken, Porenwasser-Überdruck 100 m (Fig. 6.4-11) Fluss nach unten, abgeleitet aus Druckunterschied ca. Mitte Opalinuston / Stubensandstein-Fm. in Benken, Porenwasser-Überdruck 100 m (Fig. 6.4-11)

[1] RW: Referenzwert (bestmögliche Abschätzung oder verteidigbarer Wert).

[2] AW: Alternativer Wert (pessimistischer Wert).

Tab. 9.4-4a: (Fortsetzung)

Hydrogeol. Einheit	Parameter	RW	AW	Erläuterung / Kommentar
Toniger Lias und Lias-Keuper-Mergel (werden zusammengefasst)	Vertikale Transportpfadlänge [m]	60	30	Transporteigenschaften Lias und oberster Keuper vergleichbar mit Wirtgestein (Befund Benken) RW: Arietenkalk dicht (Befund Benken) AW: Annahme Arietenkalk ist durchlässig und lateral verbunden (aufgrund seiner Lithologie)
	Vertikale Durchlässigkeit K_v [m/s]	5×10^{-14}	2×10^{-13}	Geometrisches Mittel gemäss Tab. 4.6-2
Wedelsandstein Wasserfluss nur in der geklüfteten, sandig-kalkigen Wedelsandstein-Fm.; gegen Westen Übertritt in kalkig-sandige Murchisonae-Schichten möglich (Kap. 4.6)	Laterale Transportpfadlänge [km]	25	20	RW: Exfiltration in Rhein / Quartärschotter zwischen Mellikon und Zurzach AW: Transportpfadlänge nach 1 Ma (reduziert wegen Erosion)
	Hydraulisches Potenzial in Benken [m]	342		RW: Abgeleitet aus Langzeitbeobachtung (Fig. 4.6-1)
	Hydraulisch wirksame Mächtigkeit [m]	5		Annahme: Nur 5 m der total 31 m mächtigen Wedelsandstein-Einheit sind durchlässig
	Horizontaler mittlerer hydraulischer Gradient [m/m]	0.001	0.01	RW: Realistisch, heute – abgeleitet aus dem mittleren Gefälle zur Vorflut) AW: Pessimistisch, nach 1 Ma oder lokal variabel
	Horizontale Durchlässigkeit [m/s]	5×10^{-10}	5×10^{-9}	RW: Gemäss Tab. 4.6-2 unter Berücksichtigung der reduzierten hydraulischen wirksamen Mächtigkeit AW: Gemäss Tab. 6.4-2 Sensitivitäts-Rechenfall RF1 unter Berücksichtigung der reduzierten Mächtigkeit
	Kluftspurlänge pro durchflossenem Transportquerschnitt [m/m^2]	1		Annahme
Sandsteinkeuper Wasserfluss nur in Stubensandstein-Fm., gegen Westen oder Osten Übertritt in andere Sandsteinformationen des Mittelkeupers möglich (Kap. 4.6). Exfiltration nach Westen in die Klettgau-Schotter (Exfiltration Neckar wird nicht betrachtet, weil optimistisch)	Laterale Transportpfadlänge [km]	15	10	RW: Exfiltration in Klettgau-Quartär als nächstgelegene Exfiltrationszone AW: Transportpfadlänge nach 1 Ma (reduziert wegen Erosion)
	Hydraulisches Potenzial in Benken [m]	465		Aus Langzeitbeobachtung und Packertests (Fig. 4.6-1)
	Hydraulisch wirksame Mächtigkeit [m]	5		Annahme: Nur ein Teil der Einheit ist durchlässig (Dolomitbrekzie oder tonarmer Sandstein)
	Horizontaler mittlerer hydraulischer Gradient [m/m]	0.005	0.05	RW: Realistisch, heute AW: Pessimistisch, nach 1 Ma oder lokal variabel
	Horizontale mittlere Durchlässigkeit [m/s]	2×10^{-8}	2×10^{-7}	RW: Gemäss Tab. 4.6-2 unter Berücksichtigung der reduzierten hydraulisch wirksamen Mächtigkeit AW: Gemäss Tab. 6.4-2 Sensitivitäts-Rechenfall RF1 unter Berücksichtigung der reduzierten Mächtigkeit
	Fliessporosität [-]	0.05		Äquivalent-poröses Medium, approx. Porosität aus Beilage 5.10 in Nagra (2001), tatsächlicher Wert evtl. grösser

Tab. 9.4-4b: Hydrogeologische Parameter der möglichen Freisetzungspfade in Wirt- und Rahmengesteinen.

Referenzfall A-2: Freisetzungspfad in regionale Aquifere (vgl. Fig. 6.5-1a).

Hydrogeol. Einheit	**Parameter**	**RW**[1]	**AW**[2]	**Erläuterung / Kommentar**
Wirtgestein und Rahmengesteine	Vertikale Transportpfadlänge [m] nach oben nach unten	 140 200		RW: Berücksichtigt Variabiliät der Mächtigkeit des Wirtgesteins, vertikale Ausdehnung der Lagerstollen/Tunnel und der AUZ
	Vertikale Durchlässigkeit K_v [m/s] nach oben nach unten	 1×10^{-13} 2×10^{-14}		RW: Geometrisches Mittel gemäss Tab. 4.6-2, jedoch mit plausiblerem K-Wert von 1×10^{-13} m/s für Dogger – Malm-Mergel gemäss Ergebnis der hydrodynamischen Modellierung (Kap. 6.4.4)
	Vertikal-Gradient ohne Porenwasser-Überdrücke im Wirtgestein und Lias [m/m]	0.05 (nach oben)	0.2 (nach oben oder unten)	RW: Fluss nach oben; realistischer Wert Druckunterschied Malm-Aquifer / Muschelkalk-Aquifer in Benken AW: Fluss nach oben oder unten (berücksichtigt zukünftige Veränderung der hydrogeologischen Verhältnisse)
	Vertikal-Gradient mit Porenwasser-Überdrücken im Wirtgestein und Lias [m/m]		1 (nach oben und unten)	AW: Fluss nach oben und unten, Annahme max. Überdruck ca. auf Lagerniveau
Malm-Aquifer Nächstgelegene Exfiltrationszone Rhein unterhalb Rheinfall (Kap. 3.6) (Alternatives Szenarium Exfitration in Hochrhein Mellikon nicht betrachtet)	Laterale Transportpfadlänge [km]	2	1	RW: Exfiltration in Rhein / Quartärschotter unterhalb Rheinfall AW: Transportpfadlänge nach 1 Ma (reduziert wegen Erosion)
	Hydraulisches Potenzial in Benken [m]	384		Aus Packertest M3 = durchlässigstes Intervall (Tab. 4.6-1)
	Hydraulisch wirksame Mächtigkeit [m]	240		Annahme: Alle Malmkalke inkl. Hornbuck-Schichten sind durchlässig
	Horizontaler mittlerer hydraulischer Gradient [m/m]	0.01	0.05	RW: Realistisch, heute AW: Pessimistisch, nach 1 Ma oder lokal variabel
	Horizontale Durchlässigkeit [m/s]	5×10^{-7}		Tab. 4.6-2
Muschelkalk-Aquifer Exfiltration nach Westen in Rhein / Aare oberhalb Koblenz (Szenarium Exfiltration in Neckar gemäss Kap. 6.4 wird nicht betrachtet)	Laterale Transportpfadlänge [km]	30	25	RW: Exfiltration in Rhein / Aare oberhalb Koblenz AW: Transportpfadlänge nach 1 Ma (reduziert wegen Erosion)
	Hydraulisch wirksame Mächtigkeit [m]	75		Annahme: Oberer Muschelkalk inkl. Dolomit der Anydritgruppe durchlässig
	Hydraulisches Potenzial in Benken [m]	403		Aus Packertests MK1 und MK2 (Tab. 4.6-1)
	Horizontaler mittlerer hydraulischer Gradient [m/m]	0.002	0.01	RW: Realistisch, heute AW: Pessimistisch, nach 1 Ma oder lokal variabel
	Horizontale mittlere Durchlässigkeit [m/s]	1×10^{-6}		Tab. 4.6-2

[1] RW: Referenzwert (bestmögliche Abschätzung oder verteidigbarer Wert).

[2] AW: Alternativer Wert (pessimistischer Wert).

Tab. 9.4-4c: Hydrogeologische Parameter der möglichen Freisetzungspfade in Wirt- und Rahmengesteinen.

What if-Fälle B1 und B2 (vgl. Fig. 6.5-1b).

Hydrogeol. Einheit	**Parameter**	**RW** [1]	**AW** [2]	**Erläuterung / Kommentar**
Kleine steilstehende Störung durch Lagerzone und Rahmengesteine, **mit** lateralem Transport in den Rahmengesteinen	Transmissivität [m^2/s]	*	1×10^{-10}	RW: * Durchlässigkeit wie Wirtgestein AW: Extrem pessimistisch. Herleitung s. Text
	Vertikale Transportpfadlänge in Störung [m] nach oben nach unten	 40 100	 70	Transporteigenschaften Lias und oberster Keuper vergleichbar mit Wirtgestein (Befund Benken) RW: Tendenziell pessimistisch; berücksichtigt Variabiliät der Mächtigkeit des Wirtgesteins, vertikale Ausdehnung der Lagerstollen/Tunnel und der AUZ; Arietenkalk dicht (Befund Benken) AW: Annahme Arietenkalk ist durchlässig und lateral verbunden (aufgrund seiner Lithologie)
	Vertikal-Gradient ohne Porenwasser-Überdrücke im Wirtgestein und Lias [m/m]	1 (nach oben)	1 (nach unten)	RW: Fluss nach oben; realistischer Wert Druckunterschied Wedelsandstein-Fm. / Stubensandstein-Fm. in Benken AW: Fluss nach unten (berücksichtigt zukünftige Veränderung der hydrogeologischen Verhältnisse)
Kleine steilstehende Störung durch Lagerzone und Rahmengesteine, **ohne** lateralen Transport in den Rahmengesteinen	Transmissivität [m^2/s]	*	1×10^{-10}	RW: * Durchlässigkeit wie Wirtgestein AW: Extrem pessimistisch. Herleitung s. Text
	Vertikale Transportpfadlänge in Störung [m] nach oben nach unten	 140 200		Transporteigenschaften der Rahmengesteine vergleichbar mit Wirtgestein (Befund Benken) RW: Arietenkalk dicht (Befund Benken) AW: Annahme Arietenkalk ist durchlässig (aufgrund seiner Lithologie)
	Vertikal-Gradient ohne Porenwasser-Überdrücke im Wirtgestein und Lias [m/m]	0.05 (nach oben)	0.2 (nach oben oder unten)	RW: Fluss nach oben. Realistischer Wert Druckunterschied Malm-Aquifer / Muschelkalk-Aquifer in Benken AW: Fluss nach oben oder unten (berücksichtigt zukünftige Veränderung der hydrogeologischen Verhältnisse)
Die hydrogeologischen Parameter für den lateralen Transport in den Rahmengesteinen und in den regionalen Aquiferen entsprechen den Werten in Tab. 9.4-4a und b.				

[1] RW: Referenzwert (bestmögliche Abschätzung oder verteidigbarer Wert).

[2] AW: Alternativer Wert (s. Erläuterungen in der Tabelle).

Transport in den tonigen hydrogeologischen Einheiten der Rahmengesteine

In den tonigen hydrogeologischen Einheiten der Rahmengesteine (Malm–Dogger-Mergel, Toniger Lias, Lias–Keuper-Mergel und Gipskeuper) erfolgt der Radionuklid-Transport in gleicher Weise wie im Wirtgestein, d.h. vorwiegend diffusiv oder entlang von kleinen Störungen (*what if*-Szenarium). Diese Annahme ist aufgrund der lithologischen Ähnlichkeit und geringen hydraulischen Durchlässigkeit (Kap. 4.6) sowie der Porenwasserzusammensetzung (Kap. 4.8) gerechtfertigt. Für die Abschätzung der zusätzlichen Barrierewirkung der tonigen Rahmenge-

steine im Rahmen der Sicherheitsanalyse sollen deshalb, mit Ausnahme der Durchlässigkeiten (Werte in Tab. 9.4-4a), die gleichen Parameter wie für das Wirtgestein (Kap. 9.4.1), respektive wie für potenziell wasserführende Systeme im Wirtgestein (Kap. 9.4.2), verwendet werden.

9.4.4 Geologische Information für die Biosphärenmodellierung

Aufgrund der guten Barrierenwirkung des Lagers (technische und geologische Barrieren) kann davon ausgegangen werden, dass die ersten Radionuklide erst nach sehr langer Zeit (> 100'000 a) in die Biosphäre gelangen können. Dies bedeutet, dass die hydrogeologischen Verhältnisse in den Exfiltrationsgebieten der heute identifizierten Freisetzungspfade aufgrund exogener Prozesse (Flusserosion, Vergletscherungen) nicht mehr den heutigen Verhältnissen entsprechen werden. In der Sicherheitsanalyse wird deshalb ein breites Spektrum von Parametern betrachtet (Fliessraten von Oberflächengewässern, Wasserflüsse in Aquiferen, Pumpraten von Trinkwasserbrunnen), die für die Flusstäler in der Nordschweiz und für Grundwasserfassungen in den regionalen Aquiferen des Malms und des Muschelkalks typisch sind. Die Verhältnisse sind durch die zahlreichen kantonalen Grundwasserkarten und hydrologischen Datensammlungen gut bekannt. Die verwendeten Datensätze sind in Nagra (2002b) dokumentiert.

9.4.5 Geometrie und Eigenschaften der Auflockerungszone verschiedener Untertagebauwerke

Für die Langzeitsicherheit eines Tiefenlagers sind nur diejenigen Eigenschaften der Auflockerungszone (AUZ) massgebend, die zum Zeitpunkt der Radionuklid-Freisetzung vorherrschen werden. Nach der Aufsättigung des Lagers wird die hydraulische Durchlässigkeit der Auflockerungszone, die sich während der Bau- und Betriebsphase eingestellt hat, durch Selbstabdichtungssprozesse kontinuierlich reduziert (Kap. 7.4.3). Aufgrund von Feldversuchen im Felslabor Mont Terri und hydro-mechanisch gekoppelten Modellrechnungen werden sowohl die Geometrie (Kap. 7.3.4) wie auch die hydraulischen Langzeiteigenschaften abgeschätzt (Kap. 7.4.3).

Die in Tabelle 9.4-5 zusammengestellten Parameterwerte basieren auf den in Tabelle 7.3-4 und 7.4-1 aufgeführten Abschätzungen. Unter der Bedingung, dass die Kozeny-Carman-Beziehung gültig ist, handelt es sich bereits um pessimistische Abschätzungen. Deshalb werden auch keine alternativen Werte angegeben. Die Existenz einer hydraulisch wirksamen äusseren Auflockerungszone ist für Langzeitbetrachtungen eine pessimistische Annahme. Entsprechende Wertebereiche sind in Tabelle 7.3-4 und 7.4-1 gegeben.

Die Abschätzung der Parameterwerte in Tabelle 9.4-5 beruht auf folgenden zusätzlichen Annahmen:

BE/HAA-Lagerstollen:

- Einbringtrockendichte Bentonit 1'500 kg/m^3.
- Der Bentonit wird durch die zeitabhängige Deformation des Wirtgesteins so weit verdichtet, dass der Quelldruck der In-situ-Fernfeldspannung von ca. 16 MPa entspricht (Endtrockendichte Bentonit = 1'770 kg/m^3, entspricht 15–16 % Kompaktion).
- Die gesamte Volumenverringerung des Bentonits wird durch längerfristige Volumenerhöhung in der Auflockerungszone kompensiert.
- Die Auflockerungszone homogenisiert sich durch Kriechen und Quellen, d.h. die Sprödstrukturen verlieren durch Selbstabdichtungsprozesse ihre hydraulische Bedeutung. Die Auflockerungszone kann deshalb aus hydraulischer Sicht langzeitig wieder als 'poröses Medium' betrachtet werden.

Tab. 9.4-5: Geometrie und Eigenschaften der inneren Auflockerungszone der Untertagebauten.

Die Existenz einer hydraulisch wirksamen äusseren Auflockerungszone ist für Langzeitbetrachtungen eine pessimistische Annahme. Entsprechende Wertebereiche sind in Tabelle 7.3-4 und 7.4-1 gegeben.

a) BE / HAA-Lagerstollen

Parameter	**RW**[1]	**AW**[2]	**Begründung, Bemerkungen**
BE / HAA Lagerstollen (Ausbruchradius R = 1.25 m)			
Ausdehnung[3] der inneren AUZ [m]	R + 0.7	R + 1.1	RW: Beobachtungen in Mont Terri und numerische Abschätzung AW: Extrem pessimistischer Wert
Hydraulische Durchlässigkeit der inneren AUZ [m/s]	1×10^{-12}		Abschätzung aus berechneter Porositätsänderung und Kozeny-Carman-Beziehung
Porosität der inneren AUZ [-]	0.22		Abgeleitet aus maximal möglicher volumetrischer Dilatanz
Konvergenz [%]	9		
Äquivalenter Radius des konvergierten Stollens [m]	1.15		
BE / HAA Lagerstollen Versiegelungssystem (Ausbruchradius R = 1.25 m)			
Ausdehnung der inneren AUZ [m]	R + 0.7	R + 1.1	RW: Beobachtungen in Mont Terri und numerische Abschätzung AW: Extrem pessimistischer Wert
Hydraulische Durchlässigkeit der inneren AUZ [m/s]	5×10^{-13}		Abschätzung aus berechneter Porositätsänderung und Kozeny-Carman-Beziehung, kleinerer K-Wert der Versiegelungsstrecke beruht auf höherer Einbringdichte und damit geringere Kompressibilität des Bentonits
Porosität der inneren AUZ [-]	0.18		Abgeleitet aus maximal möglicher volumetrischer Dilatanz
Konvergenz [%]	5		
Äquivalenter Radius des konvergierten Stollens [m]	1.19		

[1] RW: Referenzwert (unter der Bedingung, dass die Kozeny-Carman-Beziehung gültig ist, handelt es sich bereits um eine pessimistische Abschätzung).

[2] AW: Alternativer Wert (pessimistische Annahme).

[3] Äquivalenter Radius der äusseren Begrenzung der AUZ.

Tab. 9.4-5: (Fortsetzung)

b) Betriebs- und Zugangstunnel, LMA-1 und LMA-2 Lagertunnel, Schacht

Parameter	RW	AW	Begründung, Bemerkungen
Versiegelungssysteme Betriebstunnel (äquiv. Ausbruchradius = 2.9 m, nach Ausräumen ca. 3.4 m)			
Ausdehnung der inneren AUZ [m]	R + 1	R + 1.5	RW: Beobachtungen in Mont Terri und numerische Abschätzung, AW: Extrem pessimistischer Wert
Hydraulische Durchlässigkeit der inneren AUZ [m/s]	1×10^{-12}		Abschätzung aus berechneter Porositätsänderung und Kozeny-Carman-Beziehung
Porosität innere AUZ [-]	0.22		Abgeleitet aus maximal möglicher volumetrischer Dilatanz
Konvergenz [%]	5		
Versiegelungssystem Zugangstunnel (äquiv. Ausbruchradius = 3.4 m, nach Ausräumen ca. 3.9 m)			
Ausdehnung der inneren AUZ [m]	R + 1	R + 1.5	RW: Beobachtungen in Mont Terri und numerische Abschätzung AW: Extrem pessimistischer Wert
Durchlässigkeiten, Porositäten und Konvergenz			wie Betriebstunnel
LMA-1 Lagertunnel (äquivalenter Ausbruchradius R = 4.5 m)			
Ausdehnung der inneren AUZ [m]	R + 1	R + 1.5	RW: Beobachtungen in Mont Terri und numerische Abschätzung, AW: Extrem pessimistischer Wert
Durchlässigkeiten, Porositäten und Konvergenz			wie Betriebstunnel
LMA-2 Lagertunnel (äquivalenter Ausbruchradius R = 2.9 m)			
Ausdehnung der inneren AUZ [m]	R + 1	R + 1.5	RW: Beobachtungen in Mont Terri und numerische Abschätzung, AW: Extrem pessimistischer Wert
Durchlässigkeiten, Porositäten und Konvergenz			wie Betriebstunnel
Versiegelungssystem Schacht (Ausbruchradius = 2 m, nach Ausräumen ca. 2.5 m)			
Ausdehnung der inneren AUZ [m]	R + 0.7	R + 1.1	RW: Beobachtungen in Mont Terri und numerische Abschätzung AW: Extrem pessimistischer Wert
Durchlässigkeiten, Porositäten und Konvergenz			wie Betriebstunnel

Versiegelungssysteme der BE/HAA-Lagerstollen:

- Aufgrund der kurzen Offenhaltung (max. 2 Jahre) wird ein Ausräumen der Auflockerungszone vor Platzierung des Versiegelungssystems (im Gegensatz zu den Betriebs- und Zugangstunneln sowie Schacht) nicht als notwendig, aber durchaus als möglich erachtet.
- Zur Verringerung der maximal möglichen Tunnelkonvergenz wird die Einbringtrockendichte des Bentonits durch In-situ-Kompaktion oder Verwendung von Bentonitblöcken erhöht (1'600–1'700 kg/m^3).

Versiegelungssysteme der Betriebstunnel, des Zugangstunnels und des Schachts (Sitz 2002):

- Im Gegensatz zu den BE/HAA-Lagerstollen werden die Betriebstunnel, der Zugangstunnel und der Schacht mit Ausbauten stabilisiert. Vor Platzierung des Versiegelungssystems werden die Ausbauten sowie das lockere Gesteinsmaterial hinter den Ausbauten ausgeräumt. Dadurch vergrössert sich der Ausbruchsradius um 0.5 bis 1 m.
- Das Versiegelungssystem des Zugangstunnels wird in einem Abschnitt platziert, der günstig zum In-situ-Spannungsfeld liegt (Tunnelachse parallel zur grössten Hauptspannungsrichtung).

9.4.6 Wasserflüsse im Umfeld des Tiefenlagers

Die Modellierung der Porenwasserdruckverhältnisse im Umfeld des Tiefenlagers zeigt, dass der Einfluss der Untertagebauwerke auf den Porenwasserfluss wegen der geringen Durchlässigkeit des Wirtgesteins sehr gering ist (Kap. 7.8). Nennenswerte Änderungen sind nur dann zu erwarten, wenn das Porenwasser durch im Lager gebildete Korrosions- und Degradationsgase oder durch die Zusatzbelastung einer grossen Vergletscherung aus den Untertagebauten verdrängt wird. Die Wasserflüsse, die in der Sicherheitsanalyse für die Radionuklid-Transportmodellierung verwendet werden sollen, sind in Tabelle 9.4-6 zusammengestellt. Die spezifischen Wasserflüsse an verschiedenen Lokalitäten des Tiefenlagers (Fig. 7.8-1b) sind in Tabelle 7.8-3 aufgelistet.

9.4.7 Parameter für die Modellierung des Gastransports (Korrosions- und Degradationsgase, volatile Radionuklide)

Die Gasausbreitungsmechanismen und die Eigenschaften des Wirtgesteins bezüglich Gastransport sind in Kapitel 5.9 behandelt. Folgende Transportmechanismen tragen zur Gasausbreitung bei:

- Advektiver und diffusiver Transport von im Porenwasser gelöstem Gas. Es gelten das Darcy-Gesetz für den advektiven Grundwasserfluss, das Fick'sche Gesetz für die Diffusion sowie das Henry-Gesetz für die Löslichkeit der Gase im Porenwasser.
- Visko-kapillarer Zweiphasenfluss im Porenraum des Gesteinskörpers. Der visko-kapillare Zweiphasenfluss wird durch die intrinsische Permeabilität des Gesteins, die Permeabilitäts-Sättigungsbeziehung und durch die Kapillardruck-Sättigungsbeziehung beschrieben.
- Dilatanzgesteuerte Gasausbreitung, bei der die volumetrische Gasproduktionsrate im Gleichgewicht mit dem durch mikroskopische Rissbildung geschaffenen zusätzlichen Porenvolumen steht. Die quantitative Beschreibung dieses Gasausbreitungsprozesses kann in vereinfachender Weise z.B. analog zum klassischen Zweiphasenfluss-Prozess erfolgen, wobei allerdings eine gasdruckabhängige Permeabilität eingeführt wird.

Experimentelle Befunde aus dem Mont Terri belegen, dass der Übergang vom nicht-dilatanten Zweiphasenfluss zur mikroskopischen Rissausbreitung stetig erfolgt, d.h. beim Einsetzen der Dilatanz tritt keine sprunghafte Änderung des Gasflusses ein. Falls der visko-kapillare Gaseintrittsdruck wesentlich höher ist als die auf den Gesteinskörper wirkende minimale Hauptspannungskomponente, erfolgt der Gastransport ausschliesslich durch mikroskopische Rissausbreitung. Mikroskopische Rissbildung setzt ein, bevor der Gasdruck den Betrag der minimalen Hauptspannung erreicht. Die Entstehung eines makroskopischen Zugrisses ("*Hydro- bzw. Gas-Frac*") ist aufgrund der geringen Gasgenerationsraten auszuschliessen.

In Kapitel 7.7 werden Modellrechnungen betreffend Akkumulation und Ausbreitung von Korrosions- und Degradationsgasen präsentiert. Aus dem in Kapitel 5.9 erarbeiteten Prozessverständnis zum Gastransport sowie aus der Analyse der Modellrechnungen werden verschiedene Gasausbreitungsszenarien abgeleitet (Tab. 7.7-3). Hierbei zeigt sich, dass folgende Komponenten des Tiefenlager-Systems die Gasausbreitung massgeblich prägen:

- Die Versiegelungszonen wirken als sehr effektive Gasbarrieren, die erst nach Überschreiten eines Schwellendrucks für dilatante Gasausbreitung gasdurchlässig werden.
- Die verfüllten Lagertunnel sowie Bau- und Betriebstunnel wirken als grosses Speichervolumen zur zwischenzeitlichen Akkumulation der produzierten Gase.
- Die Auflockerungszonen um die Lagerstollen und Lagertunnel bilden präferentielle Gasfliesspfade. Es ist jedoch nicht auszuschliessen, dass sich die hydraulischen Eigenschaften der Auflockerungszonen im Bereich der Versiegelungssysteme und bei den BE/HAA-Lagerstollen infolge Selbstabdichtung schliesslich weitgehend an die Eigenschaften des intakten Wirtgesteins angleichen werden. In diesem Fall stellt die Kontaktzone zwischen Bentonit und Gebirge einen potenziellen Fliesspfad dar, der nach Überschreiten eines Schwellendrucks für dilatante Gasausbreitung aktiviert wird.
- Das Wirtgestein kann wesentlich zur Abführung und zur Speicherung der produzierten Gase beitragen. Hierbei spielt das Porensystem des intakten Wirtgesteins eine zentrale Rolle. Auch die Freisetzung entlang steilstehender Störungen ist nicht auszuschliessen.

Die Modellrechnungen machen deutlich, dass es insbesondere in Bezug auf die BE/HAA-Abfälle nicht möglich ist, das produzierte Gas im Umfeld des Tiefenlagers zu speichern – es ist damit zu rechnen, dass das Gas in die Rahmengesteine entweicht. Weil der Wedelsandstein die erste hydrogeologische Einheit mit erhöhter Durchlässigkeit oberhalb des Wirtgesteins darstellt, kommt ihm für die Gasausbreitung eine spezielle Rolle zu. Für das in dieser Einheit akkumulierte Gas stellen schliesslich die Neuhauser Störung und der Malm-Aquifer den nächsten potenziellen Exfiltrationspfad dar. In Tabelle 9.4-7 sind deshalb auch die gastransportrelevanten Eigenschaften der Wedelsandstein-Formation und der Neuhauser Störung aufgeführt.

In der Sicherheitsanalyse wird auch der Transport von volatilen radioaktiven Substanzen (^{14}C in Methan) modelliert, wobei die Korrosionsgase als Trägergase agieren. Für Gasausbreitungsrechnungen wird die Verwendung der in Tabelle 9.4-6 zusammengestellten Gesteinsparameter empfohlen. Die Parameter für die technischen Barrieren sind nicht Gegenstand der Geosynthese und werden in Nagra (2002b) diskutiert.

Tab. 9.4-6: Wasserflüsse (Darcy-Flüsse) im Umfeld des Tiefenlagers: Auswirkung des Lagers mit und ohne Überdrücke.

Gasüberdrücke oder Gebirgsspannungserhöhung durch zusätzliche Eislast von 400 m.

Parameter	**RW** [1]	**AW** [2]	**Begründung, Bemerkungen**
Vertikaler Wasserfluss im Wirtgestein unter Berücksichtigung des Tiefenlagers bei guter Versiegelung mit $K = 1 \times 10^{-13}$ m/s: Vertikaler mittlerer Fluss im Wirtgestein (an der Grenze zur Wedelsandstein-Einheit) [m/s]	2×10^{-14}	1×10^{-13}	RW: Ergebnisse basieren auf hydrodynamischen Modellierungen mit Tiefenlager (stationäre Modellierung RLU0, Kap. 7.8.3) AW: Pessimistischer Wert. Entspricht dem Fall mit Porenwasser-Überdruck (Rechenfall RLU5, Kap. 7.8.3).
Wasserfluss induziert durch Gasüberdrücke oder Vergletscherung bei guter Versiegelung mit $K = 1 \times 10^{-13}$ m/s: Vertikaler mittlerer Fluss im Wirtgestein (an der Grenze zur Wedelsandstein-Einheit) bei maximalen Gasdrücken oder maximaler Gletscherbelastung [m/s]	5×10^{-14}	2×10^{-13}	RW: Nur ein begrenztes Volumen an Porenwasser kann aus den Lagerstollen ausgepresst werden (instationäre Modellierung RLU3 und RLU4 eines transienten Ereignisses, Kap. 7.8.3). Überdruck durch Gas: Auspressen des Wassers nur so lange möglich, bis das gesamte mobilisierbare Porenwasser ausgepresst ist. Anschliessend gleicht sich Wasserfluss an die stationären Verhältnisse ohne Überdruck an. Überdruck durch Gletscherbelastung: Ereignis dauert 20'000 a. AW: Wert basiert auf konservativer Annahme von unbegrenztem Auspressvolumen (stationäre Modellierung RLU1, Kap. 7.8.3).
Dito, bei schlechter Versiegelung mit $K = 5 \times 10^{-12}$ m/s: [m/s]	5×10^{-14}	2×10^{-13}	Die schlechte Versiegelung führt zu marginalen Änderungen der spezifischen Flüsse (Rechenfall RLU2, Kap. 7.8.3).

[1] RW: Referenzwert (verteidigbarer Wert).

[2] AW: Alternativer Wert (pessimistischer Wert oder konservative Annahme, s. Bemerkungen).

Tab. 9.4-7: Relevante gesteinsspezifische Parameter für die Modellierung der Gasausbreitung im Wirtgestein, im Wedelsandstein, in der Neuhauser Störung und im Malm-Aquifer.

Parameter	**RW** [1]	**AW** [2]	**Begründung, Bemerkungen**
Ungestörtes Wirtgestein			
Porenwasserdruck auf Lagerebene [MPa]	6.5	7.5	RW: Hydrostatische Potenzialverhältnisse nach erfolgter Aufsättigung des Lagers (Tab. 9.4-4a). AW: Porenwasser-Überdruck = 100 m Wassersäule (Tab. 9.4-4a).
Intrinsische Permeabilität k [m^2]	1×10^{-20}	2×10^{-21}	RW: Abgeleitet aus der horizontalen hydraulischen Durchlässigkeit (Tab. 9.4-2), da sich das Gas vorzugsweise entlang der Schichtung ausbreitet. AW: Pessimistischer Wert, abgeleitet aus der vertikalen hydraulischen Durchlässigkeit (Tab. 9.4-2). Der hydraulische Anfangsgradient spielt bei erhöhten Gasdrücken keine Rolle. Die Ableitung der intrinsischen Permeabilität aus der hydraulischen Durchlässigkeit (benetzendes Fluid) führt tendenziell zu einer Unterschätzung der Gaspermeabilität (Gas als nicht-benetzendes Fluid), was im Rahmen der vorliegenden Arbeiten jedoch nicht quantitativ belegt wurde und daher im Sinne einer pessimistischen Annahme nicht berücksichtigt wird.
Gaspermeabilität $k_g = k \times k_{g,\,rel}$ [m^2]	1×10^{-21}	1×10^{-24}	Abgeleitet aus der Permeabilitäts-Sättigungsbeziehung nach van Genuchten / Mualem (Kap. 5.9) für einen Gas-Überdruck von ca. 7.5 MPa: RW: Annahmen: $k = 1 \times 10^{-20}$ m^2 und $n_{gas} = 0.024$, quasi-stationärer Gasfluss. AW: Annahmen: $k = 2 \times 10^{-21}$ m^2 und $n_{gas} = 0.006$, vor dem Erreichen eines quasi-stationären Gasflusses.
Visko-kapillarer Gaseintrittsdruck (Zweiphasenfluss) [MPa]	5	21	Gaseintrittsdruck gemäss Davies-Beziehung (Kap. 5.9.3). Im Sinne der van Genuchten-Formulierung der Kapillardruck-Sättigungsbeziehung ist auch unterhalb des Gaseintrittsdrucks eine, wenn auch äusserst eingeschränkte Gasimbibition in das Wirtgestein möglich. RW: Intrins. Permeabilität = 1×10^{-20} m^2 (entspricht K_h) AW: Intrins. Permeabilität = 2×10^{-21} m^2 (entspricht K_v). In diesem Fall ist nicht auszuschliessen, dass die Abführung des Gases v.a. durch dilatanzgesteuerte Gasausbreitung erfolgt, während viskokapillare Zweiphasenflussprozesse nur einen unbedeutenden Beitrag liefern.
Gaszugängliche Porosität des Opalinustons n_{gas} (visko-kapillarer Zweiphasenfluss) [-]	0.024	0.006	RW: 20 % der Gesamtporosität des Opalinuston besteht aus Makroporen. Diese sind gaszugänglich (Annahme Gesamtporosität: 0.12). AW: Unter den auf Lagerniveau herrschenden Gebirgsspannungsbedingungen kann nur ein Bruchteil der Makroporen tatsächlich durch visko-kapillaren Zweiphasenfluss drainiert werden (Einsetzen der dilatanten Rissausbreitung).

[1] RW: Referenzwert (bestmögliche Abschätzung oder verteidigbarer Wert).

[2] AW: Alternativer Wert (pessimistische Annahme).

Tab. 9.4-7: (Fortsetzung)

Parameter	RW	AW	Begründung, Bemerkungen
Ungestörtes Wirtgestein (Fortsetzung)			
Schwellendruck (absolut) für dilatante Gasausbreitung (*pathway dilation*) [MPa]	13	15	RW: Es wird angenommen, dass der notwendige Gasdruck geringfügig unter der minimalen Hauptspannung liegt. Die Gasausbreitung erfolgt stationär (*pathway dilation*), vorzugsweise entlang der Schichtung. Im Regime der dilatanten Gasausbreitung nimmt die Gaspermeabilität mit dem absoluten Gasdruck signifikant zu, da durch diesen Prozess neuer Porenraum geschaffen wird. AW: Pessimistischer Wert (Dilatanz setzt erst mit dem Überschreiten der minimalen Gebirgsspannung ein).
Steilstehende Störung im Wirtgestein			
Zur Freisetzung entlang steilstehender Störungen notwendiger Gasdruck [MPa]	14	15	RW: Es wird angenommen, dass der zur Freisetzung entlang einer Störung notwendige Gasdruck geringfügig unter der minimalen Hauptspannung liegt (abhängig von der Orientierung der Störung zur maximalen Hauptspannung). Die Gasausbreitung entlang der Störung erfolgt stationär, d.h. die Ausbreitungsgeschwindigkeit ist im Gleichgewicht mit der Gasgenerationsrate (*pathway dilation*). AW: Pessimistischer Wert (Dilatanz setzt erst mit dem Überschreiten der minimalen Gebirgsspannung ein).
Auflockerungszone (AUZ)			
Visko-kapillarer Gaseintrittsdruck innere AUZ [MPa]	2	5	Gaseintrittsdruck gemäss Davies-Beziehung. Im Sinne der van Genuchten Formulierung der Kapillardruck-Sättigungsbeziehung ist auch unterhalb des Gaseintrittsdrucks eine, wenn auch äusserst eingeschränkte Gasimbibition in das Wirtgestein möglich.
Visko-kapillarer Gaseintrittsdruck äussere AUZ [MPa]	3	5	RW: Hydraulische Durchlässigkeit der AUZ gemäss Tab. 9.4-4 (innere / äussere AUZ). AW: Selbstabdichtung der AUZ. Hydraulische Durchlässigkeit identisch mit dem K-Wert des Wirtgesteins K_h.
Gaszugängliche Porosität (visko-kapillarer Zweiphasenfluss) [-]	0.024	0.006	Wie im intakten Opalinuston. Ob die in der AUZ erwartete Porositäts-Erhöhung (Tab. 9.4-5) bezüglich der Gasausbreitung relevant ist, kann im Rahmen der vorliegenden Arbeiten nicht quantitativ belegt werden und wird daher im Sinne einer konservativen Annahme nicht berücksichtigt.
Schwellendruck (absolut) für dilatante Gasausbreitung (pathway dilation) im Bereich der Versiegelungssysteme [MPa]	14	15	RW: Die Gasausbreitung erfolgt stationär (*pathway dilation*), vorzugsweise entlang der Grenze Versiegelungssystem / verheilte AUZ. AW: Pessimistischer Wert.

Tab. 9.4-7: (Fortsetzung)

Parameter	RW	AW	Begründung, Bemerkungen
Störung des Wirtgesteins nach Gasfreisetzung (dilatanzgesteuerte Gasausbreitung)			
Erhöhung der Durchlässigkeit K des Wirtgesteins nach dem Durchgang einer Gasphase [-]	1 Faktor	10	RW: Im Zweiphasenflussregime wird K nach dem Durchgang einer Gasphase effektiv verringert (residuale Gasphase in den Porenräumen). Auch bei dilatanzgesteuerter Gasausbreitung wurden keine wesentlichen Porositätsänderungen (und damit K-Wert-Änderungen) beobachtet. AW: Der Sicherheitsfaktor 10 gründet sich weniger auf experimentelle Befunde als vielmehr auf konzeptuelle Unsicherheiten bezüglich In-situ-Spannungsverhältnisse, Langzeit-Deformationsverhalten und Selbstabdichtung.
Wedelsandstein			
Intrinsische Permeabilität [m^2]	5×10^{-17}	1×10^{-17}	Abgeleitet aus der horizontalen hydraulischen Durchlässigkeit (Tab. 9.4-4a). RW: gemäss Tab. 9.4-4a (hydraulisch wirksame Mächtigkeit des Wedelsandsteins 5 m). AW: gemäss Tab. 4.6-2.
Laterale Transportpfadlänge [km]	1	0.2	Exfiltration in die Neuhauser Störung (vgl. Kap. 9.4.3).
Gaszugängliche Fliessporosität [-]	0.001		Annahme.
Gaseintrittsdruck [MPa]	0.2	0.4	Gaseintrittsdruck gemäss Davies-Beziehung. RW: Gemäss Tab. 9.4-4a (hydraulisch wirksame Mächtigkeit des Wedelsandsteins 5 m). AW: Gemäss Tab. 4.6-2.
Neuhauser Störung / Malm			
Intrinsische Permeabilität der Neuhauser Störung [m^2]	1×10^{-15}	1×10^{-14}	Abgeleitet aus der hydraulischen Durchlässigkeit gemäss Kap. 9.4-3 / Variante B3 (pessimistischer alternativer Wert $T_{Neuhauser} = 1 \times 10^{-7}$ m^2/s). RW: Annahme: Mächtigkeit der Störung 10 m. AW: Annahme: Mächtigkeit der Störung 1 m.
Gaseintrittsdruck Neuhauser Störung [MPa]	0.1	0.05	Gaseintrittsdruck gemäss Davies-Beziehung (Kap. 5.9). RW: Annahme $k = 1 \times 10^{-15}$ m^2. AW: Annahme $k = 1 \times 10^{-14}$ m^2.
Vertikale Transportpfadlänge entlang der Neuhauser Störung [km]	0.1		Exfiltration in den Malm-Aquifer: Distanz zwischen Wedelsandstein-Formation und Malm entlang der Neuhauser Störung (vgl. Kap. 9.4.3 / Variante B3).
Laterale Transportpfadlänge im Malm [km]	2	1	Exfiltration gemäss Variante B3 / Kap. 9.4.3.
Gaszugängliche Fliessporosität Neuhauser Störung und Malm [-]	0.001		Annahme.
Gaseintrittsdruck im Malm [MPa]	0.02		Gaseintrittsdruck gemäss Davies-Beziehung. RW: Annahme $k = 5 \times 10^{-14}$ m^2.

9.4.8 Langzeitentwicklung des Wirtgesteins mit dem eingeschlossenen Tiefenlager

Die wichtigsten geologischen Prozesse, die ein Tiefenlager während seiner Langzeitentwicklung (bis 1 Million Jahre) beeinflussen können, sind Hebung und Erosion (Kap. 8.3) sowie Gletscherbelastung (Kap. 8.5).

Hebung und Erosion

Die langfristige Hebungsrate im Gebiet Zürcher Weinland beträgt 0.1 mm/a, resp. 100 m/Ma. Es wird angenommen, dass die Flusserosion mit der Hebung Schritt hält, also ebenfalls 0.1 mm/a beträgt. Durch die Tieferlegung der Erosionsbasis des Rheins bis zum Erreichen des Gleichgewichts können insgesamt bis zu 100 m zusätzlich erodiert werden (Kap. 8.3). In einer Million Jahren beträgt die Überdeckung eines in 650 m Tiefe angelegten Lagers somit noch mindestens 450 m. Zukünftige Gletschervorstösse werden dem heute existierenden Talnetz folgen. Der glaziale Abtrag entlang der Haupttäler hält mit der regionalen und lokalen Hebung Schritt, bewegt sich also in der gleichen Grössenordnung wie die Flusserosion. Die seitlichen Höhenzüge bleiben weitgehend erhalten, und die glaziale Tiefenerosion bleibt auf bereits bestehende, übertiefte Rinnen beschränkt (Thurtal).

Gletscherbelastung

Aufgrund der heutigen allgemeinen Kenntnis der Klimaentwicklung wird angenommen, dass alle 100'000 Jahre eine Eiszeit stattfindet (Kap. 8.2). Für Modellrechnungen der Effekte einer zusätzlichen Eisauflast (Kap. 7.8 und 8.5) wird die Verwendung folgender Werte empfohlen:

- Dauer der Eisbedeckung im Zürcher Weinland 20'000 Jahre.
- In 1 Million Jahren acht Eiszeiten mit 200 m, zwei Eiszeiten mit 400 m Eisbedeckung.
- Nächste Eiszeit in 50'000 Jahren.

Entwicklung der hydrogeologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland

Aufgrund der zu erwartenden Erosion ist mit einer Verlagerung der Exfiltrationszonen nach Süden und einer entsprechenden Verkürzung der Exfiltrationspfade in den Rahmengesteinen um einige Kilometer zu rechnen (Kap. 8.5). Dadurch könnten sich die Gradienten etwas erhöhen (pessimistische alternative Werte in Tab. 9.4-4).

Entwicklung der hydraulischen Eigenschaften des Wirtgesteins

Es wird angenommen, dass innerhalb der nächsten 1 Million Jahre die durch Entlastung verursachten Deformationen reversibel (elastisch) sind. Aufgrund der empirischen Porositäts-Permeabilitätsbeziehungen (Kozeny-Carman-Gleichung) ergibt sich innerhalb der nächsten Million Jahre keine nennenswerte Erhöhung der hydraulischen Durchlässigkeit des Wirtgesteins (Kap. 8.5). Um konzeptuelle Unsicherheiten bezüglich des Langzeit-Deformationsverhaltens (Parameterunsicherheiten) zu berücksichtigen, sollte auch ein pessimistischer alternativer Wert, der um einen Faktor 10 über dem Referenzwert des Wirtgesteins liegt, für die Modellrechnungen der Sicherheitsanalyse verwendet werden (Faktor 2 höher als alternativer Wert in Tab. 9.4-2). Eine markante Erhöhung der Durchlässigkeit tritt erst dann auf, wenn die Überlagerung nur noch wenige Dekameter beträgt (Kap. 8.5). Dies ist durch Beobachtungen (z.B. Hekel 1994) belegt.

Entwicklung der geochemischen Bedingungen

Innerhalb der nächsten 1 Million Jahre ist keine nennenswerte Veränderung der geochemischen Bedingungen zu erwarten (Kap. 8.6).

9.5 Geologischer Datensatz für den Nachweis der bautechnischen Machbarkeit

Ziel dieses Kapitels ist die zusammenfassende Festlegung eines Datensatzes für Berechnungen der Auslegung der Querschnitte der verschiedenen Untertagebauten eines geologischen Tiefenlagers im Opalinuston (Nagra 2002a) unter besonderer Berücksichtigung der Erkundungsergebnisse der Bohrung Benken. Zur Überprüfung wurden zusätzlich Ergebnisse aus dem Mont-Terri-Projekt sowie der Literatur berücksichtigt. Der abgeleitete Datensatz bezieht sich auf den Opalinuston in einer Tiefe von 600 ± 50 m unter GOK (Sondierbohrung Benken). Die Spannungsdaten und die In-situ-Temperatur wurden für eine Tiefe von 650 m abgeleitet.

9.5.1 Diskussion der wichtigsten Parameter

Deformationsparameter

Deformationsparameter (z.B. E-Modul, Poisson-Zahl) für den Opalinuston von Benken wurden an Bohrkernproben im Labor sowie in situ durch Dilatometertests ermittelt (Kap. 5.7.3). Dabei wurden gemäss des Schichtenaufbaus anisotrope (transversal isotrope) Deformationseigenschaften festgestellt, d.h. der Opalinuston ist senkrecht zur Schichtung deutlich weicher als parallel dazu. Das Verhältnis der E-Moduln beträgt annähernd 1:2. Die Poisson-Zahl weist keine signifikante Anisotropie auf. Der Vergleich zwischen Labor- und In-situ-Untersuchungen zeigt, dass kein signifikanter Massstabseffekt zu berücksichtigen ist.

Festigkeitsparameter

Festigkeitsparameter für den Opalinuston von Benken wurden an Bohrkernproben im Labor ermittelt (Kap. 5.7.3). Bemerkenswert ist die starke Abhängigkeit der Festigkeit vom Wassergehalt. Aus diesem Grund werden auf Basis des Mohr-Coulomb'schen Stoffgesetzes abgeleitete Kohäsionswerte und Reibungswinkel als Funktion des Wassergehalts für die Spitzen- und Restfestigkeiten angegeben.

Die Festigkeitsparameter zeigen ebenfalls eine durch die Schichtung bedingte Anisotropie. Die Werte für die Matrix wurden aus Proben mit Belastungsrichtung parallel und senkrecht zur Schichtung gewonnen, diejenigen für die Schichtung aus Versuchen mit einer Belastungsrichtung von 45 ° zur Schichtung.

Die Erfahrungen aus dem Mont-Terri-Projekt haben gezeigt, dass die im Labor ermittelten Festigkeitsparameter in erster Näherung direkt auf das Gebirge übertragbar sind (kein signifikanter Massstabseffekt). Deshalb können in erster Näherung die Labordaten direkt als Gebirgskennwerte verwendet werden. Die meisten Proben haben anstelle einer Dilatanz eher eine Kontraktanz im Nachbruchbereich gezeigt. Die Ergebnisse sind allerdings sehr uneinheitlich. Daher wird der Dilatanzwinkel auf Null gesetzt.

Quellparameter

Die gemessenen Quellhebungen und Quelldrücke wurden in Oedometertests (Kap. 5.6) bestimmt. Die Daten zeigen eine starke Abhängigkeit von der Ausrichtung der Schichtung. Senkrecht zur Schichtung werden die grössten Hebungen und Drücke beobachtet (Anisotropiefaktor 5–10).

Zeitabhängige Deformation

Die zeitabhängige Deformation ist sowohl auf die hydro-mechanische Kopplung zurückzuführen (Verdrängen von Porenwasser) als auch auf kataklastisches Fliessen. In Kapitel 5.7 wird zur Beschreibung des sekundären (oder auch stationären) Kriechens das Salzer-Kriechgesetz (Salzer et al. 1998) verwendet. Die entsprechenden Parameter sind in Kapitel 5.7.4 aufgeführt. Der Vergleich zwischen Labor- und In-situ-Daten zeigt deutliche Unterschiede im sekundären Kriechen und lässt darauf schliessen, dass das Kriechen erst ab einem bestimmten Schwellenwert beginnt (analog zu einem Bingham-Modell). Der Schwellenwert wurde auf 7.5 MPa gesetzt und entspricht damit der im ungestörten Opalinuston in situ bestimmten, maximalen deviatorischen Spannung.

Primärspannungszustand

Der Primärspannungszustand wurde im Zürcher Weinland mittels *Hydrofrac*-Spannungsmessungen in der Bohrung Benken ermittelt (Kap. 4.4). Der wahrscheinlichste Wert für die maximale horizontale Hauptspannung in 650 m Tiefe beträgt ca. 20 MPa. Als pessimistische Abschätzung ergibt sich ein Wert von 22.6 MPa. Die Richtung der maximalen Hauptspannung beträgt ca. 170 °. Die minimale horizontale Hauptspannung und die rechnerische vertikale Hauptspannung sind ungefähr gleich gross. Das bedeutet, dass die Auflockerungseffekte im Stollenumfeld bei einer nahezu Nord-Süd-Ausrichtung der Stollenachsen am geringsten sind. Die Referenzwerte für die Spannungen im Zürcher Weinland in einer Tiefe von 650 m sind in Tabelle 4.4-1 angegeben.

Referenztemperatur

Die Temperatur für die Referenztiefe 650 m wurde aufgrund von Temperaturmessungen in der Bohrung Benken hergeleitet (Kap. 4.5) und beträgt 38 °C. Diese Temperatur kann für Designberechnungen im Hinblick auf die Ausbreitung der Abfallwärme verwendet werden.

9.5.2 Datensatz Wirtgestein

Der Datensatz enthält nach Auswertung der Messergebnisse die als typisch (charakteristisch) zu bezeichnenden Parameter. Der Datensatz mit den felsmechanischen Parametern beruht auf Ergebnissen aus der Bohrung Benken (Kap. 5.6 und 5.7.3) und ist in Tabelle 9.5-1 angegeben. Im Falle der Parameter für das lineare Mohr-Coulomb-Gesetz wird neben dem typischen Parametersatz noch ein pessimistischer Parametersatz angegeben, der die ungünstigsten Messwerte abdeckt (Tab. 9.5-2).

Tab. 9.5-1: Felsmechanische Parameter.

Siehe Tabellen 5.7-2 und 5.7-3, Kapitel 5.6.2.

Parameter	Einheit	Wert parallel zur Schichtung	Wert senkrecht zur Schichtung	Wert 45° zur Schichtung	Referenz
E-Modul (statisch)	[GPa]	11.4 ± 3.7	5.5 ± 2.3	6.8 ± 4.2	(Nagra 2001)
Poisson-Verhältnis (statisch)	[-]	0.27 ± 0.10	0.27 ± 0.09	0.25 ± 0.11	(Nagra 2001)
Einaxiale Druckfestigkeit	[MPa]	28.0 ± 5.7	30.3 ± 6.6	6.1 ± 2.6	(Nagra 2001)
Zugfestigkeit	[MPa]	2.7 ± 0.8	1.2 ± 0.3		(Nagra 2001)
Quelldruck	[MPa]	0.1 – 0.2	0.8 – 1.4		(Nagra 2001)
Quellhebung	[%]	1.0 – 4.5	1.4 – 7.5		(Nagra 2001)

Materialgesetzempfehlungen

Die Wahl des Materialgesetzes (Kap. 5.7.4) hängt stark von der Aufgabenstellung ab. Aufgrund des extrem komplexen Verhaltens des Opalinustons mit seiner starken hydro-mechanischen Wechselwirkung, die auch Quellphänomene einschliesst, seiner ausgeprägten Anisotropie und Nichtlinearität, sind immer gewisse Abstraktionen notwendig. Folgende Empfehlungen können gegeben werden:

- Abgesehen von der Untersuchung spezieller Effekte sind kontinuumsmechanische Berechnungsansätze zu bevorzugen.
- Für viele Berechnungen wird eine vollständige mechanisch-hydraulische Kopplung Voraussetzung sein.
- Das Festigkeitsverhalten des Opalinustons kann, soweit die maximal erreichte Konsolidierung nicht signifikant überschritten wird, mit einem Scherspannungskriterium (mit Zugspannungsbegrenzung) beschrieben werden.
- Wird die maximal erreichte Konsolidierung signifikant überschritten, kann der Einsatz einer zusätzlichen Kappenfliessbedingung notwendig werden.
- Aufgrund des stark anisotropen (transversal isotropen) Festigkeitscharakters (Matrix + Schichtung) ist der Einsatz eines verschmierten Kluftmaterialgesetzes zu empfehlen.
- Aufgrund des ausgeprägten strain-softening-Charakters sollten neben den Spitzenfestigkeiten auch Restfestigkeiten verarbeitet werden. Da der Übergang zur Restfestigkeit relativ plötzlich erfolgt (ohne bemerkenswerte Deformationen), kann in erster Näherung auch ein sprungförmiger Übergang angesetzt werden.
- Für den hydraulischen Teil kann mit dem Darcy-Gesetz gearbeitet werden, wobei die Annahme anisotroper Permeabilität (Anisotropiefaktor 5 der hydraulischen Durchlässigkeit, Tab. 9.4-2) sinnvoll ist.

Tabelle 9.5-2 enthält einen Datensatz mit empfohlenen Parametern für die Verwendung eines linearen Mohr-Coulomb-Gesetzes. Da eine Anpassung der Daten mit einem nicht-linearen Gesetz realistischere Resultate bringt, kann alternativ auch ein bi-lineares Mohr-Coulomb-Gesetz verwendet werden (Tab. 9.5-3).

Tab. 9.5-2: Parameterempfehlung für ein lineares Mohr-Coulomb-Materialgesetz für Opalinuston.

Parameterempfehlung für ein lineares Mohr-Coulomb-Materialgesetz mit Zugspannungsbegrenzung für Opalinuston bei einem natürlichen Wassergehalt von ca. 4 Gew.-% (Tab. 5.7-4 und Konietzky et al. 2003). (Werte in Klammern entsprechen unteren Grenzwerten).

Parameter	**Einheit**	**Wert parallel zur Schichtung**	**Wert senkrecht zur Schichtung**
E-Modul	[GPa]	10.5	5
		7	
Poisson-Verhältnis	[-]	0.27	
Reibungswinkel für Spitzenfestigkeit der Matrix	[°]	24.6 (21)	
Kohäsion für Spitzenfestigkeit der Matrix	[MPa]	8.6 (6.9)	
Zugfestigkeit der Matrix	[MPa]	2.5 (1)	
Dilatanzwinkel für Matrix	[°]	0	
Reibungswinkel für Spitzenfestigkeit der Schichtung	[°]	24.1 (20.0)	
Kohäsion für Spitzenfestigkeit der Schichtung	[MPa]	1.9 (1.7)	
Zugfestigkeit der Schichtung	[MPa]	1.2 (0.5)	
Dilatanzwinkel für Schichtung	[°]	0	
Restreibungswinkel der Matrix	[°]	24 (20)	
Restkohäsion der Matrix	[MPa]	4.3 (3.5)	
Restdilatanzwinkel	[°]	0 (0)	
Restreibungswinkel der Schichtung	[°]	22 (20)	
Restkohäsion der Schichtung	[MPa]	1.0 (0.7)	

Tab. 9.5-3: Parameterempfehlung für ein bi-lineares Mohr-Coulomb-Materialgesetz für Opalinuston.

Parameterempfehlung für ein bi-lineares Mohr-Coulomb-Materialgesetz mit Zugspannungsbegrenzung für Opalinuston bei einem natürlichen Wassergehalt von ca. 4 Gew.% (Tab. 5.7-4 und Konietzky et al. 2003).

Parameter	**Einheit**	**Wert parallel zur Schichtung**	**Wert senkrecht zur Schichtung**
E-Modul	[GPa]	10.5	5
		7	
Poisson-Verhältnis	[-]	0.27	
Reibungswinkel für Spitzenfestigkeit der Matrix	[°]	30 / 14[1]	
Kohäsion für Spitzenfestigkeit der Matrix	[MPa]	8.7 / 17.2[1]	
Zugfestigkeit der Matrix	[MPa]	2.5	
Dilatanzwinkel für Matrix	[°]	0	
Reibungswinkel für Spitzenfestigkeit der Schichtung	[°]	34 / 12[1]	
Kohäsion für Spitzenfestigkeit der Schichtung	[MPa]	1.3 / 10.1[1]	
Zugfestigkeit der Schichtung	[MPa]	1.2	
Dilatanzwinkel für Schichtung	[°]	0	
Restreibungswinkel der Matrix	[°]	29 / 13[1]	
Restkohäsion der Matrix	[MPa]	4.3 / 16[1]	
Restdilatanzwinkel	[°]	0	
Restreibungswinkel der Schichtung	[°]	33 / 11[1]	
Restkohäsion der Schichtung	[MPa]	0.7 /5[1]	

[1] Werte bei geringer Normalspannung / Werte bei hoher Normalspannung.

9.5.3 Geotechnische Beurteilung der geologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland

Die geologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland sind in Kap. 4.2 und 4.3 beschrieben. Das geologische Modell basiert auf der kombinierten Auswertung der 3D- und 2D-Seismikkampagnen und der Bohrung Benken.

Das Zürcher Weinland wurde durch die alpine Gebirgsbildung nur marginal beeinflusst (Kap. 3.5 und 4.2). Die tertiären und mesozoischen Sedimente sind deshalb generell ruhig gelagert und fallen flach mit 3–5° nach Südosten ein. Das markanteste tektonische Element ist die NW-SE streichende Neuhauser Störung, die das Untersuchungsgebiet im Osten begrenzt. Innerhalb des potenziellen Lagergebiets ist die Wildensbucher Flexur, die einzelne Störungen mit einem Versatz von wenigen Metern bis max. 17 m enthält, das markanteste Element. Sie wird für die Anordnung der Lagerstollen explizit berücksichtigt (Kap. 9.3).

Da die Linienführung der Rampe und der Standort des Schachts zur Zeit noch nicht festgelegt sind, bezieht sich der baugeologische Datensatz auf die geologisch-geotechnischen Verhältnisse in der Sondierbohrung Benken (Nagra 2001).

Die geotechnisch relevanten geologischen und hydrogeologischen Eigenschaften der vom Bau eines Tiefenlagers betroffenen Schichten sind in Tabelle 9.5-4 beschrieben. Detailliertere Angaben finden sich in Blümling & Müller (2002).

Aufgrund der lokalen und allgemeinen regionalen Kenntnisse lassen sich zudem folgende Gefährdungsbilder ableiten:

- Niederbrüche sind aufgrund der Trennflächen-Verschneidungen in den oft gut gebankten und z.T. geklüfteten Sedimentgesteinen (Kalke, Sandsteine) zu erwarten, v.a. bei konventionellem Vortrieb.
- In den schlecht zementierten Sandsteinen der Unteren Süsswassermolasse – und unter Umständen im Opalinuston – kann eine gewisse Verformung des Ausbruchsprofils auftreten.
- In den grundsätzlich verkarstungsfähigen Kalken des jüngeren Malms muss mit Karstwassereinbrüchen gerechnet werden, obwohl in der Bohrung Benken keine für den Stollenbau bedeutsame Durchlässigkeiten gemessen wurden.
- Die Gasmessungen in der Bohrung Benken (Jäggi & Steffen 1999) zeigten nur unbedeutende Gasindikationen. Die Konzentration von Schwefelwasserstoffgas in der Bohrspülung lag stets unter der Nachweisgrenze von 1 ppm. Eine Gasüberwachung beim Bau der Rampe und des Schachts ist wegen der zahlreichen Gas-Muttergesteine in der mesozoischen Abfolge und wegen der Nähe des möglichen Permokarbontrogs trotzdem notwendig.

Entsprechend der Projektplanung waren felsmechanische Untersuchungen in der Bohrung Benken auf den Opalinuston beschränkt. Die in Beilage 9.5-1 dargelegten felsmechanischen Daten für die Schichten im Hangenden des Wirtgesteins sind Schätzungen, die aufgrund von Literaturdaten und einer Datenzusammenstellung vergleichbarer Gesteine des Instituts für Felsmechanik, EPF-Lausanne, von Blümling & Müller (2002) zusammengestellt wurden. Aus diesem Grund enthalten viele der Felder in Beilage 9.5-1 keine Werte; die dafür geschätzten Wertebereiche wurden gemäss SIA-Empfehlung 199, je nach Einstufung, mit weissen Feldern oder verschiedenen Graustufen dargestellt.

Tab. 9.5-4: Gebirgsverhältnisse entlang dem geologischen Profil der Bohrung Benken.
Ein detaillierteres Profil ist in Nagra (2001) enthalten.

Lockergesteinsstrecke (0 – 68 m)	
Verlandungssedimente und Deltaablagerungen (0 – 8 m)	Humus, Torf , tonige, sandige Seekreide (bis 3 m). Wechsellagerung von Mittel- bis Grobsanden, Feinkieslagen, weichen siltigen Tonen und sauberem Fein- bis Mittelsand (bis 8.0 m). Hydraulische Durchlässigkeit K im Bereich von 10^{-4} bis 10^{-5} m/s.
Eiszeitliche Seeablagerungen (8 – 64 m)	Sedimentabfolge, dominiert von siltigen bis fast reinen, plastischen Tonen (oben), sauberen Sanden mit Zwischenlagen aus tonigen Silten und sandig-siltigen Kiesen (Mitte) und einer kiesarmen feinkörnigen Serie (unten). Aquifer mit einer durchschnittlichen Durchlässigkeit von ca. 10^{-4} m/s.
Grundmoräne (64 – 68 m)	Dicht gelagerte, feinsandige Silte mit reichlich Kies.
Festgesteinsstrecke (68 – 652 m)	
Untere Süsswassermolasse und Bohnerz-Formation (68 – 199 m)	Wechsellagerung von Mergel- und Tonsteinen, tonigen, z.T. feinsandigen Siltsteinen und Sandsteinen. Die Sandsteine stellen z.T. rinnenförmige, fluviatile Ablagerungen dar. Sie sind teils gut, teils aber auch nur mässig bis schlecht zementiert. Zuunterst Tone mit Bohnerz (Füllung der verkarsteten Malmkalk-Oberfläche). Im Allgemeinen eher gering durchlässig. In den Sandsteinen ist lokal mit erhöhten Durchlässigkeiten (10^{-6} m/s) zu rechnen.
Oberer Malm (199 – 361 m)	Mittel- bis grobgebankte, z.T. massige, feinkörnige Kalke und untergeordnet Kalkmergel. Besonders die Kalke der obersten lithostratigraphischen Einheiten, Plattenkalk bis Massenkalk zeigen lokal Verkarstung, wodurch das Wassereinbruchrisiko als mittel bis hoch einzuschätzen ist.
Unterer Malm inkl. Mittlere Malmmergel (361 – 451 m)	Gesteine aus mittelgebankten, feinkörnigen Kalken mit dünnen Tonmergel-Zwischenlagen, im untersten Abschnitt (Effinger Schichten) zunehmend tonig. Kluftaquifer (Malm-Wasserprobe stammt aus dieser Zone). In stärker geklüfteten Zonen ist mit erhöhter Wasserführung zu rechnen (Durchlässigkeit bis 10^{-8} m/s).
Oberer und Mittlerer Dogger (451 – 539 m)	Die Gesteine zeigen eine sehr variable, lithologische Abfolge von siltigen und sandigen Tonmergeln und Tonsteinen. Lokal gering mächtige eisenoolithische Kalke. Im untersten Abschnitt (Wedelsandstein-Formation) vermehrtes Auftreten von z.T. geklüfteten Kalksandsteinen und Sandkalkbänken. Im Allgemeinen sehr geringe hydraulische Durchlässigkeit. In der Wedelsandstein-Formation ist mit einer leichten Wasserführung zu rechnen (Durchlässigkeit bis 1×10^{-9} m/s).
Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten (Wirtgestein) (539 – 652 m)	Die lithologische Abfolge Murchisonae-Schichten– Opalinuston ist in der Bohrung Benken relativ monoton ausgebildet. Sie besteht aus siltigen bis feinsandigen, z.T. kalkigen Tonsteinen sowie siltigen bis feinsandigen Tonmergeln. Generell sehr geringe Durchlässigkeit, auch im Bereich von Störungen.

10 Zusammenfassung, projektbezogene Schlussfolgerungen und Bewertung des Kenntnisstands

10.1 Zielsetzung und Inhalt des Berichts

Der vorliegende Geosynthese-Bericht hat das Ziel, die Resultate der geowissenschaftlichen Untersuchungen im Rahmen des Projekts Opalinuston und als Grundlage für den Entsorgungsnachweis zusammenfassend zu dokumentieren und die Auswertungen und Interpretationen sowie die daraus abgeleiteten Folgerungen nachvollziehbar darzustellen. Der Geosynthese-Bericht ist integraler Bestandteil der Dokumentation zum Entsorgungsnachweis. Er weist die genügende Ausdehnung des Wirtgesteins Opalinuston in einem potenziellen Standortgebiet im Zürcher Weinland nach (Standortnachweis) und dokumentiert die geowissenschaftlichen Grundlagen für die Beurteilung der Langzeitsicherheit eines geologischen Tiefenlagers im Opalinuston (Nagra 2002b) sowie für die Abklärung der bautechnischen Machbarkeit (Nagra 2002a). Dazu wird das wissenschaftliche Verständnis der geologischen Entwicklungsgeschichte des Untersuchungsgebiets und der in der Geosphäre ablaufenden Prozesse aufgezeigt. Daraus wird ein Spektrum der zukünftigen Entwicklung des geologischen Umfelds abgeleitet. Die Grundlagen für die Beurteilung der Langzeitsicherheit und der bautechnischen Machbarkeit basieren auf detaillierten standortbezogenen Untersuchungen, spezifischen Labor- und Feldversuchen, praktischen Erfahrungen in Untertagebauten und – wo möglich – unabhängigen Konsistenzprüfungen und Vergleichen mit anderen Tongesteinen (z.B. ausländische Felslabors, Erfahrungen der Erdölindustrie). Zusätzlich wird das wissenschaftliche Verständnis anhand konzeptueller Modelle und Modellrechnungen aufgezeigt. Die hergeleiteten Referenz-Datensätze (Referenztiefe des Lagers 650 m) werden fallweise durch pessimistische Werte, konservative Annahmen oder Bandbreiten von Parametern ergänzt.

10.2 Schritte zur Auswahl und Charakterisierung eines Wirtgesteins und eines potenziellen Standortgebiets erster Priorität

In einem breit angelegten schrittweisen Evaluations- und Einengungsverfahren, welches in enger Begleitung und im Konsens mit den Aufsichtsbehörden und ihren Fachexperten erfolgte und auf Sicherheitskriterien beruhte, wurde der Opalinuston 1994 als prioritäre Sediment-Wirtgesteinsoption und das Zürcher Weinland als Gebiet erster Priorität für standortbezogene Erkundungen bestimmt. Aus sicherheits- und bautechnischen Überlegungen wurde ein geologisch einfaches, tektonisch ruhiges Gebiet mit Opalinuston im Tiefenbereich von 400 bis 900 m gesucht. Das Verfahren basierte auf einer integralen Auswertung von:

- publizierten geologischen Karten, Berichten und Veröffentlichungen in Fachzeitschriften,
- Ergebnissen von Tiefbohrungen (v.a. Nagra-Sondierbohrungen und Explorationsbohrungen der Erdölindustrie),
- einer regionalen 2D-Seismikkampagne der Nagra zur Erkundung des Opalinustons in der Region "Nördlich Lägern bis Zürcher Weinland" unter Einbezug umfangreicher Seismikdaten der Erdölindustrie,
- regionalen Untersuchungen der Seismizität (spezielles Messnetz zur Erfassung von Mikroerdbeben) und
- Präzisionsmessungen der vertikalen und horizontalen Krustenbewegungen.

Nach 1994 erfolgte eine detaillierte Charakterisierung des Wirtgesteins und des Untersuchungsgebiets im Zürcher Weinland. Die Hauptpfeiler dieses Untersuchungsprogramms waren:

- eine 3D-Seismikkampagne auf einer Fläche von rund 50 km^2.
- eine Sondierbohrung (Benken).
- Experimente im Rahmen des internationalen Forschungsprogramms im Felslabor Mont Terri (Kanton Jura).
- Regionale Vergleichstudien an Opalinuston und Vergleiche mit ausländischen Tonvorkommen, welche im Hinblick auf die geologische Tiefenlagerung untersucht werden.

10.3 Übertragbarkeit von Untersuchungsergebnissen aus verschiedenen Lokalitäten

Lithologisch-mineralogisch ist der Opalinuston im Massstab von Metern und mehr ein homogenes Gestein, im Zürcher Weinland mit einfacher und gut bekannter räumlicher Ausdehnung (Kap. 4.2 und 5.3). Kleinere systematische Variationen der Lithologie in der Vertikalen (Bereich von Dekametern) wie auch lateral (Bereich ab Zehnern von Kilometern) sind bekannt und quantitativ fassbar. Dank der guten Kenntnis und Homogenität der Lithologie lassen sich Parameter, welche an anderen Lokalitäten erhoben worden sind, auf das Untersuchungsgebiet im Zürcher Weinland zuverlässig übertragen. Bei der Interpretation und der Übertragung von Parameterwerten (z.B. Ausdehnung der Auflockerungszone) werden die unterschiedlichen lokalen Randbedingungen (z.B. unterschiedliche Überlagerung des Wirtgesteins, unterschiedliches Spannungsfeld) berücksichtigt.

10.4 Erfüllung der Grundanforderungen an das geologische Umfeld eines Tiefenlagers

Basierend auf der Synthese der regionalen und lokalen geowissenschaftlichen Untersuchungen (Kap. 3 bis 8) wird nachgewiesen, dass das ausgewählte Gebiet im Zürcher Weinland die Grundanforderungen an ein Standortgebiet für ein geologisches Tiefenlager (Kap. 1.3.3; HSK 1999) erfüllt und dass bezüglich der Wirtgesteinsoption Opalinuston auch das geologische Umfeld vorteilhaft ist. Die wichtigsten Eigenschaften sind:

- **Geologische Langzeitstabilität:** Das Untersuchungsgebiet liegt am Rand des Einflussbereichs der Alpen, ist tektonisch leicht kompressiv beansprucht, aber nicht signifikant deformiert. Es liegt zudem in einem der seismisch ruhigen Gebiete der Schweiz, mit einer geringen Hebungs- und Erosionsrate, ohne erhöhten Wärmefluss.
- **Günstige Wirtgesteinseigenschaften:** Das Wirtgestein ist im Untersuchungsgebiet in genügender Mächtigkeit und lithologischer Homogenität vorhanden. Es hat eine sehr geringe hydraulische Durchlässigkeit, liefert ein stabiles, für die Radionuklid-Rückhaltung und das Langzeitverhalten der technischen Barrieren günstiges geochemisches Umfeld und besitzt felsmechanische Eigenschaften, welche die bautechnische Machbarkeit eines Tiefenlagers nicht in Frage stellen. Die mehrheitlich geringdurchlässigen Formationen oberhalb und unterhalb des Wirtgesteins (obere/untere Rahmengesteine), welche eine geologische Zusatzbarriere zwischen dem Wirtgestein und den regionalen Aquiferen des Malms und des Muschelkalks bilden, verstärken zusätzlich die Barrierenwirkung des Wirtgesteins.
- **Genügende Ausdehung des Wirtgesteinskörpers:** Für die Aufnahme eines Lagers besteht aufgrund der annähernd konstanten Mächtigkeit sowie der lateralen Ausdehnung und lithologischen Kontinuität des Wirtgesteins eine grosse Flexibilität. Die laterale Ausdehnung des Wirtgesteinskörpers ist bedeutend grösser als die für ein Tiefenlager benötigte Grundfläche. Wegen der leichten Neigung der Wirtgesteinseinheit kann die Tiefenlage den Erfordernissen entsprechend gewählt und optimiert werden.

- **Vermeidung von Störeinflüssen und Robustheit gegenüber Störeinflüssen:** Mit der Wahl eines gering durchlässigen Wirtgesteins in einem tektonisch leicht kompressiven und seismisch ruhigen Gebiet sowie einer Lagertiefe von mehreren hundert Metern unter der Geländeoberfläche können denkbare exogene und endogene Störeinflüsse (infolge Vergletscherungen, Bewegungen an Störungszonen, Erdbebeneffekte) vermieden, bzw. klein gehalten werden. Das ausgeprägte Selbstabdichtungsvermögen und die geochemische Pufferkapazität des Wirtgesteins bewirken, dass die Störeinflüsse durch das Lager selbst (Auflockerungszone, Freisetzung von Korrosions- und Degradationsgasen, chemische Veränderungen) entweder auf das unmittelbare Stollenumfeld beschränkt sind oder die Langzeit-Isolationskapaziät des Wirtgesteins nicht signifikant beeinträchtigen. Das Fehlen abbauwürdiger Ressourcen (Kohle, Kohlenwasserstoff- und Erzvorkommen, Salz, geothermische Anomalien) macht zudem einen Nutzungskonflikt oder ein unabsichtliches menschliches Eindringen auch in weiterer Zukunft unwahrscheinlich.
- **Explorierbarkeit:** Der einfache geologische Bau mit tektonisch wenig gestörter subhorizontaler Lagerung der mesozoischen Schichten und die flache Topographie gewähren eine gute Explorierbarkeit der geometrischen Verhältnisse. Diese Voraussetzungen und der ausgeprägte Impedanzkontrast der Schichten haben eine hohe Auflösung der 3D-Seismik ermöglicht. Die Homogenität des Wirtgesteins und seine geringe fazielle Variabilität ergeben räumlich annähernd konstante Wirtgesteinseigenschaften. Dies erlaubt die Übertragung von Resultaten der Bohrung Benken auf das gesamte Untersuchungsgebiet.
- **Prognostizierbarkeit:** Die geologische Entwicklungsgeschichte des Untersuchungsgebiets ist gut bekannt und beruht auf einer grossen Zahl voneinander unabhängiger qualitativer und quantitativer Argumente. Dadurch, und nicht zuletzt auch wegen des einfachen geologischen Baus des Gebiets, wird die Bandbreite verschiedener geologischer Entwicklungsszenarien stark eingeschränkt. Die zukünftige Entwicklung des Wirtgesteins in seinem geologischen Umfeld kann über den für die Beurteilung der Langzeitsicherheit relevanten Zeitraum von einer Million Jahre, und – im Rahmen der angegebenen Ungewissheiten – auch darüber hinaus, plausibel abgeschätzt werden.

In den Kapiteln 10.5 bis 10.7 werden die Beiträge der Geosynthese zum Standortnachweis, zum Nachweis der Langzeitsicherheit und zum Nachweis der bautechnischen Machbarkeit näher erläutert.

10.5 Ausdehnung eines geeigneten Wirtgesteinskörpers (Standortnachweis)

Für die Aufnahme eines Tiefenlagers von rund zwei Quadratkilometer Flächenbedarf (Nagra 2002a) im Tiefenbereich zwischen 400 und 900 m stehen im potenziellen Standortgebiet im Zürcher Weinland insgesamt 35 km^2 als Gebiet mit einer Wirtgesteinsmächtigkeit von mindestens 100 m zur Verfügung; damit besteht eine entsprechende Flexibilität für die Anordnung der unterirdischen Anlagen. Der Bereich der Wildensbucher Flexur könnte zwar prinzipiell für ein geologisches Lager einbezogen werden, es sollen aber keine Lagerstollen und -tunnel unmittelbar in diesem Gebiet angeordnet werden.

Im Rahmen des Entsorgungsnachweises wurde für die bau- und sicherheitsbezogenen Betrachtungen zum Referenzprojekt (Nagra 2002a) exemplarisch ein Gebiet erster Priorität ausgewählt, das ein Mehrfaches der für ein Lager erforderlichen Fläche umfasst (Fig. 9.3-1). Die wichtigsten Auswahlkriterien sind:

- Gesteinsüberdeckung mehr als 600 m.
- Maximaltiefe 750 m.
- Kristallines Grundgebirge direkt unter dem Mesozoikum.

Für eine gute Platzierung der benötigten Oberflächenanlagen besteht weitere Flexibilität, da die Linienführung des langen Zugangstunnels entsprechend den raumplanerischen Randbedingungen und unter Berücksichtigung lokaler Anliegen gewählt werden kann.

10.6 Geologischer Datensatz für den Nachweis der Langzeitsicherheit

10.6.1 Eigenschaften des Wirtgesteins

Die für die Langzeitsicherheit relevanten Eigenschaften des Wirtgesteins können wie folgt zusammengefasst werden:

Stofftransport:

- Diffusion ist der massgebende Transportprozess, Advektion spielt keine oder nur eine untergeordnete Rolle.
- Störungszonen im Opalinuston bilden keine bevorzugten Fliesspfade, was durch eine effiziente Selbstabdichtung erklärt wird.

Geochemische Bedingungen:

- Es bestehen stabile, reduzierende geochemische Bedingungen. Die langfristige Veränderung einiger mobiler Komponenten ist nicht signifikant.

Stofftransportprozesse und -eigenschaften

Die Mikrostruktur des Opalinustons und deren makroskopische Effekte

Das Schlüsselphänomen zum Verständnis der Transportprozesse und -eigenschaften des Opalinustons ist dessen Mikrostruktur. Aufgrund seiner Porosität (rund 12 Vol.-% in der Bohrung Benken) enthält das Gestein zwar einen bedeutenden Wasseranteil, wegen der äusserst filigranen Struktur des Porenraums sind das Porenwasser wie auch die gelösten Stoffe aber praktisch immobil. Des weiteren ist die schichtartige Mikrostruktur verantwortlich für die Anisotropie der sehr geringen hydraulischen Durchlässigkeit und der Diffusionskonstanten.

Die Porengeometrie mit Aperturen im Nanometerbereich hat zur Folge, dass rund die Hälfte der H_2O-Moleküle im Porenwasser den elektrostatischen Kräften in der Nähe von Tonmineraloberflächen ausgesetzt, daher gebunden und nicht frei beweglich ist. Die Konsequenz für die hydraulischen Eigenschaften ist, dass die Durchlässigkeiten extrem gering sind, und es gibt Hinweise, dass das Porenwasser erst ab einem gewissen hydraulischen Gradienten, dem sogenannten Anfangsgradienten (*threshold gradient*, 'Schwellengradient'), mobilisiert werden kann. Elektrostatische Wechselwirkungen zwischen Tonmineraloberflächen und gelösten Stoffen liefern auch die Erklärung für die Abhängigkeit der Diffusionsparameter von der Speziation der gelösten Stoffe und die beobachtete (wenn auch schwache) osmotische Membranwirkung.

Hydraulische Eigenschaften

Die hydraulische Charakterisierung des Wirtgesteins in der Sondierbohrung Benken führt zu konsistenten, wenig streuenden hydraulischen Durchlässigkeiten, typischerweise von 2×10^{-14} bis 1×10^{-13} m/s. Verglichen mit der Porositäts-Durchlässigkeitsbeziehung weltweit untersuchter Tongesteine liegen diese Werte im erwarteten Bereich.

Im Opalinuston wurden Überdrücke gemessen, welche als Relikte der letzten Versenkungsphase oder als Resultat der tektonischen, nahezu Nord-Süd gerichteten, horizontalen Hauptspannung interpretiert werden können. Modellrechnungen haben gezeigt, dass Überdrücke, wie sie im Zürcher Weinland beobachtet werden, nur dann über geologische Zeiträume erhalten bleiben, wenn die effektive Durchlässigkeit noch geringer ist als die aus hydraulischen Tests abgeleitete.

Die hydraulische Durchlässigkeit, der Gradient (resp. natürliche Formationsdrücke) und der daraus resultierende Wasserfluss sind voneinander abhängig. Aus diesem Grund dürfen pessimistische Werte dieser Parameter (bzw. Bedingungen) nicht kumuliert werden. Hohe Gradienten resp. Überdrücke treten in der Bohrung Benken nur verbunden mit geringen Durchlässigkeiten auf. Falls im Rahmen der Radionuklid-Transportmodellierung für die Berechnung der Wasserflüsse pessimistisch hohe Durchlässigkeiten angenommen werden, dürfen sie deshalb nicht gleichzeitig mit hohen Gradienten multipliziert werden. Überdrücke in stärker durchlässigen Gesteinen wären in kurzer Zeit abgebaut. Bezüglich Anfangsgradient bestehen nur semiquantitative Hinweise. Deshalb wird empfohlen, den Anfangsgradienten beim Nachweis der Langzeitsicherheit pessimistischerweise nicht zu berücksichtigen.

Alle Untersuchungen in Bohrungen und Tunneln im Opalinuston weisen darauf hin, dass sich die hydraulische Durchlässigkeit von Störungen nicht von derjenigen des ungestörten Gesteins unterscheidet, wenn die Gesteinsüberlagerung mindestens 200 m beträgt. Dies wird auf das Selbstabdichtungsvermögen des Opalinustons zurückgeführt. Weil eine erhöhte Durchlässigkeit in einer Störung in grösserer Tiefe – obwohl noch nie beobachtet − aber nicht vollständig ausgeschlossen werden kann, wird im Sinne eines pessimistischen *what if*-Szenariums auch ein Datensatz für die Modellierung des Radionuklidtransports in einer hypothetisch durchlässigen Störung bereitgestellt.

Selbstabdichtung

Die Schlussfolgerung, dass im Opalinuston eine Selbstabdichtung von Bruchstrukturen (Störungszonen) stattfindet, ist breit abgestützt und basiert auf unterschiedlichen Beobachtungen und Untersuchungen. Das weitgehende Fehlen von Mineraladern und Alterationen zeigt, dass auch in der geologischen Vergangenheit keine bedeutenden Gestein-Wasser-Interaktionen, resp. keine signifikanten Wasserflüsse durch den Opalinuston stattgefunden haben, trotz einer komplexen Versenkungsgeschichte. Selbstabdichtungsprozesse konnten auch im Rahmen von In-situ-Experimenten im Felslabor Mont Terri sowohl im geklüfteten Stollenumfeld wie auch im vom Stollen wenig beeinflussten, durch *Hydrofrac*-Versuche künstlich aufgerissenen Gestein nachgewiesen werden. Felsmechanische Laborexperimente erlauben zusammen mit dem gewonnenen Systemverständnis sowie konzeptuellen Ansätzen aus der Literatur die Identifikation von zeitabhängiger Deformation (kataklastisches Fliessen, 'Kriechen' *sensu lato*), Quellung und Spannungsumlagerung als die für die Selbstabdichtung relevanten Prozesse.

Diffusion

Aus dem Vergleich der Diffusionskonstanten des Wirtgesteins mit den geringen hydraulischen Durchlässigkeiten wird ersichtlich, dass bei den relevanten Transportdistanzen die Diffusion der dominierende Transportprozess ist. Ein zusätzliches Argument für die sehr kleine advektive Komponente ist die im Profil der Bohrung Benken sowie am Mont Terri beobachtete, für Diffusionsprozesse typische bogenförmige Verteilung der Konzentration zahlreicher Elemente sowie der Isotopenverhältnisse im Porenwasser. Die Form der Profile schliesst einen namhaften vertikalen advektiven Fluss aus. Der Wert dieser "Naturexperimente" im Zürcher Weinland und im Mont Terri liegt zudem in der Tatsache, dass sie sich auf grosse Zeiträume (Hunderttausende bis Millionen von Jahren) und bedeutende räumliche Distanzen (hundert Meter und mehr)

beziehen. Im Falle der Bohrung Benken sind die Diffusionsprofile nicht nur im Opalinuston ausgebildet, sondern sowohl im Hangenden wie auch im Liegenden über diesen hinaus (Lias und Dogger, totale Mächtigkeit 250 m). Dies illustriert zusätzlich, dass Diffusion auch in einem bedeutenden Teil der Rahmengesteine der dominierende Transportmechanismus ist. Die Diffusionsparameter sind gut bekannt und liegen im Vergleich mit anderen Tongesteinen im erwarteten Bereich.

Stabilität der geochemischen Bedingungen

Die Zusammensetzung des Porenwassers im Opalinuston ist zu einem bedeutenden Teil durch chemische Gleichgewichte mit dem Gestein (v.a. mit Tonmineralien und Karbonaten) gepuffert, wobei die Pufferkapazität sehr gross ist. Dies betrifft vor allem die Kationen, die neutralen Spezies und das Redoxpotenzial, während Anionen (z.B. Cl, Br) eher als frei, also vom Gestein unabhängig, einzustufen sind.

Ausgehend von ursprünglich marinen Porenwässern während der Sedimentation des Opalinustons, wurde die Zusammensetzung des Porenwassers über geologische Zeiträume hinweg durch diagenetische Prozesse und durch kompaktionsbedingte Porenwasserbewegungen (Expulsion) während der Versenkung beeinflusst. Fluideinschlüsse zeugen von einer hochsalinen Phase im Verlauf der Diagenese, gefolgt von einem Verlust an Salinität bis hin zu den heutigen Werten von etwa einem Drittel der Meerwassersalinität.

Hebung und Erosion seit der jungtertiären Maximalversenkung haben dazu geführt, dass Aquifere ober- und unterhalb des Wirtgesteins an der Oberfläche angeschnitten wurden und somit regional meteorische Wässer infiltrieren konnten. Diese in geologisch junger Zeit etablierten geochemischen Verhältnisse mit geringsalinen Wässern in den Aquiferen führten zum Einsetzen der Diffusion einiger gelöster Stoffe (v.a. Cl) aus dem Opalinuston. Dieser auch heute noch ablaufende Prozess hat zur Folge, dass die Porenwasserzusammensetzung im Opalinuston der Bohrung Benken graduelle Änderungen der Zusammensetzung in der Vertikalen aufweist (Bsp. Cl-Gehalt: ca. Faktor 1.5) und sich mit der Zeit in Richtung geringerer Salinität bewegen wird. Der langsam ablaufende Diffusionsprozess ist qualitativ wie quantitativ verstanden und somit gut prognostizierbar. Im Verlauf der nächsten Million Jahre ist auf Lagerniveau eine Abnahme des Cl-Gehalts um maximal 20 % zu erwarten. Der räumlichen wie auch zeitlichen Änderung der Porenwasserzusammensetzung im Wirtgestein wurde bei der Bestimmung der Referenzwasser-Zusammensetzungen in Form von Wertebereichen Rechnung getragen.

Während die Salinität sich zeitlich langsam ändert, zeigt die Existenz von organischem Material, unkorrodiertem Pyrit sowie Siderit deutlich, dass das Porenwasser seit der Sedimentation stets reduzierend war. Das Redoxpotential im Opalinuston wird durch das Gleichgewicht Pyrit–Sulfat gepuffert. Zudem sind in der Bohrung Benken die heutigen Grundwässer des Malms wie auch der Stubensandstein-Formation reduzierend, so dass keine relevanten, zum Opalinuston hin gerichteten chemischen Gradienten oxidierender Spezies zu erwarten sind. Es gibt auch keine Hinweise, dass die verschiedenen Vergletscherungen während der letzten 2.6 Millionen Jahren einen Einfluss auf die geochemischen Bedingungen gehabt haben.

10.6.2 Barrierenwirkung der Rahmengesteine

Zwischen dem Wirtgestein und den regionalen Aquiferen im Hangenden (Malm) und Liegenden (Muschelkalk) befinden sich im Untersuchungsgebiet mehrheitlich gering durchlässige tonige und evaporitische Gesteine. Diese Rahmengesteine bilden insbesondere in vertikaler, aber auch in lateraler Richtung eine zusätzliche geologische Barriere. Die in den tonigen Rahmengesteinen

eingeschalteten, meist nur wenige Meter mächtigen sandigen, kalkigen oder dolomitischen Schichten stellen aufgrund ihrer Lithologie potenziell wasserführende Schichten dar.

Die oberen Rahmengesteine sind östlich der Aare und westlich des Bodensees so gering durchlässig, dass es bis heute weder der Erdölindustrie noch der Nagra gelungen ist, eine Wasserprobe aus einer Tiefbohrung zu entnehmen. Der Wasserfluss in der einzigen etwas durchlässigeren Formation (Wedelsandstein) ist entsprechend gering. Die unteren Rahmengesteine enthalten lokal kleine Aquifere (unter dem Begriff Sandsteinkeuper zusammengefasste sandige Formationen im Keuper), deren laterale Kontinuiät aber begrenzt ist. Diese Aquifere enthalten saline, stark sulfathaltige Wässer und haben keine wirtschaftliche Bedeutung.

Die Rahmengesteine bewirken, dass Radionuklide, welche gegebenenfalls nach ihrem Transport durch das Wirtgestein noch nicht zerfallen wären, falls überhaupt, nur mit einer beträchtlichen zusätzlichen Verzögerung in die Biosphäre gelangen könnten. Die Radionuklide würden entweder lateral entlang der durchlässigeren Schichten in den Rahmengesteinen über kilometerlange Transportwege bis zur Exfiltrationszone (zukünftiges Flusstal) transportiert oder gelangten in vertikaler Richtung diffusiv durch die tonigen Rahmengesteine in die regionalen Aquifere. Beim Transport in den Rahmengesteinen würden auch Retardationsprozesse wie Sorption oder – in geklüfteten Gesteinen – Matrixdiffusion stattfinden. Die Barrierenwirkung der Rahmengesteine wird in der Sicherheitsanalyse (Nagra 2002b) durch Modellrechnungen auf der Basis der im vorliegenden Bericht erarbeiteten Datensätze abgeschätzt.

10.6.3 Auswirkungen eines geologischen Tiefenlagers auf das Wirtgestein im Stollenumfeld

Auflockerungszone

Beim Bau der Stollen und Tunnel entwickelt sich infolge von Spannungsumlagerungen eine Auflockerungszone um die Bauwerke herum, deren Auswirkung auf das Wirtgestein und seine Barrierenwirkung aber räumlich und zeitlich sehr beschränkt ist. Entscheidend für die Grösse der Auflockerungszone ist die Lage des Stollens im Bezug auf die Ausrichtung des Spannungsfelds und die Anisotropie des Gesteins. Die lokale Durchlässigkeit der Auflockerungszone ist in der Bau- und Betriebsphase um mehrere Grössenordnungen erhöht (lokal bis zu 6 Grössenordnungen). Aufgrund von Beobachtungen in hydraulischen Crosshole-Tests in der Auflockerungszone im Felslabor Mont Terri wird vermutet, dass die axiale effektive Durchlässigkeit wegen unvollständiger Vernetzung der induzierten Kluftsysteme über grössere Distanzen hinweg bedeutend geringer ist, als die lokal gemessene Durchlässigkeit.

Nach Verschluss des Lagers sättigen sich die Auflockerungszone und die Bentonit- bzw. Zementverfüllung innerhalb einiger hundert (BE/HAA-Lagerstollen) bzw. weniger Tausend Jahre (LMA-Lagertunnel) auf. Bis sich natürliche Potenzialverhältnisse einstellen, dauert es mehrere zehntausend Jahre. Die Aufsättigung und die damit verbundenen Prozesse wie zeitabhängige Deformation, Quellung und Desintegration des Gesteins in der Auflockerungszone sowie die Kompaktion der Auflockerungszone durch das Quellen des Verfüllmaterials (Bentonit) führen zu einer Abdichtung der diskreten Klüfte und bei weiterem Fortschreiten des Prozesses zu einer Homogenisierung des Porenraums des Gesteins. Im Endzustand wird erwartet, dass sich die Auflockerungszone wieder wie ein homogen poröses Medium verhält, das gegenüber dem intakten Gebirge eine leicht erhöhte Porosität und eine effektive axiale Durchlässigkeit aufweist, welche noch etwa eine Grössenordnung über der Durchlässigkeit des intakten Gebirges liegt.

Aufgrund von hydrogeologischen Modellrechnungen wird gezeigt, dass die hydraulische Durchlässigkeit der Auflockerungszone keine kritische Grösse ist, weil der Wasserfluss durch ein Tiefenlager im Wesentlichen von der Durchlässigkeit des umgebenden Wirtgesteins bestimmt wird. Der Wasserfluss durch die Auflockerungszone würde auch bei einer bedeutend höheren Durchlässigkeit der Auflockerungszone nicht wesentlich grösser.

Geochemische Veränderungen

Während der Bau- und Betriebsphase eines Tiefenlagers können der Pyrit und das organische Material im Opalinuston entlang von Klüften in der Auflockerungszone teilweise oxidiert werden. In diesen Oxidationssäumen ist die Sorptionskapazität wegen der Neubildung von Fe-Hydroxid leicht erhöht. Nach der Wiederaufsättigung entstehen in den LMA-Tunneln durch die Wechselwirkung mit dem Zementmörtel hochalkalische Porenwässer, welche mit dem Opalinuston über lange Zeiträume hinweg reagieren. Diese Umwandlungszone würde auch bei einer vollständigen Degradation des Zements wegen der guten Pufferkapazität des Wirtgesteins eine maximale Ausdehnung von nur wenigen Metern besitzen. Die zu erwartenden Mineralneubildungen (Ca-Si-Hydratphasen, Hydroxide, Tonmineralien) bewirken eine Reduktion der Porosität und eine Erhöhung der Sorptionskapazität. Die geochemischen Veränderungen im Stollenumfeld haben somit keinen negativen Einfluss auf die Radionuklidrückhaltung.

Temperatureinflüsse

Da die BE/HAA-Abfälle noch über mehrere Tausend Jahre Wärme erzeugen, wurde die Auswirkung des Wärmepulses auf das Wirtgestein untersucht. Die maximale Temperatur an der Stollenwand ist nach rund tausend Jahren erreicht und beträgt ca. 95 °C. Mineralogische Effekte einer solchen Temperaturerhöhung sind vernachlässigbar, da der Opalinuston während seiner Versenkungsgeschichte schon ähnlich hohe Temperaturen (bis ca. 85 °C) über viel längere Zeiträume erfahren hat. Die Temperaturerhöhung bewirkt neben thermischen Spannungen einen Porenwasser-Überdruck sowie gegebenenfalls eine Reduktion der mechanischen Festigkeit des Wirtgesteins. Da zu diesem Zeitpunkt die Lagerstollen schon verfüllt sind, führt dies zu keiner signifikanten Vergrösserung der Auflockerungszone, sondern beschleunigt wahrscheinlich die Desintegration des Gesteins und die Homogenisierung der Auflockerungzone und damit die Selbstabdichtung. Neubildung oder Reaktivierung von Störungssystemen ausserhalb des direkten Umfelds der Lagerstollen aufgrund der Wärmeentwicklung kann ausgeschlossen werden.

Freisetzung von Gas aus dem Tiefenlager

In einem Tiefenlager entstehen aus den Abfällen bzw. den Behältern Korrosions- und Degradationsgase, die in den Lagerstollen und -tunneln akkumulieren. Diffusions- und Advektionsprozesse sind zu wenig effizient, um alle generierten Gase in Lösung abzuführen. Die Gasausbreitung erfolgt als Gasphase vorzugsweise entlang der Schichtung des intakten Wirtgesteins, entlang der Auflockerungszone oder entlang existierender Störungen durch klassischen Zweiphasenfluss oder (bei höheren Gasgenerationsraten) durch mikroskopische Rissbildung (dilatanzgesteuerte Gasausbreitung). Mikroskopische Rissbildung erfolgt bevorzugt senkrecht zur minimalen Hauptspannung entlang von natürlichen bzw. exkavationsbedingten Schwächezonen (entlang der Schichtung bzw. entlang der Auflockerungszone). Der zur Initiierung der dilatanzgesteuerten Gasausbreitung benötigte Gasdruck liegt etwas unterhalb der minimalen Hauptspannung (ca. 15 MPa auf Lagerebene) des ungestörten Gebirges. Für die in den Lagerstollen und -tunnel erwarteten Gasgenerationsraten kann die Entstehung grossräumiger makroskopischer Zugrisse ausgeschlossen werden.

Die Bildung von Gas kann in den Lagerstollen zu Überdrücken führen. Durch diese Überdrücke kann der Wasserfluss im Wirtgestein beeinflusst werden; die mögliche Erhöhung des Wasserflusses beträgt auch bei pessimistischen Annahmen höchstens eine Grössenordnung. Auch in diesem Fall bleibt Diffusion der massgebende Transportprozess.

10.6.4 Geologische Langzeitentwicklung

Die geologische Langzeitentwicklung wird über einen Zeitraum von rund einer Million Jahre betrachtet. Die geologische Entwicklung kann in diesem Zeitraum aufgrund einer detaillierten Analyse der geologischen Entwicklungsgeschichte innerhalb vernünftiger Bandbreiten plausibel abgeschätzt werden. Darüber hinausgehende Prognosen sind zwar machbar und werden auch diskutiert; sie sind aber zunehmend mit Ungewissheiten behaftet.

Tektonische Entwicklung, Hebung und Erosion

Der leicht gegen das Molassebecken einfallende Stapel der mesozoischen Schichten im Zürcher Weinland blieb von gebirgsbildender Deformation weitgehend unbeeinflusst. Diese tektonische Ruhe findet heute ihren Ausdruck in der geringen Erdbeben-Aktivität. Das Zürcher Weinland gehört zu den seismisch ruhigen Gebieten der Schweiz, liegt allerdings im Bereich des infolge der alpinen Krustenverkürzung kompressiv beanspruchten Vorlands, was sich u.a. in einer Hebung der Erdkruste manifestiert, die stellenweise noch messbar ist. Es ist deshalb naheliegend, bei der Bewertung der Langzeitentwicklung von einem Fortdauern dieser Bewegung auszugehen, zumindest über den betrachteten Zeitraum von einer Million Jahren. Die Beurteilung der geomorphologischen Entwicklung basiert realistischerweise auf einem Fortdauern des gegenwärtigen Klimas mit alternierenden Kalt- und Warmzeiten als dominierende Randbedingungen für die Entwicklung der Bio- und Hydrosphäre.

Basierend auf Daten und Information aus verschiedenen Quellen (Geomorphologie, Versenkungs- und Hebungsgeschichte, Geodäsie) wird die langfristige Hebungsrate im Zürcher Weinland auf maximal 0.1 mm/a, resp. 100 m/Ma geschätzt. Es wird angenommen, dass die lineare Erosion mit der Hebung Schritt hält, also ebenfalls 0.1 mm/a beträgt. Durch die Tieferlegung der Erosionsbasis des Rheins bis zum Erreichen des Gleichgewichts könnten insgesamt bis zu 100 m zusätzlich erodiert werden. In einer Million Jahre beträgt die Überdeckung eines in 650 m Tiefe angelegten Lagers somit noch mindestens 450 m. Zukünftige Gletschervorstösse werden dem heute existierenden Talnetz folgen; der glaziale Abtrag entlang der Haupttäler hält mit der regionalen und lokalen Hebung Schritt, bewegt sich also in der gleichen Grössenordnung wie die lineare Erosion. Die seitlichen Höhenzüge bleiben weitgehend erhalten und die glaziale Tiefenerosion bleibt auf bereits bestehende übertiefte Rinnen beschränkt (z.B.Thurtal). Es ist zu erwarten, dass die Malmkalke aufgrund ihrer Erosionsresistenz einen 'Schutzdeckel' in Form einer topographischen Erhöhung bilden, wie dies z.B. im Gebiet Randen nördlich Schaffhausen der Fall ist. Dies wird jedoch bei der Abschätzung der Erosionsraten pessimistischerweise nicht berücksichtigt.

Durch die Erosion werden auch die hydrogeologischen Bedingungen teilweise verändert. Weil der genaue Verlauf des Flussnetzes und der oberflächennahen Aquifere nicht vorausgesagt werden kann, soll in der Sicherheitsanalyse ein breites Spektrum möglicher Situationen untersucht werden. Langfristig ist mit einer Verlagerung der Exfiltrationszonen der tiefen Fels-Aquifere zu rechnen. Dadurch verkürzen sich die lateralen Fliesswege in den regionalen Aquiferen und in den Rahmengesteinen in einer Million Jahre um einige Kilometer.

Effekt der Gletscherbelastung

Aufgrund der heutigen allgemeinen Kenntnis der Klimaentwicklung wird angenommen, dass etwa alle 100'000 Jahre eine Eiszeit stattfindet. Modellrechnungen zur Abschätzung der Effekte einer zusätzliche Eisauflast haben gezeigt, dass die Erhöhung des totalen Wasserflusses vom Wirtgestein in die Rahmengesteine aufgrund von Überdrücken in den Lagerstollen und -tunneln weniger als eine Grössenordnung beträgt. Auch in diesem Fall ist Diffusion der massgebende Transportprozess.

Entwicklung der hydraulischen Eigenschaften des Wirtgesteins

Alle Beobachtungen im Opalinuston in Bohrungen und Tunneln belegen, dass eine signifkante Erhöhung der hydraulischen Durchlässigkeit einzelner Störungen erst dann auftritt, wenn die Überlagerung weniger als 200 m beträgt. Eine drastische Durchlässigkeitserhöhung des Gesamtgesteins findet erst in den obersten wenigen Dekametern statt. Da die Felsüberdeckung des Tiefenlagers (Referenztiefe 650 m) nach einer Million Jahre noch mindestens 450 m beträgt, bleibt die Durchlässigkeit des umgebenden Wirtgesteins praktisch unverändert.

Entwicklung der geochemischen Bedingungen

Die geochemischen Bedingungen im Wirtgestein sind ausserordentlich stabil (s.oben). Die einzige zu erwartende nennenswerte Veränderung nach einer Million Jahre ist eine geringfügige Erniedrigung der Salinität.

10.7 Geologischer Datensatz für den Nachweis der bautechnischen Machbarkeit

10.7.1 Felsmechanische Eigenschaften des Wirtgesteins

Die felsmechanischen Eigenschaften des Opalinustons werden weitgehend durch dessen Mikrostruktur bestimmt. Von grosser Bedeutung ist der Kompaktionsgrad und damit der Wassergehalt des Tonsteins. Makroskopisch äussert sich dieser Zusammenhang u.a. durch die starke Abhängigkeit der Festigkeit vom Wassergehalt. Während das Deformationsverhalten bei hohem Wassergehalt eher plastisch ist, führen geringe Wassergehalte, aber auch Austrocknung (gegebenenfalls durch die Auswirkung von Kapillarspannungen) zu einer wesentlichen Erhöhung der Festigkeit. Aus dieser Perspektive ist die teilweise Austrocknung des Gesteins im Stollennahfeld während der Betriebsphase ein erwünschter Effekt, der zur Stabilisierung des Bauwerks während der Bau- und Betriebsphase beiträgt. Die nach Verschluss des Lagers erfolgende Wiederaufsättigung führt zu zeitabhängigen Deformationen und wahrscheinlich zur Selbstabdichtung des durch die Untertagebauten aufgelockerten Gebirges.

10.7.2 Bautechnische Aspekte

Erfahrungen über mehr als hundert Jahre mit Untertagebauten im Opalinuston zeigen, dass die Tunnel im Opalinuston im Faltenjura meist problemlos realisiert werden konnten, auch bei Überlagerungen bis zu 800 m und trotz zahlreicher Störungen im Gebirge. Beim Vergleich mit anderen Tunnelbauwerken müssen die unterschiedliche Ausrichtung der Gesteinsanisotropie zur Stollenachse, der Wassergehalt und die lokale Gebirgspannung berücksichtigt werden. Unter

Berücksichtigung dieser Abhängigkeiten sind die Resultate aus anderen Stollen (z.B. Mont Terri) auf den Opalinuston des Zürcher Weinlands übertragbar. Die numerischen Modellierungen, in welchen die felsmechanischen Kennwerte und die Spannungsverhältnisse der Bohrung Benken berücksichtigt sind, zeigen, dass für die verschiedenen Hohlräume eines geologischen Tiefenlagers die Standsicherheit gegeben ist (Nagra 2002a). Die erwartete instantane vertikale Konvergenz liegt im Bereich von 1 bis 2.4 %. Die Stollen und Tunnel des Tiefenlagers müssen gegen Niederbrüche aus der Firste gesichert werden. Bei den BE/HAA-Lagerstollen werden Felsanker und Netze als genügend angesehen, bei den grösseren Bauwerken sind Betonauskleidungen vorgesehen (Nagra 2002a). Die Achsen kritischer Bauwerke, insbesondere die Lagerstollen und -tunnel, sollten parallel zur grössten horizontalen Hauptspannung orientiert werden, um den Einfluss des Spannungsfelds, resp. die Grösse der Auflockerungszone zu minimieren.

Die geotechnischen Eigenschaften der Schichten über dem Wirtgestein, welche mit dem Zugangstunnel und dem Schacht durchfahren werden, wurden aus existierenden Datenbanken abgeleitet.

10.8 Bewertung des Kenntnisstands

10.8.1 Allgemeine Bewertung

Die Kenntnis der geologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet ist aufgrund der hohen Qualität der 2D- und 3D-Seismik, der generellen Homogenität des Wirtgesteins ohne grössere laterale Veränderung der Gesteinszusammensetzung (Fazies), der gekernten und intensiv betesteten Sondierbohrung Benken sowie der langjährigen Beobachtungsprogramme (Mikroerdbeben-Messnetz, geodätisches Präzisionsnivellement) sehr gut. Die laterale Ausdehnung und die Mächtigkeit des Wirtgesteins sowie die Abwesenheit von grösseren Störungen im zentralen Teil des Gebiets sind gut belegt. Der Kenntnisstand über die Eigenschaften des Wirtgesteins hinsichtlich Stofftransport und bautechnischer Eignung ist durch zusätzliche Untersuchungen in weiteren Sondierbohrungen der Nordschweiz sowie im Felslabor Mont Terri relativ breit abgestützt. Im Vergleich mit anderen Tongesteinen liegen die eruierten Parameterwerte allgemein im erwarteten Bereich. Die erarbeiteten Kenntnisse über die mögliche Langzeitentwicklung der tektonischen, hydrogeologischen und geochemischen Verhältnisse bilden zudem eine tragfähige Basis für die Beurteilung der Langzeitschutz- und Barrierenfunktion der Geosphäre.

10.8.2 Identifizierte Ungewissheiten

Um bestehenden Ungewissheiten Rechnung zu tragen, wurden für nahezu alle behandelten Aspekte neben Referenzparametern auch Bandbreiten oder pessimistische alternative Werte und in einigen Fällen auch alternative konzeptuelle Modelle angeführt. Keine der identifizierten Ungewissheiten stellt die Machbarkeit eines den Anforderungen genügenden Tiefenlagers im Opalinuston des Zürcher Weinlands in Frage. Es kann davon ausgegangen werden, dass die Ungewissheiten mit zukünftigen Untersuchungen − einige Feld- und Laborexperimente sind bereits im Gang (s. unten) − weiter reduziert werden können. Die nachfolgend aufgeführten Aktivitäten sind beispielhaft und nicht abschliessend. Unter Berücksichtigung der Ergebnisse der Begutachtung durch die Behörden wird die Nagra Vorschläge für weitere spezifische Untersuchungen ausarbeiten.

Standorterkundung

Das zur Aufnahme eines Lagers grundsätzlich zur Verfügung stehende Gebiet von 35 km^2 wurde zur Berücksichtigung noch bestehender Ungewissheiten auf eine Grösse von rund 8 km^2 reduziert (Kap. 10.5). Bei Bedarf können jedoch die Ungewissheiten (z.B. bezüglich bautechnischer Verhältnisse in grösserer Tiefe) durch gezielte Abklärungen weitgehend beseitigt werden.

Zusätzliche Untersuchungen können auch Ungewissheiten bezüglich der Magnitude der In-situ-Spannungen beseitigen, und eine um mehrere Jahre verlängerte GPS-Messkampagne kann erstmals quantifizierbare Daten bezüglich der horizontalen Krustenbewegung in der Nordschweiz liefern.

Stofftransporteigenschaften und -prozesse

Ein vertieftes Verständnis der Diffusionsprozesse kann zu einer Einengung des Spektrums der Diffusionsparameter, insbesondere bei Kationen führen. Entsprechende Laborversuche und Experimente im Felslabor Mont Terri und Laborversuche an Bohrkernen sind im Gang.

Selbstabdichtungsvermögen

Das Verständnis des Selbstabdichtungsvermögens von Tonsteinen wird von allen Organisationen, welche sich mit der geologischen Tiefenlagerung in tonigen Gesteinen beschäftigen, als wichtig betrachtet. Es ist auch anerkannt, dass in dieser Hinsicht das Verständnis noch vertieft werden kann. Der sogenannte *Clay Club* der NEA/OECD hat dazu beim *British Geological Survey* einen *State-of-the-Art-Report* in Auftrag gegeben, der Ende 2003 publiziert werden soll. Es ist damit zu rechnen, dass dieser Bericht Empfehlungen für gezielte Labor- und Feldexperimente enthält, die später in nationalen und internationalen Projekten durchgeführt werden. Ein erster grossangelegter Versuch findet zur Zeit im Rahmen des durch die EU und das BBW mitfinanzierte Projekt SELFRAC im Felslabor Mont Terri statt, wo das Selbstabdichtungsvermögen der Auflockerungszone unter Simulation eines Gegendrucks, wie er durch quellenden Bentonit verursacht wird, untersucht wird.

Geochemische Bedingungen

Einzelne Parameter wie Redoxpotenzial oder pH/pCO_2 sind zur Zeit noch mit relativ grossen Bandbreiten versehen. Gegenwärtig werden im Felslabor Mont Terri Experimente durchgeführt, in welchen das Verständnis durch Anwendung besserer Methoden (Bohrung mit Stickstoff zur Verhinderung von Oxidationseffekten, Verwendung von stahlfreien Messeinrichtungen, pCO_2-Bestimmung an Bohrkernen) vertieft wird.

Gasfreisetzung

Der Kenntnisstand bezüglich Gasfreisetzung beruht auf Labor- und Feldexperimenten sowie Erfahrungen der Kohlenwasserstoffindustrie auf dem Gebiet der Gaslagerstätten, bzw. unterirdischer Gasspeicher. Weitere Laborversuche sowie komplexere Feldexperimente können das Verständnis der Prozesse vertiefen und die zur Zeit noch beschränkte Datenbasis erweitern. Eng damit verbunden ist auch das verbesserte Verständnis des Selbstabdichtungsvermögens, welches nach einer allfälligen Gasfreisetzung durch mikroskopische Rissbildung zum Tragen kommt.

Bautechnische Eigenschaften, Felsmechanik

Der felsmechanische Datensatz ist auf eine Referenztiefe von 600 ± 50 m bezogen. Falls die Anordnung der Lagerstollen auch für einen wesentlich grösseren Tiefenbereich in Betracht gezogen werden soll, müssten weitere Untersuchungen durchgeführt werden. Heute liegen noch keine direkten bautechnischen Erfahrungen von Tunnelbauten in grosser Tiefe in flachliegendem Opalinuston vor. Hier werden in den nächsten Jahren die Erfahrungen aus dem französischen Felslabor, welches an einem potenziellen Standort in flachliegenden Tonsteinen gebaut wird, wertvolle Informationen liefern.

10.9 Abschliessende Bewertung

In einem breit angelegten, auf den Grundanforderungen an ein geologisches Tiefenlager beruhenden Evaluations- und Einengungsverfahren wurde der Opalinuston als prioritäre Sediment-Wirtgesteinsoption und das Zürcher Weinland als Gebiet erster Priorität für die standortbezogene Erkundung hinsichtlich der Realisierung eines BE/HAA/LMA-Tiefenlagers bestimmt. Auf der Basis eines mehrjährigen umfassenden geowissenschaftlichen Untersuchungsprogramms wurden die aus gesamtschweizerischer Sicht günstigen Verhältnisse an einem konkreten Standort (vgl. Definition Standortnachweis in HSK 1999) nachgewiesen. Die Auswirkung verbleibender Ungewissheiten, welche in Form von Bandbreiten von Parameterwerten oder pessimistischen alternativen Werten und alternativen konzeptuellen Modellen dargestellt sind, werden im Rahmen der Sicherheitsanalyse bewertet.

In ihrer Gesamtheit erfüllt die geologische Situation des Untersuchungsgebiets, einschliesslich der Wirtgesteinseigenschaften, die Anforderungen an ein mögliches Standortgebiet. Es gibt keine geowissenschaftlichen Erkenntnisse, welche die Realisierung und Sicherheit eines geologischen Tiefenlagers im Zürcher Weinland grundsätzlich in Frage stellen.

Literaturverzeichnis

Adler, M. (2001): Interaction of claystone and hyperalkaline solutions at 30 ºC: a combined experimental and modeling study. Ph. D. Thesis Univ. Bern.

Adler, M., Mäder, U.K. & Waber, H.N. (1999): High-pH alteration of argillaceous rocks: an experimental study. Swiss Bull. Mineral. Petrol. 79, 445-454.

Adler, M., Mäder, U.K. & Waber, H.N. (2001): Core infiltration experiment investigating high-pH alteration of low-permeability argillaceous rock at 30 ºC. *In:* Cidu, R. (Ed.): Proceedings WRI-10 (10th International Symp. Water Rock Interaction, Villasimius, Italy). Balkema, p. 1299-1302.

Ahnert, F. (1999): Einführung in die Geomorphologie. Verlag Eugen Ulmer Stuttgart.

Aigner, Th. & Bachmann, G.H. (1989): Dynamic stratigraphy of an evaporite-to-redbed sequence, Gipskeuper (Triassic) southwest German Basin. Sedim. Geol. 62, 5-26.

Aigner, Th. (1984): Dynamic stratigraphy of epicontinental carbonates, Upper Muschelkalk (M. Triassic), South-German Basin. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 169/2, 127-159.

Albert, W. (1999): Sondierbohrung Benken, Bohrlochgeophysikalische Messungen Teil 1: Rohdaten. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Albert, W. (2000): Sondierbohrung Benken: Auswertung von Bohrlochrandausbrüchen und induzierten Rissen. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Albert, W. (2001): Sondierbohrung Benken, Mineralogische Berechnungen. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Albert, W. & Bläsi, H.R. (2001): Stratigraphie Nordostschweiz. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Albert, W., Blümling, P., Heinemann-Glutsch, B., Rummel, F., Rybach, L., Schärli, U. & Weber, U. (2000): Sondier-bohrung Benken: Bestimmung geothermischer Parameter. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Alexander, W.R. (1995): Natural cements: How can they help us safely dispose of radioactive waste? Radwaste Magazine 2/5, 61-69.

Alexander, W.R. (Ed.) (1992): A natural analogue study of cement-buffered, hyperalkaline groundwaters and their interaction with sedimentary host rock, Phase I: definition of source terms. Nagra Tech. Rep. NTB 91-10.

Allen, P. (1997): Earth Surface Processes. Blackwell Science, London.

Allen, P.A. & Allen, J.R. (1990): Basin Analysis. Blackwell Science, London.

Allia, V. (1996): Sedimentologie und Ablagerungsgeschichte des Opalinustons in der Nordschweiz. Diss. Univ. Basel.

American Society of Agronomy (1990): A. Klute (Ed.): Methods of Soil Analysis, Part 1, 2nd Ed., Madison, Wisconsin.

Ammann, M., Birkhäuser, P., Bläsi, H.R., Lavanchy, J.-M., Löw, S., Meier, B. & Müller, W.H. (1993): Untere Süss-wassermolasse im Erdsondenfeld Burgdorf. Nagra Tech. Ber. NTB 92-03.

Amstad, Ch. & Kovari, K. (2001): Untertagbau in quellfähigem Fels. Inst. Geotechnik IGT, ETH Zürich.

Andra (2001): Référentiel géologique du site de Meuse / Haute-Marne. Rapp. A RP ADS 99-005 de l'Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs, Châtenay-Malabry, France.

Andrews, J.N., Davis, S.N., Fabryka-Martin, J., Fontes, J.-CH., Lehmann, B.E., Loosli, H.H., Michelot, J.-L., Moser, H., Smith, B. & Wolf, M. (1989): The in-situ production of radioisotopes in rock matrices with particular reference to the Stripa granite. Geochim. Cosmochim. Acta 53, 1803-1815.

Aoki, K. (2002): Recent Activities at Underground Research Laboratories in Japan. Proc. Internat. Symp. NUCEF 2001, Japan Atomic Energy Research Institute, JAERI-Conf 2002-04, p. 361-362.

Arcos, D., Bruno, J., Peña, J., Turrero, M.J. & Fernández, A.M. (2001): 1D reactive transport model for the Opalinus Clay at Mont Terri underground laboratory. *In:* Cidu, R. (Ed.): Water-Rock Interaction: Proc. 10th Internat. Symp. on Water-Rock Interaction – WRI-10, Villasimius, Italy, Balkema, Lisse, The Netherlands, p. 1303-1306.

Aristorenas, G. (1992): Time Dependant Behavior of Tunnels Excavated in Shale. Ph. D. Thesis Massachusetts Inst. Techn.

Athy, L.F. (1930): Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 14, 1-24.

Atkins, P.W. (1990): Physical chemistry. 4th ed., Oxford Univ. Press.

Atkinson, C. & Cook, J.M. (1993): Effect of loading rate on crack propagation under compressive stress in saturated porous material. J. Geophys. Res. 98.

Azizi, F. (2000): Applied Analyses in Geotechnics. Spon Press, London.

Bachmann, G.H. & Müller, M. (1991): The Molasse basin, Germany: evolution of a classic petroliferous foreland basin. *In:* Spencer, A.M. (Ed.): Generation, Accumulation, and Production of Europe's Hydrocarbons. Spec. Publ. Europ. Assoc. Petroleum Geoscient. 1, 263-276.

Bachmann, G.H., Müller, M. & Weggen, K. (1987): Evolution of the Molasse Basin (Germany, Switzerland). Tectonophysics 137, 77-92.

Bachmann-Vögelin, F. (1966): Fossile Strukturböden und Eiskeile auf jungpleistozänen Schotterflächen im nordostschweizerischen Mittelland. Kunz-Druck AG, Pfäffikon ZH.

Bäckblom, G. & Munier, R. (2002): Effects of earthquakes on the deep repository for spent fuel in Sweden based on case studies and preliminary model results. SKB Tech. Rep. TR-01-24, SKB, Stockholm.

Bailey, S.W. (1984): Structures of layer silicates. *In:* Brindley, G. W. & Brown, G. (Eds.): Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Min. Soc. Monograph 5, 1-124.

Balderer, W. (1990): Hydrogeologische Charakterisierung der Grundwasservorkommen innerhalb der Molasse der Nordostschweiz aufgrund von hydrochemischen und Isotopenuntersuchungen. Steir. Beitr. z. Hydrogeol. 41, 35-104.

Balderer, W. & Lehmann, B.E. (1991): ^{3}He and ^{4}He. *In:* Pearson, F.J. et al. (Eds.): Applied Isotope Hydrogeology – A Case Study in Northern Switzerland (p. 276-287). Studies in Environmental Science 43, Elsevier, Amsterdam (Nagra Tech. Rep. NTB 88-01).

Balderer, W., Pearson, F.J., Rauert, W. & Stichler, W. (1991a): Isotopic Composition of Groundwater. *In:* Pearson, F.J. et al. (Eds.): Applied Isotope Hydrogeology – A Case Study in Northern Switzerland. Studies in Environmental Science 43, Elsevier, Amsterdam, 90-115 (Nagra Tech. Rep. NTB 88-01).

Balderer, W., Pearson, F.J. & Soreau, S. (1991b): Sulphur and Oxygen Isotopes in Sulphate and Sulphide. *In:* Pearson, F.J. et al. (Eds.): Applied Isotope Hydrogeology – A Case Study in Northern Switzerland. Studies in Environmental Science 43, Elsevier, Amsterdam, 297-322 (Nagra Tech. Rep. NTB 88-01).

Bandis, S.C., Lumsden, A.C. & Barton, N.R. (1983): Fundamentals of rock joint deformation. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. Vol. 20, No. 6.

Bardot, F., Saada, A., Gaboriau, H. & Villiéras, F. (2001): Sondierbohrung Benken: Textural characterization of Opalinus Clay – Use of nitrogen and water adsorption and desorption isotherms. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Barrett, E.P., Joyner, L.G. & Hallenda, P.P. (1951): The determination of pore volume and area distributions in porous substances. I. Computation from nitrogen isotherms. J. Amer. Chem. Soc. 76, 373-380.

Bateman, K., Coombs, P., Noy, D.J., Pearce, J.M. & Wetton, P. (1995): Nagra/Nirex/SKB column experiments I: results of experiments and modelling. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Bateman, K., Coombs, P., Pearce, J.M., Noy, D.J., Rochelle, C.A. & Wetton, P.D. (1999): Column experiments phase II. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Bath, A.H., Christofi, N., Neal, C., Philip, J.C., Cave, M., McKinley, I.G. & Berner, U. (1987): Trace element and microbial studies of alkaline groundwaters in Oman, Arabian Gulf – a natural analogue for cement pore-waters. Nagra Tech. Rep. NTB 87-16.

Bauer, A., Velde, B. & Berger, G. (1998): Kaolinite transformation in high molar KOH solutions. Applied Geochemistry 13, 619-629.

Bausch, W. & Schober, T. (1997): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 25'000 und Erläuterungen zum Blatt 8316/8416 Klettgau/Hohentengen am Hochrhein. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, Freiburg i. Br.

Bayer, U., Altheimer, E. & Deutschle, W. (1985): Environmental evolution in shallow epicontinental seas: Sedimentary cycles and bed formation. *In:* Bayer U. & Seilacher, A. (Eds.): Sedimentary and evolutionary cycles. Lecture notes in earth sciences 1, p. 347-381. Springer.

Bear, J. (1972): Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier Pub., New York.

Bear, J., Tsang, C.F. & de Marsily, G. (1993): Flow and contaminant transport in fractured rock. Academic Press San Diego.

Beaucaire, C., Pitsch, H., Toulhoat, P., Motellier, S. & Louvat, D. (2000): Regional fluid characterisation and modelling of water-rock equilibria in the Boom Clay Formation and in the Rupelian aquifer at Mol, Belgium. Appl. Geochem. 15, 667-686.

Beaucaire, C., Bruno, G. & de Windt, L. (2001): Investigations Hydro-Chimiques. Chap. IV *in:* Carbrera Nunez, J., Beaucaire, C. Bruno, G., de Windt, L., Genty, A., Ramambaso, N., Rejeb, A., Savoye, S. & Volant, Ph.: Projet Tournemire, Synthèse Des Programmes De Recherche 1995-1999. Paris, IPSN Rap. DPRE/SERGD 01-19, 115-168.

Beck, A. & Golta, A. (1972): Tunnelsanierungen der Schweizerischen Bundesbahnen. Schweiz. Bauzeitung 90, 36.

Becker, A. (2000): Der Faltenjura: Geologischer Rahmen, Bau und Entwicklung seit dem Miozän. Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. 82, 317-336.

Becker, A. & Werner, D. (1995): Bestimmung der Gebirgsspannung mit der Bohrlochschlitz-Sonde. Felsbau 13, 134-138.

Becker, A., Blümling, P. & Müller, W.H. (1984): Rezentes Spannungsfeld in der zentralen Nordschweiz. Nagra Techn. Ber. NTB 84-37.

Becker, F., Lutz, M., Hoppe, A. & Etzold, A. (1997): Der Untere Muschelkalk am Südostrand des Schwarzwalds. Lithostratigraphie und Gammastrahl-Log-Korrelation. Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. N.F. 79, 91-109.

Bellwald, Ph. (1990): A Contribution to the Design of Tunnels in Argillaceous Rock. Ph. D. Thesis Massachusetts Inst. Techn.

Belmouhoub, R. (1998): P3BAS: Package pour la simulation tridimensionelle de la formation et de l'évolution d'un bassin sédimentaire. Rap. Techn. LHM/RD/98/48 Ecole Nat. Sup. des Mines de Paris, Fontainebleau, France.

Benvegnú, F., Brondi, A. & Polizzano, C. (1988): Natural analogues and evidence of long-term isolation capacity of clays occurring in Italy: contribution to the demonstration of geological disposal reliability of long-lived wastes in clay. CEC Nuclear Science and Technology Report, EUR 11896, CEC, Luxembourg.

Berest, P. (1989): Accidents of underground oil and gas storages – Case histories and prevention. In: Nilsen, B. & Olsen, J. (Eds.): Storage of Gases in Rock Caverns, Balkema, Rotterdam.

Berger, J.-P. (1996): Cartes paléogéografiques-palinspastiques du bassin molassique suisse (Oligocène inférieur – Miocène moyen). N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 202, 1-44.

Berner, U. (1990). A thermodynamic description of the evolution of porewater chemistry and Uranium speciation during the degradation of cement. Nagra Tech. Rep. NTB 90-12.

Bertleff, B. W. (1986): Das Strömungssystem der Grundwässer im Malm-Karst des West-Teils des süddeutschen Molassebeckens. Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, Heft 12, 1-271, Freiburg i. Br.

Bertleff, B., Hammer, W., Joachim, H., Koziorowski, G., Stober, I., Strayle, G., Villinger, E. & Werner, J. (1987): Hydrogeothermiebohrungen in Baden-Württemberg. Eine Übersicht. Z. dt. geol. Ges. 138, 411-423.

Bertleff, B., Joachim, H., Koziorowski, G., Leiber, J., Ohmert, W., Prestel, R., Stober, I., Strayle, G., Villinger, E. & Werner, J. (1988): Ergebnisse der Hydrogeothermiebohrungen in Baden-Württemberg. Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg 30, 27-116.

Bethke, C.M. (1985): A numerical model of compaction-driven groundwater flow an heat transfer and its application to the paleohydrology of intracratonic sedimentary basins. J. Geophys. Res. 80.

Biehler, D. & Schneemann, K.-U. (1999): Hydrochemische Charakterisierung von Tiefengrundwässern aus Aquiferen des Muschelkalk, Keuper, Lias und Dogger im Bereich des südwestdeutschen Molassebeckens. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Biehler, D., Schmassmann, H., Schneemann, K. & Sillanpää, J. (1993): Hydrochemische Synthese Nordschweiz: Dogger-, Lias-, Keuper- und Muschelkalk-Aquifere. Nagra Tech. Ber. NTB 92-08.

Biot, M.A. (1941): General theory of three-dimensional consolidation. J. Appl. Phys. 12, 155-164.

Bird, M.J., Cook W.G., Darling W.G., Kinniburgh D.G. McKittrick R.P., Perkins M.A. & Robins N.S. (1989): An Investigation into the Occurrence of Acid Groundwater beneath City Road, London. British Geol. Surv. Tech. Rep. Hydrol. Ser. Rep. WD/89/34C, Keyworth, Nottinghamshire.

Birkhäuser, Ph., Roth, Ph., Meier, B. & Naef, H. (2001): 3D-Seismik: Räumliche Erkundung der mesozoischen Sedimentschichten im Zürcher Weinland. Nagra Tech. Ber. NTB 00-03.

Bitterli, Th. (1992): Die Anwendung der tektonischen Materialbilanz im östlichen Faltenjura. Diss. Univ. Basel.

Blanc, Ph., Gaucher, E., Sanjuan, B., Crouzet, C. & Griffault, L. (2001): Testing a clay/porewater interaction model through a laboratory experiment. *In:* Cidu, R. (Ed.): Water-Rock Interaction: Proc. 10th Internat. Symp. on Water-Rock Interaction - WRI-10, Villasimius, Italy, Balkema, Lisse, The Netherlands, p. 243-246.

Blaser, P., Gubler, T., Küpfer, T., Marschall, P., Matter, A., Matyas, J., Meier, B.P., Müller W.H., Schlanke, S., Schlunegger, F., Sieber, N. & Wyss, E. (1994): Geothermiebohrung Bassersdorf – Charakterisierung der Oberen Meeresmolasse und der Unteren Süsswassermolasse. Nagra Tech. Ber. NTB 94-01.

Bläsi, H.R. (1987): Lithostratigraphie und Korrelation der Doggersedimente in den Bohrungen Weiach, Riniken und Schafisheim. Eclogae geol. Helv. 80/2, 415-430.

Bläsi, H.R. (1995): Fazies, Diagenese und wasserführende Systeme in den kalkigen und sandigen Sedimentkörpern von Schilfsandstein bis Dogger β. Teil 1: Fazies und Stratigraphie. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Bläsi, H.R. (2002): Opalinuston - Zementation und Gefüge. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Bläsi, H.R., Kleboth, P. & Liniger, M. (1999): Sondierbohrung Benken: Bohrstellengeologie (Stratigraphie, Strukturgeologie, Laboranalysen). Unpubl. Nagra Int. Ber.

Bläsi, H.R., Peters, T. & Mazurek, M. (1991): Der Opalinus-Ton des Mt. Terri (Kanton Jura): Lithologie, Mineralogie und physiko-chemische Parameter. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Bläsi, H.R., Hartmann, B., Ramseyer, K., Juhasz, A., Haas, H., Burns, S. & Matter, A. (1996): Fazies, Diagenese und wasserführende Systeme in den kalkigen und sandigen Sedimentkörpern von Schilfsandstein bis Dogger β. Teil 2: Diagenese. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Bläsi, H.R., Ramseyer, K., Haas, H. & Matter, A. (2002): Die Paläofluid-Entwicklung in mesozoischen Formationen der Bohrungen Benken, Weiach und Siblingen aufgrund von Porenraum-, Ader- und Drusen-Mineralien mit einem Vergleich zu den Daten von Berlingen, Kreuzlingen, Herdern und Meersburg. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Bläsi, H.R., Ramseyer, K., Haas, H., Juhasz, K., Häuselmann, Ph. & Matter, A. (1999): Untersuchung der Mineralneubildungen in Poren, Adern und Klüften zur Rekonstruktion der Paläofluid-Entwicklung in der OPA-X Serie der Nordschweiz. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Blüm, W. (1989): Faziesanalyse im Rotliegenden des Nordschweizer Permokarbon-Trogs (Hochrhein-Region zwischen Basel und Laufenburg). Eclogae geol. Helv. 82/2, 455-489.

Blümling, P. (1986): In situ-Spannungsmessungen in Tiefbohrungen mit Hilfe von Bohrlochrandausbrüchen und die Spannungsverteilung in der Kruste Mitteleuropas und Australiens. Diss. Univ. Karlsruhe.

Blümling, P. & Müller, W.H. (2002): Zusammenstellung baugeologischer Daten für die Konzeptstudie "Anlagen und Betrieb" des Projekts "Tiefenlager für hoch- und mittelaktive Abfälle im Opalinuston". Unpubl. Nagra Int. Ber.

Blümling, P., Hoteit, N. & Meier, P.M. (2001): Self-healing: Experiments at the Mont Terri Underground Laboratory. Self-healing Topical Session Proc., 11th Clay Club Meeting, Nancy, OECD/NEA, Paris.

Bock, H. (2000): RA Experiment Rock Mechanics Analyses and Synthesis: Data Report on Rock Mechanics. Mont Terri Tech. Rep. TR 2000-02.

Bock, H. (2001): RA Experiment Rock Mechanics Analyses and Synthesis: Conceptual Model of the Opalinus Clay. Mont Terri Tech. Rep. TR 2001-03.

Bockhaus, G. (1983): Deformationsgesetze. Akademie Verlag, Berlin.

Boek, E. S., Coveney, P.V. & Skipper, N.T. (1995): Monte Carlo molecular modeling studies of hydrated Li-, Na-, and K-smectites – Understanding the role of potassium as a clay swelling inhibitor. J. Am. Chem. Soc. 117/50, 12608-12617.

Boisson, J.Y. (1995): Etude de l'écoulement dans un massif argileux – Laboratoire souterrain de Tournemire. Rap. d'avancement 95/15, IPSN.

Boisson, J.Y. (2002): Indurated clays – The Toarcian and Domerian clay formations at Tournemire. In: Characterization and representation of the Excavation disturbed or damaged zone (EDZ) – Lessons learnt from a SEDE Topical Session, Paris, 24th September 1998. Rep. OECD/NEA, Paris.

Boisson, J.Y., Cabrera, J. & De Windt, L. (1998): Etude des écoulements dans un massif argileux, laboratoire souterrain de Tournemire: Rapport final. EUR 18338 FR. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg. (pp. 295).

Boisson, J. Y., Bertrand, L., Heitz, J. F. & Moreau-Le Golvan, Y. (2001): In situ and laboratory investigations of fluid flow through an argillaceous formation at different scales of space and time, Tournemire tunnel, southern France. Hydrogeol. J. 9, 108-123.

Bolliger, Th. (1992): Kleinsäugerstratigraphie in der lithologischen Abfolge der miozänen Hörnlischüttung (Ostschweiz) von MN3 bis MN7. Eclogae geol. Helv. 85/3, 961-1000.

Bolliger, Th. (1998): Age and geographic distribution of the youngest Upper Freshwater Molasse (OSM) of eastern Switzerland. Eclogae geol. Helv. 91, 321-332.

Bolliger, Th., Fejfar, O., Graf, H. & Kälin, D.W. (1996): Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäugern aus den Höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). Eclogae geol. Helv. 89/3, 1043-1048.

Bolliger, Th., Hrsg. (1999): Geologie des Kantons Zürich. Ott Verlag, Thun.

Bonin, B. (1998): Deep geological disposal in argillaceous formations: studies at the Tournemire site. J. of Contaminant Hydrol. 35, 315-330.

Bossart, P., Meier, P.M., Moeri, A., Trick, T. & Mayor, J.-C. (2002): Geological and hydraulic characteristation of the excavation disturbed zone in the Opalinus Clay of the Mont Terri Rock Laboratory, Engin. Geol. 2040.

Bouchet, A., Sammartino, S. & Rassineux, F. (2000): Mineralogical study of four samples of shales from Benken (Switzerland). Unpubl. ERM Rep. (ERM 00 061 AB-101).

Boulton, G.S., Kautsky, U., Morén, L. & Wallroth, T. (2001): Impact of long-term climate change on a deep geological repository for spent nuclear fuel. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management, SKB Tech. Rep. TR-99-05. SKB, Stockholm.

Bourke, P.J., Jefferies, N.L., Lever, D.A. & Lineham, T.R. (1993): Mass transfer mechanisms in compacted clays. *In:* Manning, D.A.C. Hall, P.L. & Hughes, C.R. (Eds.): Geochemistry of clay-pore fluid interactions. Chap. 13, pp. 331-350. Chapman & Hall.

Bradbury, M.H. & Baeyens, B. (1997): Far-Field Sorption Data Bases for Performance Assessment of a L/ILW Repository in a Disturbed/Altered Palfris Marl Host Rock. Nagra Tech. Rep. NTB 96-06.

Bradbury, M.H. & Baeyens, B. (1997/98): Derivation of In Situ Opalinus Clay Porewater Compositions from Experimental and Geochemical Modelling Studies with Corrigendum. Nagra Techn. Rep. NTB 97-07.

Bradbury, M.H. & Baeyens, B. (2001): Far-field sorption data bases for performance assessment of a high-level waste repository in a disturbed / altered Opalinus host rock. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Brandenberger, E. (1925): Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse des östlichen Aargaus. Eclogae geol. Helv. 19/3, 618-625.

Braun, E. von (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Zurzach und Eglisau. Eclogae geol. Helv. 46/2, 143-170.

Bray, H.J., Redfern, S.A.T. & Clark, S.M. (1998): The kinetics of dehydration in Ca-montmorillonite; an in situ X-ray diffraction study. Mineralogical Magazine. 62/5, 647-656.

Brenner, K. (1979): Paläogeographische Raumbilder Südwestdeutschlands für die Ablagerungszeit von Kiesel- und Stubensandstein. Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N.F. 61, 331-335.

Bridel, L.G. & Beck, A. (1970): Zwei Tunnelsanierungen bei den SBB. ETR – Eisenbahn-techn. Rundsch. Heft 1/2 1970, SBB Bern & Zürich, Switzerland.

Brown, A.D. (1990): Microbial Water Stress Physiology. Principles and Perspectives. John Wiley & Sons, Chichester, UK.

Bruel, D. (2002): Modelling the history of drainage and compaction of Opalinus Clay. Nagra Unpubl. Int. Rep.

Brunauer, S., Emmett, P.H. & Teller, E. (1938): Adsorption of gases in multimolecular layers. J. Amer. Chem. Soc. 60, 309-319.

Büchi, U.P. & Hofmann, F. (1960): Die Sedimentationsverhältnisse zur Zeit der Muschelsandsteine und Grobkalke im Gebiet des Beckennordrands der Oberen Meeresmolasse zwischen Aarau und Schaffhausen. Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 27/72, 11-22.

Büchi, U.P. & Schlanke, S. (1977): Zur Paläogeographie der Schweizer Molasse. Erdöl-Erdgas-Z. 93, 57-69, Sonderausgabe.

Büchi, U.P., Lemcke, K., Wiener, G. & Zimdars, J. (1965): Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 32/82, 7-28.

Bühl, H. & Bollinger, N. (1999): Grundwasserbohrung Trasadingen. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 44, 51-64.

Bühler, C. (1999): Sondierbohrung Benken: Dilatometermessungen. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Burga, C.A. & Perret, R. (1998): Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter. Ott Verlag, Thun.

Bürgin, A. (2000): Studie Paläostressfeld Bohrung Benken. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Bürgisser, H.M. (1980): Zur mittelmiozänen Sedimentation im nordalpinen Molassebecken: Das 'Appenzellergranit'-Leitniveau des Hörnli-Schuttfächers (Obere Süsswassermolasse Nordschweiz). Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich 232.

Burkhalter, R.M. (1996): Die Passwang-Alloformation (unteres Aalénien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Jura. Eclogae geol. Helv. 89/3, 875-934.

Burkhalter, R.M., Bläsi, H.R. & Feist-Burkhardt, S. (1997): Der "Dogger β" (oberes Aalénien) in den Bohrungen Herdern-1, Berlingen-1 und Kreuzlingen-1 (Nordschweiz) und seine Beziehung zu den gleichaltrigen Schichten im Nordjura. Eclogae geol. Helv. 90, 269-291.

Buxtorf, A. (1907): Geologische Beschreibung des Weissenstein-Tunnels und seiner Umgebung. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) 21.

Buxtorf, A. (1916): Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges. Verh. Natf. Ges. Basel 27.

Cabrera, J., Beaucaire, C., Bruno, G., de Windt, L., Genty, A., Ramambasoa, N., Rejeb, A., Savoye, S. & Volant, P. (2001): Projet Tournemire: Synthèse des programmes de recherche 1995–1999. Rapport DPRE/SERGD 01-19, pp. 202, Institut de Protection et de Sûreté Nucléaire, Paris.

Cadisch, J. (1959): Geologische Ergebnisse der Mineralquellenbohrung Eglisau 2. Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 26/70, 5-8.

Caine, J.S. & Forster, C.B. (1999): Fault zone architecture and fluid flow: Insights from field data and numerical modeling. *In:* W.C. Haneberg, P.S. Mozley, J.C. Moore & L.B. Goodwin (Eds.): Faults and subsurface fluid flow in the shallow crust. Geophys. Monograph 113, AGU, 101-127.

Caine, J.S., Evans, J.P. & Forster, C.B. (1996): Fault zone architecture and permeability structure. Geology 24, 1025-1028.

Campanella, R.G. & Mitchell, J.K. (1968): Influence of Temperature on Soil Behavior. J. Soil Mech. & Foundation Division, ASCE, 94, SM3.

Carter, N.L., Anderson, D.A., Hansen F.D. & Kranz, R.L. (1981): Creep and Creep Rupture of Granitic Rocks. *In:* Carter, N.L., Friedman, M., Logan, J.M. & Stearns, D.W. (Eds): Mechanical Behavior of Crustal Rocks – The Handin Volume, Geophys. Monogr. 24, AGU, Washington D.C.

Cases, J. & François, M. (1982): Thermodynamic properties of water near interfaces of kaolinite, laponite and hectorite. [Etude des propriétés thermodynamiques de l'eau au voisinage des interfaces.] Agronomie 2/10, 931-938.

Cermak, V. & Rybach, L. (1982): Physical Properties of Rocks, Landolt-Börnstein, Neue Serie V/1a, Springer, Heidelberg, Berlin, New York.

Chapelle, F.H. (1993): Ground-water Microbiology and Geochemistry. John Wiley & Sons, New York, NY.

Chapman, R.E. (1983): Petroleum geology. Elsevier, Amsterdam.

Charlez, Ph. A. (1997): Rock Mechanics / Volume 2 – Petroleum Applications. Editions Technip, Paris.

Chermak, J.A. (1992): Low temperature experimental investigation of the effect of high pH NaOH solutions on the Opalinus shale, Switzerland. Clays and Clay Minerals 40, 650-658.

Chermak, J.A. (1993): Low temperature experimental investigation of the effect of high pH KOH solutions on the Opalinus Shale, Switzerland. Clays and Clay Minerals 41, 365-372.

Chermak, J.A. (1994): An experimental investigation of the effect of high pH solutions on the Opalinus and Palfris shales: application to radioactive waste disposal. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Cho, W.J., Oscarson, D.W. & Hahn, P.S. (1993): The measurement of apparent diffusion coefficients in compacted clays: an assessment of methods. Appl. Clay Sci. 8, 283-294.

Claret, F., Bauer, A., Schäfer, T., Griffault, L. & Lanson, B. (2002): Experimental investigation of the interaction of clays with high-pH solutions: a case study from the Callovo-Oxfordian formation, Meuse-Haute Marne underground laboratory (France). Clays and Clay Minerals 50, 633-646.

Clayton, C.J. & Hay, S.L. (1994): Gas migration mechanisms from accumulation to surface. Bull. Geol. Soc. Denmark 41, 12-23.

Colback, P.S. & Wiid, B.L. (1965): The influence of moisture content on the compressive strength of rocks. Proc. 3rd Rock Mech. Symp., Toronto.

Cosgrove, J. W. (2001): Hydraulic fracturing during the formation and deformation of a basin: A factor in the dewatering of low-permeability sediments. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 85, 737-748.

Coudrain-Ribstein, A., Gouze, Ph. & de Marsily, Gh. (1998): Temperature-carbon dioxide partial pressure trends in confined aquifers. Chem. Geol. 145, 73-89.

Couples, G.D. (1999): A Hydro-Geomechanical View of Seal Formation and Failure in Overpressured Basins. Oil & Gas Sciences and Technology – Rev. IFP, Vol. 54 (1999) No. 6, 785-795.

Cramer, J.J. & Smellie, J.A.T. (1994): Final report of the AECL/SKB Cigar Lake Analogue Study. AECL Report AECL-10851, AECL, Pinawa, Canada.

Crampton, S.L. & Allan, P.A. (1995): Recognition of Forebulge Unconformities Associated with Early Stage Foreland Basin Development: Example from the North Alpine Foreland Basin. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 79/10, 1495-1514.

Croisé, J., Gilby, D., Lavanchy, J.M. & Senger, R.K. (1999): Analysis of the BGP-4 GRI & GRIS Gas Threshold Pressure Tests Conducted at the Mont Terri Rock Laboratory. Unpubl. Mont Terri Tech. Note TN 98-25.

Croisé, J., Siegel, P. & Küpfer, T. (2002): Systemzustand und Ergebnisse der Langzeitbeobachtung Bohrung Benken bis Mitte 2002. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Daines, S.R. (1982): Aquathermal pressuring and geopressure evaluation. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 66, 931-939.

Daneshy, A. (2002): State-of-the-Art hydraulic fracturing in the oil and gas industry. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Davies, P. B. (1991): Evaluation of the role of threshold pressure in controlling flow of waste-generated gas into bedded salt at the Waste Isolation Pilot Plant (WIPP). Sandia Rep. SAND 90-3246.

De Cannière, P., Moors, H., Lolivier, P., Preter, P. & Put, M. (1996): Laboratory and in situ migration experiments in the Boom clay. Europ. Comm. Rep. EUR 16927.

De Marsily, G. (1986): Quantitative hydrogeology. Academic Press, New York.

De Putter, T. & Charlet, J.-M. (1994): Analogues naturelles en millieu argileux. Ondraf/Nirond – 94-13, Brussels, Belgium.

De Windt, L., Cabrera, J. & Boisson, J.-Y. (1998): Hydrochemistry of an indurated argillaceous formation (Tournemire site, France). *In:* Arehart, G.B. & Hulston, J.R., (Eds.): Water-Rock Interaction: Proc. 9th Internat. Symp. on Water-Rock Interaction – WRI-9, Taupo, New Zealand. Balkema, Rotterdam, 145-148.

De Windt, L. & van der Lee, J. (2001): Reactive transport modeling of pH controlling processes in cement/clay systems. *In:* Cidu, R. (Ed.): Proc. WRI-10 (10th Internat. Symp. on Water Rock Interaction, Villasimius, Italy), Balkema, 1315-1318.

Degueldre, C., Scholtis, A., Laube, A., Turrero, M.J., Pearson, F.J., Gautschi, A. & Thomas, B. (2002): Study of pore water chemistry through an argillaceous formation. A hydropaleochemical approach. Appl. Geochem. (in press).

Deichmann, N. & Renggli, K. (1984): Mikrobeben-Untersuchung Nordschweiz. Teil 2: Seismizität (Jan. 1983 – Sept. 1984). Nagra Tech. Ber. NTB 84-12.

Deichmann, N. (1987): Seismizität der Nordschweiz, 1983–1986. Nagra Tech. Ber. NTB 87-05.

Deichmann, N. (1990): Seismizität der Nordschweiz 1987–1989 und Auswertung der Erdbebenserien von Günsberg, Läufelfingen und Zeglingen. Nagra Tech. Ber. NTB 90-46.

Deichmann, N., Ballarin Dolfin, D. & Kastrup, U. (2000): Seismizität der Nord- und Zentralschweiz. Nagra Tech. Ber. NTB 00-05.

Delville, A. & Letellier, M. (1996): H-1 NMR study of the structure and dynamics of water confined between wetting solids. Magnetic Resonance Imaging 14/7-8, 975-977.

Denbigh, K. (1984): The principles of chemical equilibrium. Cambridge Univ. Press.

Desaulnier, D.E., Kaufmann, R.S., Cherry, J.A. & Bentley, H.W. (1986): ^{37}Cl / ^{35}Cl variations in a diffusion-controlled groundwater system. Geochim. Cosmochim. Acta 50, 1757-1764.

Detournay, E. & Cheng, A. H.-D. (1993): Fundamentals of poroelasticity. *In:* Hudson, J.A. (Ed.): Comprehensive Rock Engineering, Vol. 2, Pergamon Press.

Dewhurst, D.N., Yang Y. & Aplin A.C. (1999): Permeability and fluid flow in natural mudstones. *In:* Aplin et al. (Eds.): Muds and mudstones. Physical and fluid properties. Geol. Soc. Spec. Publ. 158.

Dick, K.A., Graf, H., Müller, B.U., Hartmann, P. & Schlüchter, Ch. (1996): Das Nordalpine Wasserschloss und seine eiszeitgeologische Umgebung. Eclogae geol. Helv. 89/1, 635-645.

Diebold, P. & Müller, W.H. (1985): Szenarien der geologischen Langzeitsicherheit: Risikoanalyse für ein Endlager für hochaktive Abfälle in der Nordschweiz. Nagra Tech. Ber. NTB 84-26.

Diebold, P. & Noack, T. (1997): Late Paleozoic troughs and tertiary structures in the eastern Folded Jura. *In:* Pfiffner, O.A. et al. (Eds.): Results of NRP 20, 59-63. Birkhäuser, Basel.

Diebold, P. (1988): Der Nordschweizer Permokarbon-Trog und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 133/1, 143-174.

Diebold, P., Naef, H. & Ammann, M. (1991): Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz. Interpretation aufgrund regionaler Seismik, Oberflächengeologie und Tiefbohrungen. Nagra Tech. Ber. NTB 90-04, und Landeshydrologie und -geologie, Bern, Geol. Ber. Nr. 14.

Diem, B. (1986): Die Untere Meeresmolasse zwischen der Saane (Westschweiz) und der Ammer (Oberbayern). Eclogae geol. Helv. 79/2, 493-559.

Dixon, D.A. (2000): Porewater Salinity and the development of swelling pressure in bentonite-based buffer and backfill materials, Posiva Tech. Rep. 2000-04, Posiva, Helsinki.

Dornstädter, J. (1987): Das Temperatur-Angleich-Verfahren (TAV). Diplomarbeit, Geophys. Inst. Univ. Karlsruhe.

Dowdin, G.C.H. & Rozen, A. (1978): Damage to rock tunnels from earthquake shaking. J. Geotech. Eng. Div., ASCE, 104GT2.

Downey, M.W. (1984): Evaluating seals for hydrocarbon accumulations. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 68, 1752-1763.

Dronkert, H., Bläsi, H.R. & Matter, A. (1990): Facies and origin of Triassic evaporites from the Nagra boreholes, Northern Switzerland. Nagra Tech. Rep. NTB 87-02.

Dury, O. Fischer, U. & Schulin, R. (1999): A comparison of relative nonwetting-phase permeability models. Water Resour. Res. 35/5, 1481-1493.

Dusseault, M.B. & Fordham, C.F. (1993): Time-dependent behaviour of rocks. In: Hudson, J.A. (Ed.): Comprehensive Rock Engineering, Vol. 3, Pergamon Press.

Eberhardt, E. (2001): Numerical modelling of three-dimension stress rotation ahead of an advancing tunnel face. Int. J. Rock. Mech. Min. Sci., Vol. 38.

Ehrminger, B., Johns, R.T. & Voborny, O. (1995): Hydrogeology of the Lägern-Weinland region of Northern Switzerland. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Einsele, G. & Hinderer, M. (1997): Terrestrial sediment yield and the lifetimes of reservoirs, lakes and larger basins. Geol. Rdsch. 86, 288-310.

Einstein, H., Bobet, A. & Aristorenas, G. (1995): Feasibility Study Opalinuston. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Eisbacher, G.H., Lüschen, E. & Wickert, F. (1989): Crustal-scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, central Europe. Tectonics 8, 1-21.

EKRA Expertengruppe Entsorgungskonzepte für radioaktive Abfälle (2000): Entsorgungskonzepte für radioaktive Abfälle: Schlussbericht. Departement für Umwelt, Verkehr Energie und Kommunikation, Bern.

Elie, M. & Landais, P. (2000): Facies and thermal reactivity of the organic matter from samples of Opalinus clay and Posidonia shale – Evaluation of paleotemperature by experimental maturation. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Elie, M., Faure, P., Michel, R., Landais, P. & Griffault, L. (2000): Natural and Laboratory Oxidation of Low-Organic-Cabon-Content Sediments: Comparison of Chemical Changes in Hydrocarbons. Energy & Fuels 14, 854-861.

Enachescu, C., Blümling, P., Castelao, A. & Steffen, P. (2002): Mont Terri / GP-A and GS Experiments – Synth. Rep. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Enachescu, C., Schmid, A. & Wozniewicz, J.V. (1999): DB Experiment: Deep Borehole Hydraulic Testing. Mont Terri Project, Tech. Note 98-62.

Etter, W. (1990): Paläontologische Untersuchung im unteren Opalinuston der Nordschweiz. Diss. Univ. Zürich.

Eugster, S. & Senger, R.K. (1994): Nachweisgrenze von Transmissivität eines transmissiven Elements (TE) an der ventilierten Stollenwand. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Eurotrack (2001): Fission-track analysis of apatite from Nagra drill-hole Benken, Switzerland. Unpubl. Nagra Int. Rep.

EWI (2000): Endlager HAA/LMA – Opalinuston, Konzeptstudie Anlagen und Betrieb – Felsmechanische Berechnungen und Dimensionierung der Ausbruchsicherung zum Nachweis der baulichen Machbarkeit. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Fairhurst, C. (1999): Rock mechanics and nuclear waste repositories. *In:* Saeb, S. & Francke, C. (Eds.): Proc. int. workshop on the Rock Mechanics of nuclear waste repositories, Vail, USA, June 1999.

Falck, W.E. & Bath, A.H. (1989): Vertical Changes in Chloride and Stable Isotope Compositions of Porewaters in Coastal London Clay: Numerical Modelling and Data Evaluation. NIREX Report NSS/R 174.

Falck, W.E., Bath, A.H. & Hooker, P.J. (1990): Long-term solute migration profiles in clay sequences. Z. dtsch. geol. Ges. 141, 415-426.

Faure, P., Landais, P. & Griffault, L. (1999): Behavior of organic matter from Callovian shales during low-temperature air oxidation. Fuel 78, 1515-1525.

Feeser, V. (1986): Geomechanical concept of the development of the fabric and stress history of glacially deformed clays (in German). Ph. D. Thesis, Techn. Univ. Braunschweig.

Fehlmann, H. & Rickenbach, H. (1962): Die eisenhaltigen Doggererze der Schweiz. Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 13/7.

Fernández, A.M., Turrero, M.J. & Rivas, P. (2001): Analysis of squeezed pore waters as a function of the applied pressure in Opalinus Clay (Switzerland). *In:* Cidu, R. (Ed.): Water-Rock Interaction: Proc. 10th Internat. Symp. Water-Rock Interaction – WRI-10, Villasimius, Italy, Balkema, Lisse, The Netherlands, 1323-1326.

Fertl, W.H, Chapman, R.E. & Hotz R.F. (1994): Studies in abnormal pressures. Developments in petroleum science. Elsevier, Amsterdam.

Finsterle, S. (1993): Inverse Modellierung zur Bestimmung hydrogeologischer Parameter eines Zweiphasensystems. Nagra Tech. Ber. NTB 93-20.

Freeze, R.A. & Cherry J.A. (1979): Groundwater. Prentice-Hall, NJ.

Freimoser, M. & Frank, S. (1993): Isohypsen der Felsoberfläche im nördlichen Teil des Kantons Zürich und angrenzenden Gebieten. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Freimoser, M. & Locher, Th. (1980): Gedanken zur pleistozänen Landschaftsgeschichte im nördlichen Teil des Kantons Zürich aufgrund hydrogeologischer Untersuchungen. Eclogae geol. Helv. 73/1, 251-270.

Fripiat, J., Cases, J., François, M. & Letellier, M. (1982): Thermodynamic and microdynamic behavior of water in clay suspensions and gels. J. Colloid Interface Sci. 89/2, 378-400.

Fritz, S.J. (1986): Ideality of clay membranes in osmotic processes: A review. Clays & Clay Min. 34/2, 214-223.

Füchtbauer, H. (1958): Die Schüttungen im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorland-Molasse. Eclogae geol. Helv. 51/3, 928-941.

Gaboriau, H. & Seron, A. (2000): Sondierbohrung Benken: Physical and textural characterisation of Opalinus clay. Unpubl. Nagra Int. Rep.

García-Siñeriz, J.L., Fuentes-Cantillana, J.L., Mayor, J.C. & Huertas, F. (2002): Mont Terri Heater Test: Design and preliminary results (Abstract). Internat. Meet.: Clays in natural and engineered barriers for radioactive waste confinement, Reims, Dec. 9-12 (2002). Andra, Châtenay-Malabry, France.

Gascoyne, M., Stroes-Gascoyne, S. & Sargent, F.P. (1995): Geochemical influences on the design, construction and operation of a nuclear waste vault. Appl. Geochem. 10, 657-671.

Gascoyne, M., Stroes-Gascoyne, S., Porth, R.J. & Wateson, R.L. (1996): Investigation of the Development of a Salt-Halo Around Excavations at the Underground Research Laboratory, Manitoba. AECL Techn. Rec. TR-733, COD-96-11. Whiteshell Laboratories, Pinawa, Manitoba, Canada.

Gaucher, E., Cailleau, A. & Griffault, L. (2001): Specific determination of ion exchange constants: the Opalinus Clay example. *In:* Cidu, R. (Ed.): Water-Rock Interaction: Proc. 10th Internat. Symp. Water-Rock Interaction – WRI-10, Villasimius, Italy, Balkema, Lisse, The Netherlands, 1331-1334.

Gautschi, A. (1994): Wasserführung des Opalinus-Tons in Tunnels des Faltenjuras. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Gautschi, A. (2001a): Hydrogeology of a fractured shale (Opalinus Clay): Implications for the deep disposal of radioactive wastes. Hydrogeol. J. 9, 97-107.

Gautschi, A. (2001b): Self-sealing Faults in the Opalinus Clay – Evidence from Field Observations, Hydraulic Testing and Porewater Chemistry. Self-Healing Topical Session Proc., 11th Clay Club Meeting, Nancy. OECD/NEA, Paris.

Gens, A. (2000): HE Experiment: Complementary Rock Laboratory Tests – Laboratory Interim Report Phase 3. Unpubl. Mont Terri Int. Rep.

Geologisches Landesamt Baden-Württemberg (1995): Symbolschlüssel Geologie (Teil 1). Geol. LA Baden-Württemberg, Informationen, 5/95, 5-36.

Geyer, O.F. & Gwinner, M.P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg. 4. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart.

Gimmi, T. (2003): Porosity, pore structure and energy state of pore water of Opalinus Clay. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Gimmi, T. & Waber, H.N. (2003): Modelling of profiles of stable water isotopes, chloride, and chloride isotopes of pore water in argillaceous rocks in the Benken borehole. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Glasstone, S., Laidler, K. & Eyring, H. (1941): The theory of rate processes. John Wiley & Sons Ltd., London, New York, Sydney, Toronto.

Glaus, M.A., Baeyens, B., Lauber, M., Rabung, T. & Van Loon, L.R. (2001): Water-extractable Organic Matter from Opalinus Clay: Effect on Sorption and Speciation of Ni(II), Eu(III) and Th(IV): Paul Scherrer Institut (PSI Bericht), Switzerland, and Nagra Tech. Rep. NTB 01-07.

Goff, J.C. (1983): Hydrocarbon Generation and Migration from Jurassic Source Rocks in the East Shetland Basin and Viking Graben of the Northern North Sea. J. Geol. Soc. London, 140, 445-474.

Goodwin, L.B. & Haneberg, W.C. (1996): Deformational fabrics and inferred permeability of faulted sands from the Rio Grande rift, New Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Prog. 28/7, A-255.

Götz, A.E. & Feist-Burkhardt, S. (2000): Palynofacies and sequence analysis of the Lower Muschelkalk (Middle Triassic, German basin). *In:* Bachmann, G.H. & Lerche I. (Hrsg.): Epicontinental Triassic. Zbl. Geol. Paläont. Part I (1998), 9/10 (Vol. 2), 877-891.

Graf, H. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. Diss. ETH Zürich Nr. 10205.

Graf, H. & Müller, B.U. (1999): Das Quartär: Die Epoche der Eiszeiten. *In:* Bolliger, Th. (Hrsg.): Geologie des Kantons Zürich. Ott Verlag Thun.

Grandjean, J. (1997): Water sites at a clay interface. J. Colloid Interface Sci. 185/2, 554-556.

Grauls, D. (1997): Overpressures: Causal mechanisms, conventional and hydromechanical approaches. Oil & Gas Sci. and technol. – Rev. IFP 54/6.

Grenthe, I., Stumm, W., Laaksuharju, M., Nilsson, A.-C. & Wikberg, P. (1992): Redox potentials and redox reactions in deep groundwater systems. Chem. Geol. 98, 131-.150.

Gretener, P.E. & Feng, Z. (1985): Three decades of geopressures – insights and enigmas. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 51/120, 1-34.

Gribi, P. & Gautschi, A. (2001): Lager BE/HAA/LMA im Opalinuston: Salzanreicherung im Bereich der Tunnelwände. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Grim, R. E. (1968): Clay mineralogy. Mc Graw-Hill, New York.

Grob, H. (1972): Schwelldruck im Belchentunnel. Int. Symposium für Untertagebau, Luzern.

Grunau, H.R. (1981): Worldwide review of seals for major accumulations of natural gas. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 65, 953 (abstract only).

Gubler, E. (1976): Beitrag des Landesnivellements zur Bestimmung vertikaler Krustenbewegungen in der Gotthard-Region. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 675-678.

Gubler, E. (1991): Recent crustal movements in Switzerland – Vertical movements. Chap. 5: Geodynamics. *In:* Swiss Geodetic Commission (Eds.): Report on the Geodetic activities in the years 1987 to 1991. SGC Rep., Zürich, presented to the XX General Assembly Intern. Union of Geodesy and Geophysics in Vienna, August 1991.

Gubler, E., Schneider, D. & Kellerhals, P. (1984): Bestimmungen von rezenten Bewegungen der Erdkruste mit geodätischen Methoden. Nagra Tech. Ber. NTB 84-17.

Gudmundsson, G.H. (1994): An order-of-magnitude estimate of the current uplift-rates in Switzerland caused by the Würm Alpine deglaciation. Eclogae geol. Helv. 87/2, 545-557.

Gygi, R.A. & Persoz, F. (1986): Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. Eclogae geol. Helv. 79/2, 385-454.

Haas, R. (1991): Bedeutung der Isothermenmessung an Tonen. Mitt. Inst. Bodenforsch. und Baugeol. Univ. Wien, 1, 26-40.

Häfner, F., Voigt, H. D., Bamberg, H.-F. & Lauterbach, M. (1985): Geohydrodynamische Erkundung von Erdöl-, Erdgas- und Grundwasserlagerstätten. Wissensch. Tech. Informationsdienst des Zentralen Geol. Inst. Berlin, 26.

Hagood, M. (2000): Sondierbohrung Benken, Bohrlochgeophysikalische Messungen Teil 2: Interpretation. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Hahn, W. (1971): Der Jura. In: Sauer, R. & Schneiter, M. (Eds): Die Wutach. Selbstverlag badischer Landesverein für Naturkunde und Naturschutz e.V., Freiburg im Breisgau, 117-133.

Haldimann, P., Naef, H. & Schmassmann, H. (1984): Fluviatile Erosions- und Akkumulationsformen als Indizien jungpleistozäner und holozäner Bewegungen in der Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. Nagra Tech. Ber. NTB 84-16.

Hannemann, H. (1987): Salinität und Ionenbestand von Tiefengrundwässern zwischen Donau, Bodensee und Riss. Unveröff. Diplomarbeit Univ. Freiburg i. Br.

Hanshaw, B.B. (1962): Membrane properties of compacted clays. Ph. D., Thesis Harvard Univ. USA.

Hantke, R. & Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 112/2, 2 Bl.

Häring, M.O. (1993): Rohstoffverhältnisse – Mögliche Kohlenwasserstoff- und Kohlevorkommen im Untersuchungsgebiet nördlich Lägern–Zürcher Weinland. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Häring, M.O. & Müller, D. (1994): Faziesstudie Oberer Keuper bis Malm Petrophysikalische Auswertung und geologische Interpretation der Fremd- und Eigenbohrungen in der Nordostschweiz und dem näheren Ausland. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Harrington, J.F., Horseman, S.T. & Noy, D.J. (2001): "Swelling and osmotic flow in a potential host rock". *In:* Delage, P. (Ed.): Proceedings of the 6th International Workshop on Key Issues in Waste Isolation Research

(KIWIR-2001), Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, France, 28-30 November (to be published in a special edition of Engineering Geology).

Hauber, L. (1971): Zur Geologie des Salzfeldes Schweizerhalle-Zinggibrunn (Kanton Baselland). Eclogae geol. Helv. 64/1, 163-183.

Hauber, L. (1993): Der Mittlere Muschelkalk am Hochrhein. Neues Jb. Geol. Pläont. Abh. 189, 147-170.

Heitz, J.F. (2000): DM Experiment: Laboratory Creep tests on Opalinus Clay, unpubl. Mont Terri Int. Rep., Geotech. Inst. Ltd., Bern.

Hekel, U. (1994): Hydrogeologische Erkundung am Beispiel des Opalinustons (Unteres Aalenium). Tübinger geowissensch. Arbeiten C18, Univ. Tübingen.

Helmig, R. (1997): Multiphase Flow and Transport Processes in the Subsurface. Springer Verlag, Berlin.

Hendry, M.J. & Wassenaar, L.I. (1999): Implications of the transport of δD in pore waters for ground water flow and the timing of geologic events in a thick aquitard system. Water Resour. Res. 35, 1751-1760.

Hendry, M.J., Wassenaar, L.I. & Kotzer, T. (2000): Chloride and chlorine isotopes (^{36}Cl and $\delta^{37}Cl$) as tracers of solute migration in a thick, clay-rich aquitard. Water Resour. Res. 36/1, 285-296.

Heynekamp, M.R., Goodwin, L.B. & Mozley, P.S. (1999): Controls on fault-zone architecture in poorly lithified sediments, Rio Grande rift, New Mexico: Implications for fault-zone permeability and fluid flow. *In:* Haneberg, W.C., Mozley, P.S., Moore, J.C. & Goodwin. L.C. (Eds.): Faults and subsurface fluid flow in the shallow crust. Geophys. Monograph 113, 27-49.

Hicks, T. (2001): The hydrogeological effects of earthquakes: implications for groundwater flow in the Opalinus Clay. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Hicks, T.W., Wickham, S.M., Bruel, D., Jeong, W.-C., Connolly, P., Gölke, M., Podladchikov, Y. & Rodrigues, N. (2000): Modelling the influence of fault zone heterogeneity and the hydrodynamics of fault movement in hydrogeological systems. Europ. Comm. Rep. EUR 19134 EN.

Hoch, A.R. & Rodwell, W.R. (1999): Scoping studies of gas migration from a repository in Opalinus clay. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Hoek, E. & Marinos, P. (2000a): Predicting tunnel squeezing problems in weak heterogeneous rock masses – Part 1: Estimating rock mass strength. Tunnels & Tunnelling Internat., November 2000.

Hoek, E. & Marinos, P. (2000b): Predicting tunnel squeezing problems in weak heterogeneous rock masses – Part 2: Estimating tunnel squeezing problems. Tunnels & Tunnelling Internat., December 2000.

Hofmann, B. (1989): Genese, Alteration und rezentes Fliess-System der Uranlagerstätte Krunkelbach (Menzenschwand, Südschwarzwald). Nagra Tech. Ber. NTB 88-30.

Hofmann, F. (1960): Beitrag zur Kenntnis der Glimmersandsedimentation in der OSM der Nord- und Nordostschweiz. Eclogae geol. Helv. 53/1, 1-25.

Hofmann, F. (1969): Neue Befunde über die westliche Fortsetzung des beckenaxialen Glimmersand-Stromsystems in der OSM des schweizerischen Alpenvorlandes. Eclogae geol. Helv. 62/1, 279-284.

Hofmann, F. (1981): Erläuterungen zum Blatt Nr. 74: Neunkirch. Geol. Atlas d. Schweiz. Schweiz. geol. Komm.

Hofmann, F. (1996): Zur plio-pleistozänen Landschaftsgeschichte im Gebiet Hochrhein-Wutach-Randen-Donau: Geomorphologische Überlegungen und sedimentpetrographische Befunde. Eclogae geol. Helv. 89/3, 1023-1041.

Hofmann, F., Schlatter, R. & Weh, M. (2000): Erläuterungen zu Blatt 97: Beggingen (LK 1011) des Geologischen Atlas der Schweiz 1: 25 000. Bundesamt für Wasser und Geologie, Bern.

Holt, R.M., Brignoli, M. & Kenter, C.J. (2000): Core quality: quantification of coring-induced alteration. Int. J. Rock. Mech. Min. Sci./37/6.

Horseman, S. (2001): Self-healing of Fractures in Argillaceous Media from the Geomechanical Point of View. Self-healing Topical Session Proc., 11th Clay Club Meeting, Nancy. Rep. OECD/NEA, Paris.

Horseman, S. (2002): Gas Migration Through Indurated Clays (Mudrocks). Proceedings of the NEA-Workshop on Generation, Accumulation and Migration of Gas in Underground Repository Systems, Reims 2000. OECD, Paris.

Horseman, S.T. & Harrington, J.F. (2002): Laboratory Experiments on Gas Migration in Opalinus Clay Samples from the Benken Borehole, Switzerland. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Horseman, S.T. (1994): The Disposal of High Level Radioactive Waste in Argillaceous Host Rocks – Identification of Parameters, Constraints and Geological Assessment Properties. Enresa Publ. Tecn. Num. 04/94, Enresa, Madrid.

Horseman, S.T. (2002): Approach to long-term evolution of host-rock hydromechanical properties based on the dilatancy boundary concept. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Horseman, S.T., Alexander, J. & Holmes, D.C. (1991): Implications of long-term transient flow, coupled flow and borehole effects on hydrogeological testing in the Opalinus Clay: Premliminary study with scoping calculations. Nagra Tech. Rep. NTB 91-16.

Horseman, S.T., Higgo, J.J.W., Alexander, J. & Harrington, J.F. (1996): Water, gas and solute movement through argillaceous media. Nuclear Energy Agency Rep. CC-96/1, OECD, Paris.

Hoteit, N., Ozanam, O. & Su, K., (1999): Geomechanical investigation of an argillaceous formation in the East of France. *In:* Saeb, S. & Francke, C. (Eds): Proc. int. workshop on the Rock Mechanics of nuclear waste repositories, Vail, USA, June 1999.

HSK (1999): Entsorgungsnachweis für HAA/LMA. Option Endlager im Opalinuston: Beurteilungskonzept für den Standortnachweis. Aktennotiz 23/57, Hauptabteilung für die Sicherheit der Kernanlagen, Villigen-HSK, Schweiz.

HSK (2001): Kurzer Überblick über das Auswahlverfahren eines Sedimentstandortes für die Endlagerung hochaktiver Abfälle. Aktennotiz 23/62, Hauptabteilung für die Sicherheit der Kernanlagen, Villigen-HSK, Schweiz.

HSK/KSA (1993): Schutzziele für die Endlagerung radioaktiver Abfälle – Richtlinie für schweizerische Kernanlagen R-21. Hauptabteilung für die Sicherheit der Kernanlagen (HSK), Villigen, und Eidg. Kommission für die Sicherheit von Atomanlagen (KSA).

Hsü, K. J. (1979): Thin-Skinned Plate Tectonics During Neo-Alpine Orogenesis. Am. Jour. Sci. 279, 353-366.

Hubbert, M.K. & Willies, D.K. (1957): Mechanics of Hydraulic Fracturing. Trans AIME, 210.

Hummel, W.H., Berner, U., Curti, E., Pearson, F.J. & Thoenen, T. (2002): Nagra/PSI Thermochemical Database 01/01 – Parkland, FL, USA, Universal Publishers, 565 p., also Nagra Tech. Rep. NTB 02-16.

Hunsche, U., Schnier, H. & Walter, F. (2002): Strength, dilatancy and deformation at temperatures up to 80 °C: first results of tests on Opalinus clay at BGR. Unpubl. Mont Terri Tech. Rep. (in press).

Hurford, A. (1993): Fission track analysis of apatite from the Nagra boreholes of Böttstein, Weiach, Schafisheim and Riniken, northern Switzerland. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Hurford, A. (1996): Fission track analysis of apatite from the drillhole Herdern-1, northern Switzerland. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Hydroisotop (1999): Ergebnisse der isotopenhydrologischen Untersuchungen an Grundwässern Schaffhausen-Ost. Unpubl. Bericht Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen (D), 15.11.1999.

IAEA (1981): Safety Assessment for the Untergrund Disposal of Radioactive Wastes. IAEA, Safety Ser. No. 56, Vienna.

IAEA (1997): Joint Convention on the Safety of Spent Fuel and on the Safety of Radioactive Waste Management. Internat. Atomic Energy Agency Information Circular INFCIRC/546, Vienna.

IAEA (2001): The HADES underground research facility (URF), Mol, Belgium. *In:* The use of scientific and technical results from underground research laboratory investigations for the geological disposal of radioactive waste. IAEA-TECDOC 1243, 43-46, IAEA, Vienna.

Ingram, G.M. & Urai, J.L. (1999): Top-seal leakage through faults and fractures: the role of mudrock properties. *In:* Aplin, A.C., Fleet, A.J. & Macquaker, J.H.S. (Eds.): Muds and mudstones: Physical and fluid-flow properties. Geol. Soc. London Spec. Publ. 158, 125-136.

Ingram, G.M., Urai, J.L. & Naylor, M.A. (1997): Sealing and top seal assessment. Hydrocarbon Seals: Importance for Exploration and Production. NPF Spec. Publ. 7, 165-174, Elsevier, Singapore.

Israelachvili, J. (Ed.) (1991): Intermolecular and surface forces. 2nd ed., Acad. Press, New York.

Issler, D.R. & Beaumont, C. (1989): A finite element model of the subsidence and thermal evolution of extensional basins: Application to the Labrador Continental Margin. *In:* Naeser, N.D. & McCulloh, T.H. (Eds.): Thermal history of sedimentary basins: methods and case histories, 239-267, Springer.

Itasca (1988): Thermal-mechanical benchmark testing of FLAC. Unpubl. Rep. for U.S. Nuclear Regulatory Commission.

Itasca (1998): FLAC-Manuals (Vers. 3.4): Itasca Consulting Group, Minneapolis, MN, USA.

Itasca (1999): PFC2D Manual (Vers. 2.0): Itasca Consulting Group, Minneapolis, MN, USA.

Itasca (2000): FLAC-Manual – Volume "Theory and Background" (Vers. 4.0). Itasca Consulting Group, Minneapolis, MN, USA.

Jäckli, H. (1958): Der rezente Abtrag der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. Eclogae geol. Helv. 51, 354-365.

Jäckli, H. (1970): Klassifikation von Grundwasservorkommen. Eclogae geol. Helv. 63, 391-434.

Jäckli, H. & Kempf, Th. (1972): Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100'000. Blatt 1 Bözberg-Beromünster – Erläuterungen. Schweiz. Geotechn. Komm.

Jäckli, H. & Kempf, Th. (1980): Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100'000. Blatt 2 Bodensee – Erläuterungen. Schweiz. Geotechn. Komm.

Jacobi, O. (1981): Praxis der Gebirgsbeherrschung. Verlag Glückauf, Essen.

Jaeger, J.C. & Cook, N.G.W. (1969): Fundamentals of rock mechanics. Methuen, London.

Jäggi, K. & Steffen, P. (1999): Sondierbohrung Benken: Geologisches Sampling, Bohrgasmessungen, Sampler Log 1:200. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Jambor, J.L. & Blowes, D.W. (1994): Short Course Handbook on Envirenmental Geochemistry of Sulfide Mine-Waters 22, Mineral. Assoc. Canada.

Jankowsky, W. (1984): Identification of lithofacies using modern geophysical methods. Mitt. Geol.-Paläontol. Inst. Uni Hamburg 56, 370–371.

Jeannet, A. (1951): Stratigraphie und Paläontologie des oolithischen Eisenerzlagers von Herznach und seiner Umgebung. Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 13 Liefg., Bd 5.

Jeanrichard, F. (1972): Contribution à l'étude du mouvement vertical des Alpes. Boll. di Geodesia e Scienze Affini 31, 17-40.

John, H. (1956): Das Geschwindigkeitsproblem im Bereich der Schwäbischen Vorlandsmolasse. Erdöl und Kohle 9/5, 290-299.

Johns, R.T. & Ehrminger, B. (1994): Interpretation of selected hydrotests from oil and gas wells in the Mesozoic sediments of Northern Switzerland. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Johns, R.T. & Guyonnet, D. (1993): Interpretation of selected hydrotests in the Mesozoic sediments of the Nagra boreholes in Northern Switzerland. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Johns, R.T., Vomvoris, S.G. & Löw, S. (1994): Review of hydraulic field tests in the Opalinus Clay of Northern Switzerland. OECD/NEA SEDE Workshop. Nottingham, U.K.

Johnson, L.H., Niemeyer, M., Klubertanz, G., Siegel, P. & Gribi, P. (2002): Calculations of the temperature evolution of a repository for spent fuel, vitrified high-level waste and intermediate level waste in Opalinus Clay. Nagra Tech. Rep. NTB 01-04.

Jordan, P. & Nüesch, R. (1989): Deformation structures in the Muschelkalk anhydrites of the Schafisheim Well (Jura Overthrust, Northern Switzerland). Eclogae geol. Helv. 82/2, 429-454.

Jordan, P. (1992): Evidence for large-scale decoupling in the Triassic evaporites of Northern Switzerland – An overview. Eclogae geol. Helv. 85/3, 677-693.

Katz, D.L. & Lee, R.L. (1990): Natural Gas Engineering – Production and Storage. McGraw-Hill, New York.

Kaufmann, R.S., Long, A. & Campell, D.J. (1984): Chlorine Isotope Distribution in formations Waters, Texas and Louisiana. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 72/7, 839-844.

KEG (2001): Entwurf zum Kernenergiegesetz (KEG). Botschaft d. Schweiz. Bundesrats v. 28.01.01 (01.022).

Keller, B., Bläsi, H.-R., Platt, N.H., Mozley, P.S. & Matter, A. (1990): Sedimentäre Architektur der Distalen Unteren Süsswassermolasse und ihre Beziehung zur Diagenese und den Petrophysikalischen Eigenschaften am Beispiel der Bohrungen Langenthal. Nagra Tech. Ber. NTB 90-41.

Keller, J. (1984): Der jungtertiäre Vulkanismus Südwestdeutschlands: Exkursionen im Kaiserstuhl und Hegau. Fortschr. Miner. 62/2, 2-35.

Keller, O. & Krayss, E. (1993): The Rhine-Linth-Glacier in the upper Wurm: A model of the last Alpine Glaciation. Quaternary International 18, 15-27.

Keller, O. & Krayss, E. (1998): Datenlage und Modell einer Rhein-Linth-Vorlandvergletscherung zwischen Eem-Interglazial und Hochwürm. GeoArchaeoRhein 2, 121-138.

Kempe, S. (ed.): Ketz-Kempe, C., Wunsch, A., Reinboth, F., Bronner, G., Hennig, G., Groiss, J.T. & Hartmann, R. (1982): Bildatlas Spezial: Höhlen in Deutschland. HB Verlags- u. Vertriebs-Gesellschaft GmbH Hamburg.

Kempf, O., Matter, A., Burbank, D.W. & Mange, M. (1999): Depositional and structural evolution of a foreland basin margin in a magnetostratigraphic framework: the eastern Swiss Molasse Basin. Int. J. Earth Sci. 88, 253-275.

Kempf, Th., Freimoser, M., Haldimann, P., Longo, V., Müller, E., Schindler, C., Styger, G. & Wyssling, L. (1986): Die Grundwasservorkommen im Kanton Zürich – Erläuterungen zur Grundwasserkarte 1:25'000. Direktion öffentl. Bauten Kt. Zürich und Schweiz. Geotechn. Komm. Kümmerly & Frey, Bern.

Kempter, E.H.K. (1999): Weiach: A "Tight" Gas Sandstone Play in Northern Switzerland. Bull. appl. Geol. 4/2, 165-170.

Kimmeier, F., Perrochet, P., Andrews, R. & Kiraly, L. (1985): Simulation par modèle mathématique des écoulements souterrains entre les Alpes et la Forêt Noire. Partie A: Modèle régional. Partie B: Modèle local (Nord de la Suisse). Nagra Tech. Ber. NTB 84-50.

Klee, G. & Rummel, F. (2000): Sondierbohrung Benken: Hydrofrac Spannungsmessungen – Teil I: Auswertung der Feldmessungen; Teil II: Ergebnisse der Laboruntersuchungen und Abschlussbewertung. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Klemenz, W., Blaser, P. & Küpfer, T. (2000): Hydrogeologie des Gebiets Lägeren–Zürcher Weinland. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Konietzky, H., (2001): RA Experiment: Modelling of HM coupled behaviour of the EDZ. Unpubl. Mont Terri Tech. Note TN 2001-19.

Konietzky, H., Blümling, P. & te Kamp, L. (2003): Opalinuston: Felsmechanische Untersuchungen. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Krooss, B.M., Leythaeuser, D. & Schaefer, R.G. (1992): The quantification of diffusive hydrocarbon losses through cap rocks of natural gas reservoirs: a reevaluation. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 76/3, 403-406.

Krumholtz, L.R., McKinley, J.P, Ulrich G.A. & Suflita. J.M. (1997): Confined subsurface microbial communities in Cretaceous rock. Nature 386, p. 64.

Kuhlmann, U. (1995): CASA – CAlibration and Sensitivity Analysis in steady state and transient groundwater flow – User's Guide. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Kuhlmann, U. & Marschall, P. (2002): OPA Geosynthese – Hydrodynamische Modellierung der Grundwasserzirkulation im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland – Hydraulische Verhältnisse im Umfeld eines potentiellen geologischen Tiefenlagers. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Kuhlmann, U., Marschall, P. & Küpfer, T. (2002): OPA Geosynthese – Hydrodynamische Modellierung der Grundwasserzirkulation im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland – Hydraulische Verhältnisse im Massstab des lokalen hydrogeologischen Modells. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Kuhn, M.R. (1987): Micromechanical Aspects of Soil Creep. Ph. D. Thesis, Univ. California, Berkeley.

Kuhn, M.R. & Mitchell, J.K. (1993): New Perspectives on Soil Creep, J. Geotech. Engin. ASCE, 119, 3.

Kühnle-Baiker, E., Plum, H., Gudera, Th., Pabst, W., Sprauer, K.J. & Straub, H. (1992): Hydrogeologische Karte von Baden-Württemberg. Klettgau mit Erläuterungen. Geologisches Landesamt Baden-Württemberg. Freiburg im Breisgau/Deutschland.

Kullin, M. & Schmassmann, H. (1991): Isotopic Composition of Modern Recharge. *In:* Pearson, F.J. et al.: Applied Isotope Hydrogeology – A Case Study in Northern Switzerland. Studies in Environmental Science 43, Elsevier, Amsterdam, 65-89.

Kündig, R., Mumenthaler, Th., Eckardt, P., Keusen, H.R., Schindler, C., Hofmann, F., Vogler, R. & Guntli, P. (1997): Die mineralischen Rohstoffe der Schweiz. Schweiz. Geotech. Komm.

Lagneau, V. (2000): Influence des processus géochimiques sur le transport en milieu poreux: application au colmatage de barrières de confinement potentielles dans un stockage en formation géologique. Thèse doct., Ecole des Mines de Paris, Paris, France.

Lambert, A. (1978): Eintrag, Transport und Ablagerung von Feststoffen im Walensee. Eclogae geol. Helv. 71/1, 35-52.

Lambert, A. (1983): Berge auf Wanderschaft – Sind Seeverlandungen ein Mass für den Gebirgsabtrag? NZZ Neue Zürcher Zeitung, 2. Nov. 1983.

Landais, P. & Elie, M. (1997): Utilisation de la géochimie organique pour la détermination du paléoenvironnement et de la plaléothermicité dans le Callovo-Oxfordien du Site de l'Est de la France. Actes des journées scientifiques CNRS/ANDRA, Bar-le-Duc, 20-21 octobre 1997, 35-61, EDP Sciences, Les Ulis, France.

Langer, V.W., Bläsi, H.R., Mazurek, M. & Waber, H.N. (2001): Geological and mineralogical investigations at Benken. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Lassin, A., Gaucher, E. & Crouzet, C. (2000): Measurement of partial pressure of CO_2 and alkanes in a core sample of Opalinus Clay from Benken. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Laubscher, H.P. (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. Eclogae geol. Helv. 54/1, 221-282.

Laubscher, H.P. (1963): Geologische Karte St. Ursanne. – Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt Nr. 40 mit Erläuterungen.

Laubscher, H.P. (1985): The eastern Jura: Relation between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. Nagra Tech. Rep. NTB 85-53.

Laubscher, H.P. (1992): Jura kinematics and the Molasse basin. Eclogae geol. Helv. 85/3, 653-675.

Laubscher, H.P. (1997): The decollement hypothesis of Jura folding after 90 years. Bull. appl. Geol. 2/2, 167-182.

Lavanchy, J.M., McNeish, R.W., Andrews, R.W. & Calmbach, L. (1990): Critical review of head and transmissivity data from oil and gas exploration wells in Northern Switzerland. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Lawn, B.R. & Wilshaw, T.R. (1975): Fracture of Brittle Solids. Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Lehmann, B.E. & Purtschert, R. (1997): Radioisotope dynamics – the origin and fate of nuclides in groundwater. Applied Geochem. 12, 727-738.

Lehmann, B.E., Loosli, H.H. & Tolstikhin, I. (2001a): Sondierbohrung Benken: Radioelements (U, Th, K) and noble gases (^{4}He, ^{3}He/^{4}He, ^{40}Ar, ^{40}Ar/^{36}Ar) in rocks. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Lehmann, B.E., Loosli, H.H., Purtschert, R., Tolstikhin, I., Gautschi, A., Kipfer, R. & Aeschbach-Hertig, W. (2001b): Helium in a 1000m-borehole: Isotope analysis on sedimentary rocks and related pore- and groundwaters. *In:* Cidu, R. (Ed.): Water-Rock Interaction: Proc. 10th Internat. Symp. on Water-Rock Interaction – WRI-10, Villasimius, Italy, Lisse, The Netherlands, A. A. Balkema, 1537-1540.

Lemcke, K. (1975): Molasse und vortertiärer Untergrund im Westteil des süddeutschen Alpenvorlandes. Jber. Mitt. Oberrh. Geol. Ver. 57, 87-115.

Lemcke, K. (1976): Übertiefe Grundwässer im süddeutschen Alpenvorland. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 42/103, 9-18.

Lemcke, K. (1987): Zur Frage der alten Verkarstung des Malm im Untergrund des deutschen Molassebeckens und an dessen Nordwestrand. Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 53/125, 33-46.

Lemcke, K. & Tunn, W. (1956): Tiefenwasser in der süddeutschen Molasse und in ihrer verkarsteten Malmunterlage. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., 23(64), 35-56.

Leu, W. (1993): Inventar der Messungen und Daten an Bohrkernen der SEAG/LEAG. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Leu, W., Greber, E. & Schegg, R. (2001): Basin modeling NE-Switzerland, burial, erosion and temperature history of wells Benken, Weiach and Herdern-1. Unpubl. Nagra Int. Rep.

LGRB (2002): Kurze Erläuterungen zur Karte der Mineral-, Heil- und Thermalwässer, Solen und Säuerlinge in Baden-Württemberg (vorläufige Ausgabe). Bericht des Landesamts für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (Bearbeitung: Schloz, W. & Stober, I.).

Lineham, T.R. & Stone, N. (1991): Mass transfer experiments on Valanginian Marl; an assessment of the use of cells designed by AEA Technology. AEA Technology, Rep. AEA-D&R-0089.

Linklater, C.M. (Ed.) (1998): A natural analogue study of cement-buffered, hyperalkaline groundwaters and their interaction with a repository host rock; Phase II. Nirex Sci. Rep. S-98-003.

Lohr, J. (1967): Die seismischen Geschwindigkeiten in der Ostschweiz. Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 34(85), 29-38.

Loutre, M.F. & Berger, A. (2000): Future climatic changes: Are we entering an exceptionally long interglacial? Climatic Change 46/1-2, 61-90.

Low, P.F. (1976): Viscosity of interlayer water in montmorillonite. Amer. J. Soil Sci. Soc. 40, 500-505.

Luo, M. & Vasseur, G. (1995): Modeling of pore pressure evolution associated with sedimentation and uplift in sedimentary basins. Basin Res. 7, 35-52.

Macek, A. & Gassler, W. (2001): Sondierbohrung Benken: Bohrtechnik, Bau- und Umweltaspekte. Nagra Tech. Ber. NTB 99-12.

Mackin, J.H. (1948): Concept of the graded river. Bull. Geol. Soc. Amer. 59, 463-512.

Mader, D. (1982): Genese des mitteleuropäischen Buntsandsteins. Naturwissenschaften 69, 311-325.

Mäder, U.K. (2002a): Oxidation of clay-rich host rock during the operational phase of a nuclear waste repository: case studies and quantitative estimates of pyrite oxidation in Opalinus Clay and marl of the Palfris Formation. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Mäder, U.K. (Ed.) (2002b): Effect of high-pH fluids from cement degradation on Opalinus Clay. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Mäder, U.K. & Mazurek, M. (1998): Oxidation phenomena and processes in Opalinum Clay: evidence from the excavation-disturbed zones in Hauenstein and Mt. Terri tunnels, and Siblingen open clay pit. *In:* McKinley, I.G. & McCombie, Ch. (Eds.): Scientific Basis for Nuclear Waste Management XXI. Materials Research Soc. Symp. Proc. 506, 731-739.

Mäder, U.K., Bossart, P., Fierz, Th. & Adler, M. (1998): CW-Experiment: Design, drilling, installation, start-up, and modification of the in-situ experiment. Unpubl. Mont Terri Tech. Note TN 98-67.

Mäder, U.K., Adler, M., Langer, V., Degnan, P, Milodowski, A.E., Smellie, J.A.T., Salameh, E., Kouhry, H.N., Griffault, L.Y. & Trotignon, L. (2001): The Maqarin natural analogue study of a cement-buffered hyperalkaline groundwater plume: structural model and flow systems. *In:* Cidu, R. (Ed.): Proceedings WRI-10 (10th International Symp. Water Rock Interaction, Villasimius, Italy). Balkema, 185-188.

Mäder, U.K., Adler, M., Nussbaum, Chr., Bossart, P., Steiger, H. & Fierz, Th. (2002): CW-Experiment: Final Report on hydrochemistry, hydraulic properties and overcoring of BCW-2. Unpubl. Mont Terri Tech. Note TN 2001-08.

Madsen, F.T. (1976): Quelldruckmessungen an Tongesteinen und Berechnung des Quelldruckes nach der DLVO-Theorie. Mitt. Inst. Grundbau und Bodenmech. Nr. 108, ETH Zürich.

Madsen, F.T. & Müller-Vonmoos, M. (1985): Swelling pressure calculated from mineralogical properties of a Jurassic opalinum shale, Switzerland. Clays and Clay Minerals 33/ 6, 501-509.

Madsen, F.T. & Nüesch, R. (1990): Langzeitquellverhalten von Tongesteinen und tonigen Sulfatgesteinen. Nagra Techn. Ber. NTB 90-17.

Mälzer, H., Rösch, H., Misselwitz, I., Ebert, M. & Moosmann, D. (1988): Höhenänderungen in der Nordschweiz und im Südschwarzwald bis zum Bodensee. Nagra Tech. Ber. NTB 88-05.

Marschall, P., Croisé, J., Küpfer, T., Schlickenrieder, L. & Schwarz, R. (2002): Synthesis of hydrogeologic investigations in the investigation borehole Benken. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Marschall, P., Croisé, J., Schlickenrieder, L., Boisson, J.Y., Vogel, P. & Yamamoto, S. (2003): Synthesis of hydrogeological investigations at the Mont Terri site (Phases 1–5). Unpubl. Mont Terri Tech. Rep. TR 2001-02.

Martin, C.D. & Lanyon, G.W. (2002): EDZ in Clay Shale: Mont Terri. Mont Terri Tech. Rep. TR 2001-01.

Martin, C.D., Kaiser, P.K. & McCreath D.R. (1999): Hoek-Brown parameters for predicting the depth of brittle failure around tunnels. Canad. Geotech. Jour. 36/1.

Martin, C.D., Lanyon, G.W., Blümling, P. & Mayor, J.-C. (2002): The Excavation Disturbed Zone around a Test Tunnel in the Opalinus Clay. Proc. NARMS meeting, Toronto.

Mathier, J.-F., Egger, P. & Descoeudres, F. (1999): Sondierbohrung Benken: Felsmechanische Untersuchungen an Bohrkernen (Teil 2). Unpubl. Nagra Int. Ber.

Matsui, T., Ito, T., Mitchell, J. K. & Abe, N. (1980): Microscopic study of shear mechanisms in soils. J. Geotechn. Eng. Div. ASCE 106, GT2, 137-152.

Matter, A. (1987): Faciesanalyse und Ablagerungsmilieus des Permokarbons im Nordschweizer Trog. Eclogae geol. Helv. 80/2, 345-368.

Matter, A., Peters, T., Bläsi, H.R., Meyer, J., Ischi, H. & Meyer, C. (1988a): Sondierbohrung Weiach – Geologie. Nagra Tech. Ber. NTB 86-01.

Matter, A., Peters, T., Bläsi, H.R., Weiss, H.P. & Schenker, F. (1988b): Sondierbohrung Schafisheim – Geologie. Nagra Tech. Ber. NTB 86-03.

Matter, A., Peters, T., Isenschmid, C., Bläsi, H.R. & Ziegler, H.J. (1987): Sondierbohrung Riniken – Geologie. Nagra Tech. Ber. NTB 86-02.

Matter, A., Peters, Tj. & Ramseyer, K. (1991): Strontium Isotopes in Groundwaters and Minerals. *In:* Pearson, F.J. et al.: Applied Isotope Hydrogeology – A Case Study in Northern Switzerland. Studies in Environmental Science 43, Elsevier, Amsterdam, 323-335 (Nagra Tech. Rep. NTB 88-01).

Matter, A., Peters, Tj., Bläsi, H.-R., Meyer, J. & Ischi, H. (1988/1): Sondierbohrung Weiach, Geologie (Text- und Beilagenband). Nagra Tech. Ber. NTB 86-01.

Mayer-Rosa, D. (1986): Die aktuelle Erdbebengefährdung der Schweiz. Proc. Symp. Erdbeben: Risikoerfassung, Schadenminderung, Hilfe. Brig, April 1986. Schweiz. Geophys. Komm.

Mayer-Rosa, D., Dietiker, M., Deichmann, N., Renggli, K., Brändli, J., Studer, J. & Rutishauser, G. (1984): Mikrobeben-Untersuchung Nordschweiz. Teil 1: Technische Unterlagen, Stationsnetz. Nagra Tech. Ber. NTB 84-11.

Mazor, E., Dubois, J.D., Fluck, J. & Jaffé, F.C. (1988): Noble gases as tracers identifying geothermal components in regions devoid of surface geothermal manifestations: A case study in the Baden springs area, Switzerland. Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.) 72/1, 47-61.

Mazurek, M. (1990a): OBS: the interface between marl and concrete lining the Seelisberg tunnel. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Mazurek, M. (1990b): SIB: geochemical study of oxidation effects in Opalinus clay from the Siblingen clay pit. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Mazurek, M. (2001a): Sprödstrukturen und potentielle Migrationspfade im Opalinuston und seinen Rahmengesteinen. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Mazurek, M. (2001b): Brittle structures and water-conducting features. *In:* Langer, V.W., Bläsi, H.R., Mazurek, M. & Waber, H.N.: Geological and mineralogical investigations at Benken. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Mazurek, M. (2002): Geochemische Effekte des vom radioaktiven Abfall ausgehenden Wärmepulses auf den Opalinuston. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Mazurek, M. & Peters, Tj. (1992): Petrographie des kristallinen Grundgebirges der Nordschweiz und Systematik der herzynischen Granite. Schweiz. mineral. Petrogr. Mitt. 72/1, 11-35.

Mazurek, M., Alexander, W.R. & MacKenzie, A.B. (1996): Contaminant retardation in fractured shales: Matrix diffusion and redox front entrapment. J. Contaminant Hydrol. 21, 71-84.

Mazurek, M., Lanyon, G.W., Vomvoris, S. & Gautschi, A. (1998): Derivation and application of a geologic dataset for flow modelling by discrete fracture networks in lowpermeability argillaceous rocks. J. Contaminant Hydrol. 35, 1-17.

MBN AG (1998): Zur Stratigraphie des Mittleren und Jüngeren Pleistozäns im Gebiet des Zusammenflusses von Aare, Surb, Rhein und Wutach. Unpubl. Forschungsbericht der Matousek, Baumann, Niggli AG, Baden z.H. der Landeshydrologie und -geologie (Bern).

McGhee, G.R. & Bayer, U. (1985): The local signature of sealevel changes. *In:* Bayer, U. & Seilacher, A. (Eds): Sedimentary and evolutionary cycles. Lecture notes in earth sciences 1, 98-112. Springer.

McKinley, I.G. & Bradbury, M. (1989): Near-field geochemistry of vitrified HLW in a sedimentary host rock. Scientific Basis for Nuclear Waste Management, XII, 645-651.

Medici, F. & Rybach, L. (1995): Geothermal map of Switzerland 1995 (Heat flow density). Matér. Géol. Suisse, Géophys. 30. Schweiz. Geophys. Komm., Zürich.

Meier, B. (1994a): Untere Süsswassermolasse des zentralen und östlichen Mittellands – Regionale Interpretation bestehender Seismik und petrophysikalische Analyse von Fremd- und Eigenbohrungen. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Meier, B. (1994b): Untere Süsswassermolasse des westlichen Mittellands. Regionale Interpretation bestehender Seismik und petrophysikalische Analyse von Fremd- und Eigenbohrungen. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Meier, P.M., Trick, T., Blümling, P. & Volckaert, G. (2002): Self-healing of fractures within the EDZ at the Mont Terri rock laboratory: Results after one year of experimental work. Proc. Internat. Workshop on Geomechanics: Hoteit, N. et. al. (eds.): Hydromechanical and Thermohydromechanical Behavior of Deep Argillaceous Rocks, Paris, 11-12 October 2000. Swets & Zeitlinger, Lisse.

Menzies, J. (1995): Modern Glacial Environments – Processes, dynamics and sediments. Glacial Environments, Vol. 1. Butterworth-Heinemann, Oxford.

Merki, P. (1961): Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. Eclogae geol. Helv. 54/1, 137-219.

Michard, G. (1987): Controls of the chemical composition of geothermal waters. *In:* Helgeson, H.C. (Ed.): Chemical Transport in Metasomatic Processes. Proceeding of the NATO Advanced Study Institute on Chemical Transport in Metasomatic Processes, Greece. NATO Advanced Study Institutes Series, Series C, Mathematical and Physical Sciences, V. 218, D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, The Netherlands, 323-353).

Michard, G., Pearson, F.J. & Gautschi, A. (1996): Chemical evolution of waters during long term interaction with granitic rocks in northern Switzerland. Appl. Geochem. 11, 757-774.

Miller, R.J. & Low, P.F. (1963): Threshold gradient for water flow in clay systems. Soil Sci. Soc. Amer. Proc.Div S-1, Soil Physics 27/6, 605–609.

Miller, W.M., Alexander, W.R., Chapman, N.A., McKinley, I.G. & Smellie, J.A.T. (2000): The geological disposal of radioactive wastes and natural analogues. Pergamon, Amsterdam.

Milliman, J.D. & Meade, R.H. (1983): World-wide delivery of river sediment to the oceans. J. Geol. 91, 1-21.

Mitchell, J.K. (1956): The Fabric of Natural Clays and Its Relation to Engineering Properties. Proc. Highway Research Board 35.

Mitchell, J.K. (1976): Fundamentals of soil behavior, John Wiley & Sons Ltd., London, New York, Sydney, Toronto.

Mitchell, J.K. (1992): Characteristics and mechanisms of clay creep and creep rupture. *In:* Güven, N. & Pollastro, R.M. (Eds.): Clay water interface and its rheological implications. CMS Workshop lectures 4, 212-244. Aurora (Clay Minerals Soc.).

Mitchell, J.K., Singh, A. & Campanella, R.G. (1969): Bonding, Effective Stresses, and Strength of Soils. J. Soil Mech. & Foundation Div., ASCE, 95, SM5.

Montgomery, C. & Ramos, R. (2001): An alternate design approach for hydraulic fracture growth in soft rock. Presentation at "Geomechanics in reservoir simulation" workshop in Paris, Dec. 2001.

Möri, A. & Bossart, P. (1999): FP (fracture propagation) experiment: method, results, interpretation. Unpubl. Mont Terri Tech. Note TN 99-72.

Mosar, J. (1999): Present-day and future tectonic underplating in the western Swiss Alps: reconciliation of basement/wrench-faulting and décollement folding of the Jura and Molasse basin in the Alpine foreland. Earth and Planetary Sci. Lett. 173, 143-155.

Mozley, P.S. & Goodwin, L.B. (1995): Patterns of cementation along a Cenozoic normal fault: A record of paleoflow orientations. Geology 23, 539-542.

Mualem, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resour. Res. 12/6, 513-522.

Mudelsee, M. & Stattegger, K. (1997): Exploring the structure of the Mid-Pleistocene revolution with advanced methods of time-series analysis. Geol. Rdsch. 86, 499-511.

Muir-Wood, R. (1994): Earthquakes, strain-cycling and the mobilization of fluids. *In:* Parnell, J. (Ed.): Geofluids: Origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 78, 85-98.

Muir-Wood, R. & King, G. C. P. (1993): Hydrothermal signatures of earthquake strain. J. Geophys. Res. B98, 22035-22068.

Müller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. & Ljunggren, C. (1992): Regional Pattern of Tectonic Stress in Europe, J. Geophys. Res. 97/B8.

Müller, W.H. & Briegel, U. (1980): Mechanical aspects of the Jura overthrust. Eclogae geol. Helv. 73/1, 239-250.

Müller, W.H. & Hsü, K.J. (1980): Stress Distribution in Overthrusting Slabs and Mechanics of Jura Deformation. Rock Mechanics, Suppl. 9, 219-232.

Müller, W.H., Blümling, P. & Becker, A. (1987): Die Entkopplung des tektonischen Spannungsfeldes an der Jura-Überschiebung. Eclogae geol. Helv. 80/2, 473-489.

Müller, W.H., Huber, M., Isler, A. & Kleboth, P. (1984): Erläuterung zur Geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1:100'000. Nagra Tech. Ber. NTB 84-25.

Müller, W.H., Naef, H. & Graf, H.R. (2002): Geologische Entwicklung der Nordschweiz, Neotektonik und Langzeitszenarien Zürcher Weinland. Nagra Tech. Ber. NTB 99-08.

Müller-Vonmoos, M., Bucher, F., Degen, W., Hasenpatt, R., Kahr, G., Lagaly, G., Lang, H.-J., Loken, T., Madsen, F.T. & Weiss, A. (1988): Tonmineralogie und Bodenmechanik. Mitt. Inst. Grundbau & Bodenmech. Nr. 133, ETH Zürich.

Naef, H. & Birkhäuser, P. (1996): Reflexionsseismik zur Erkundung des Opalinustons in der Nordschweiz. Bull. angew. Geol. 1/2 113-134.

Naef, H., Birkhäuser, P. & Roth, P. (1995): Interpretation der Reflexionsseismik im Gebiet nördlich Lägeren–Zürcher Weinland. Nagra Tech. Ber. NTB 94-14.

Naef, H., Diebold, P. & Schlanke, S. (1985): Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordschweiz. Nagra Tech. Ber. NTB 85-14.

Nagra (1980): Projektstudie für die Endlagerung von hochaktiven Abfällen in tiefliegenden geologischen Formationen sowie für die Zwischenlagerung. Nagra Tech. Ber. NTB 80-02.

Nagra (1985): Nukleare Entsorgung Schweiz: Konzept und Übersicht über das Projekt Gewähr 1985. Nagra Projektbericht NGB 85-01.

Nagra (1988): Sedimentstudie – Zwischenbericht 1988: Möglichkeiten zur Endlagerung langlebiger radioaktiver Abfälle in den Sedimenten der Schweiz. (Text- und Beilagenband). Nagra Tech. Ber. NTB 88-25.

Nagra (1989): Sondierbohrung Weiach – Untersuchungsbericht. (Text- und Beilagenband). Nagra Tech. Ber. NTB 88-08.

Nagra (1990): Sondierbohrung Riniken – Untersuchungsbericht. (Text- und Beilagenband). Nagra Tech. Ber. NTB 88-09.

Nagra (1991a): Sondierbohrung Leuggern – Untersuchungsbericht. (Text- und Beilagenband). Nagra Tech. Ber. NTB 88-10.

Nagra (1991b): Sondierbohrung Kaisten – Untersuchungsbericht. (Text- und Beilagenband). Nagra Tech. Ber. NTB 88-12.

Nagra (1991c): Sedimentstudie Zwischenbericht 1990. Zusammenfassende Übersicht der Arbeiten von 1988 bis 1990 und Konzept für das weitere Vorgehen. Nagra Tech. Ber. NTB 91-19.

Nagra (1992a): Sondierbohrung Schafisheim – Untersuchungsbericht. Nagra Tech. Ber. NTB 88-11.

Nagra (1992b): Sondierbohrung Siblingen – Untersuchungsbericht. Nagra Tech. Ber. NTB 90-34.

Nagra (1994a): Kristallin-I. Safety Assessment Report. Nagra Tech. Rep. NTB 93-22.

Nagra (1994b): Sedimentstudie Zwischenbericht 1993. Zusammenfassende Übersicht der Arbeiten von 1990 bis 1994 und Konzept für weitere Untersuchungen. Nagra Tech. Ber. NTB 94-10.

Nagra (1996): Sondierbohrung Benken, Arbeitsprogramm. Nagra Tech. Ber. NTB 96-07.

Nagra (1997): Geosynthese Wellenberg 1996 – Ergebnisse der Untersuchungsphasen I und II. Nagra Tech. Ber. NTB 96-01.

Nagra (2001): Sondierbohrung Benken – Untersuchungsbericht. Nagra Tech. Ber. NTB 00-01. (Text- und Beilagenband).

Nagra (2002a): Projekt Opalinuston: Konzept für die Anlagen und den Betrieb eines geologischen Tiefenlagers. Entsorgungsnachweis für abgebrannte Brennelemente, verglaste hochaktive sowie langlebige mittelaktive Abfälle. Nagra Tech. Ber. NTB 02-02.

Nagra (2002b): Project Opalinus Clay: Safety Report. Demonstration of disposal feasibility (Entsorgungsnachweis) for spent fuel, vitrified high-level waste and long-lived intermediate-level waste. Nagra Tech. Rep. NTB 02-05.

Nagra (2002c): Project Opalinus Clay: Models, codes and data for safety assessment. Demonstration of disposal feasibility for spent fuel, vitrified high-level waste and long-lived intermediate-level waste (Entsorgungsnachweis). Nagra Tech. Rep. NTB 02-06.

NEA (1992): Gas Generation and Release from Radioactive Waste Repositories. Proc. NEA Workshop, Aix-en-Provence, 1991.

NEA (1999a): Geologic Disposal of Radioactive Waste: Review of Developments in the last Decades. OECD/NEA, Paris, France.

NEA (1999b): Confidence in the Long-term Safety of Deep Repositories – Its Development and Communication. OECD/NEA, Paris, France.

NEA (2001): Gas Generation and Migration in Radioactive Waste Disposal. Workshop Proc., Reims 2000.

NEA (2002): Establishing and communicating confidence in the safety of deep geologic disposal: approaches and arguments. OECD/NEA, Paris.

Neall, F., (Ed.) (1998): The hyperalkaline plume: Status of understanding and priorities for future work. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Neall, F.B. (1994): Modelling of the nearfield chemistry of the SMA repository at the Wellenberg site. Nagra Tech. Rep. NTB 94-03.

Neerdael, B. & Boyazis, J.P. (1997): The Belgium underground research facility: Status on the demonstration issues for radioactive waste disposal in clay. Nuclear Engineering and Design 176/1-2, 89-96.

Neuzil, C.E. (1986): Groundwater flow in low-permeability environments. Water Resour. Res. 8, 1163-1195.

Neuzil, C.E. (1994a): How permeable are clays and shales? Water Resour. Res. 30/2, 145-150.

Neuzil, C.E. (1994b): Characterization of flow properties, driving forces and pore-water chemistry in the ultra-low permeability Pierre Shale, North America. OECD/NEA Workshop on the Determination of Hydraulic and Hydrochemical Characteristics of Argillaceous Rocks, Nottingham, UK. IBSN 92-64-14485-4.

Neuzil, C.E. (1995): Abnormal pressures as hydrogeologic phenomena. Amer. J. Sci. 295, 742-786.

Neuzil, C.E. (2000): Osmotic generation of 'anomalous' pressures in geological environments. Nature 403, 182-184.

Neuzil, C.E. & Belitz, K. (1998): Fracture control of the hydrology of the North American midcontinental Cretaceous shales. *In:* Fluid flow through faults and fractures in argillaceous formations, Proc. joint NEA/EC workshop, 10-12 June 1996. Berne, Switzerland.

Nilsen, B. & Olsen, J. (1989): Storage of Gases in Rock Caverns. Proc. Int. Conf. on Storage of Gases in Rock Caverns in Trondheim, Norway, June 1989; Balkema, Rotterdam.

Noy, D. (2000): OP Experiment: Simulation of fluid exchange carried out in borehole BOP-1. Unpubl. Mont Terri Tech. Note TN 2000-44.

NRC (2001): Disposition of High-Level Waste and Spent Nuclear Fuel: The Continuing Societal and Technical Challenges, National Academy Press, Washington, DC.

Nüesch, R. (1991): Das mechanische Verhalten von Opalinuston. Diss. ETH Zürich Nr. 9349.

Oda, M. & Iwashita, K. (1999): Mechanics of granular materials. Balkema, Lisse.

Oekogeo (1997): Hydrogeologie Schaffhausen Ost. Zwischenbericht Bohrungen Altdorf und Lohn. Bericht Oekogeo AG, Schaffhausen, z.H. Tiefbauamt Kt. Schaffhausen.

Økland, D. & Cook, J.M. (1998): Bedding-related borehole instability in high-angle wells. Eurock '98 (Trondheim, Norway, 8-10 July 1998) Proc. SPE/ISRM 47285.

Ortiz, L., Volckaert, G., De Cannière, P., Put, M., Sen, M.A., Horseman, S.T., Harrington, J.F., Impey, M.D. & Einchomb, S. (1997): MEGAS – Modelling and Experiments on Gas Migration in Repository Host Rocks. Final Rep. – Phase 2. EUR 17453EN.

Ortlam, D. (1970): Die Randfazies des germanischen Buntsandsteins im südlichen Schwarzwald. Geol. Jb. 89, 135-168.

Ortlepp, W.D. (1997): Rock Fracture and Rockburst – An Illustrative Study. The South African Inst. of Mining and Metallurgy, Monograph Ser. M9, Johannesburg.

Osborne, M.J. & Swarbrick, R.E. (1997): Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 81, 1023-1041.

Oscarson, D.W. (1994): Surface diffusion: Is it an important transport mechanism in compacted clays? Clays, Clay Mineral. 42, 534-543.

Osipov, V. I. (1975): Structural bonds and the properties of clays. Bull. Int. Assoc. Eng. Geol. 12, 13-20.

Palut, J.M., Montarnal, P., Gautschi, A., Tevissen, E. & Lamoureux, M. (2003): Characterisation of HTO Diffusion by an in-situ Tracer Experiment in Opalinus Clay at Mont-Terri. Jour. of Contaminant Hydrology (accepted for publication).

Parkhurst, D.L. & Appelo, C.A.J. (1999): User's Guide to PHREEQC (Version 2) – A Computer Program for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations. Water-Resources Investigat. Rep. 99-4259. U. S. Geol. Surv, Denver, Colorado.

Pasquier, F. & Persoz, F. (1977): Oxidation des calcaires mésozoïques sous la molasse du plateau suisse et paléokarst. Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 43/105, 21-28.

Pasquier, F., Guyonnet, D. & Löw, S. (1993): Inventory of Borehole Hydraulic Data for the Opalinus Clay and the Lower Fresh-Water Molasse Programs. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Patriarch, D. (2001): Caractérisation et modélisation des transferts de traceurs naturel dans les argillites de Tournemire. Thèse doct. Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, France.

Paul, W. (1971): Die Trias. In: Sauer, K. & Schneiter, M. (Eds): Die Wutach. Selbstverlag Bad. Landesverein f. Naturkunde und Naturschutz e.V., Freiburg i. Br., 37-116.

Pavoni, N. (1984): Seismotektonik Nordschweiz. Nagra Tech. Ber. NTB 84-45.

Pearson, F.J. (1999): What is the porosity of a mudrock? *In:* Aplin, A.C., Fleet, A.J. & Macquaker, J.H.S., (Eds.): Muds and Mudstones: Physical and Fluid Flow Properties: London, Geol. Soc. Spec. Publ. 158, 9-21.

Pearson, F.J. (2000): Sondierbohrung Benken: Artificial pore water for experimental use – Version 0500. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Pearson, F.J. (2002): Benken Reference Water Chemistry. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Pearson, F.J. & Scholtis, A. (1995): Controls on the chemistry of pore water in a marl of very low permeability. *In:* Kharaka, Y.K. & Chudaev, O.V., (Eds.): Water-Rock Interaction: Proc. 8th Internat. Symp. on Water-Rock Interaction – WRI-8, Vladivostok, Russia. Balkema, Rotterdam, 35-38.

Pearson, F.J. & Waber, H.N. (2001): Origin and evolution of pore-water solutes in the very-low permeability Opalinus Clay, Switzerland. *In:* Cidu, R. (Ed.): Proc. 10th Internat. Symp. Water-Rock Interaction – WRI-10, Villasimius, Italy, Balkema, Lisse, The Netherlands, 1355-1358.

Pearson, F.J., Balderer, W., Loosli, H.H., Lehmann, B.E., Matter, A., Peters, T., Schmassmann, H., & Gautschi, A. (1991): Applied Isotope Hydrogeology. A case study in northern Switzerland. Elsevier, Amsterdam (Nagra Tech. Rep. NTB 88-01).

Pearson, F.J., Waber, H.N. & Scholtis, A. (1998): Modelling the chemical evolution of porewater in the Palfris Marl, Wellenberg, Central Switzerland. *In:* McKinley, I.G. & McCombie, Ch. (Eds.): Scientific Basis for Nuclear Waste Management XXI, Davos, Switzerland, Materials Res. Soc. Symp. Proc. 506, 789-796, Warrendale, PA.

Pearson, F.J., Scholtis, A. & Gautschi, A. (1999): Hydrogeochemistry. *In:* Thury, M. & Bossart, P. (Eds.): Mont Terri Rock Laboratory. Results of the Hydrogeological, Geochemical and Geotechnical Experiments Performed in 1996 and 1997. Landeshydrologie und -geologie, Geologische Berichte Nr. 23, 117-147, Bern, Switzerland.

Pearson, F.J., Arcos, D., Bath, A., Boisson, J.-Y., Fernández, A.M., Gaebler, H.E., Gaucher, E., Gautschi, A., Griffault, L., Hernan, P. & Waber, H.N. (2003): Geochemistry of water in the Opalinus Clay formation at the Mont Terri Rock Laboratory – Synthesis Report. Bern, Switzerland, Berichte des Bundesamtes für Geologie und Wasser – Serie Geologie, Nr. 5.

Pebesma, E.J. (2000): GSTAT 2.1.2, User's Manual. Utrecht University, Netherlands.

Penck, A. & Bückner, E. (1901-1909): Die Alpen im Eiszeitalter (in 3 Bd.). Leipzig.

Pfiffner, A. (1997): Molasse basin tectonics and ist relation to the Jura mountains. *In:* Pfiffner, A. et al. (Eds.): Results of NRP 20, 71-72. Birkhäuser, Basel.

Pfiffner, A., Heitzmann, P., Lehner, P., Frei, W. Pugin, A. & Felber, M. (1997): Incision and backfilling of alpine valleys: Pliocene, Pleistocene and Holocene processes. *In:* Pfiffner, A. et al. (Eds.): Results of NRP 20, 265-288. Birkhäuser, Basel.

Pfiffner, O.A., Blum, A. & Hug, R. (2001): Luftbildanalyse neotektonische Elemente im Zürcher Weinland. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Pfingsten, W. (2001): Indications of self-sealing of a cementitious repository for low- and intermediate-level waste. Nagra Techn. Rep. NTB 01-05.

Pimentel, E. (1996): Quellverhalten von diagenetisch verfestigtem Tonstein (Diss.). Veröffentl. Inst. Boden- und Felsmech. Univ. Karlsruhe.

Poppei, J., Mayer, G. & Croisé, J. (2002): Scoping calculations on gas transport processes in the vicinity of a HLW/SF/ILW repository in Opalinus clay. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Press, F. & Siever, R. (1995): Allgemeine Geologie. Spektrum, Akad. Verl. Heidelberg – Berlin – Oxford.

Prestel, R. (1990): Untersuchungen zur Diagenese von Malm-Karbonatgesteinen und Entwicklung des Malm-Grundwassers im süddeutschen Molassebecken. Diss. Univ. Stuttgart.

Prost, R., Koutit, T., Benchara, A. & Huard, E. (1998): State and location of water adsorbed on clay minerals: consequences of the hydration and swelling-shrinkage phenomena. Clays and Clay Minerals 46, 117-131.

Pruess, K. (1991): TOUGH2-A general-purpose numerical simulator for multiphase fluid and heat flow. Lawrence Berkeley Laboratories, report LBL- 29400, Berkeley, CA.

Pusch, R. & Karnland, O. (1988): Geological evidence of smectite longevity. The Sardinian and Gotland cases. SKB Tech. Rep. TR 88-26. SKB, Stockholm, Sweden.

Pusch, R., Takase, H. & Benbow, S. (1998): Chemical processes causing cementation in heataffected smectite – The Kinnekulle bentonite. SKB Tech. Rep. TR 98-25. SKB, Stockholm, Sweden.

Put, M. & Herion, P. (1990): Modelling of radionuclide migration and heat transport from a HLW repository in the Boom Clay. SCK.CEN Rep. R-2910, Mol, Belgien.

Rasilainen, K., Hellmuth, K.H., Kivekäs, L., Melamed, A., Ruskeeniemi, T., Siitari-Kauppi, M., Timonen, J. & Valkiainen, M. (1996): An interlaboratory comparison of methods for measuring rock matrix porosity. VTT Res. Notes 1776, Tech. Res. Centre of Finland, Espoo, Finland.

Rauber, D., Loosli, H.H. & Lehmann, B.E. (1991): ^{40}Ar / ^{36}Ar. *In:* Pearson, J. et al.: Applied Isotope Hydrogeology – A Case Study in Northern Switzerland. Studies in Environmental Sci. 43, 288-296. Elsevier, Amsterdam (Nagra Tech. Rep. NTB 88-01).

Reinecker, J. & Schneider, G. (2002): Zur Neotektonik der Zollernalb: Der Hohenzollergraben und die Albstadt-Erdbeben. Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. N.F. 84. 391-417.

Renard, F., Gratier, J.-P. & Jamtveit, B. (2000): Kinetics of crack sealing, intergranular pressure solution, and compaction around active faults. J. Struct. Geol. 22, 1395-1407.

Research Group for Active Faults of Japan (1992): Maps of Active Faults in Japan with an Explanatory Text. Univ. Tokyo Press.

Ringgenberg, Y. (2001): 3D seismics in the Zürcher Weinland: Paleotectonics and Upper Jurassic–Tertiary sedimentation. Diplome d'étude approfondie (DEA). Univ. Lausanne.

Risnes, R. & Flaageng, O. (1999): Mechanical Properties of chalk with emphasis on chalk-fluid interactions and micromechanical aspects. Oil & Gas Sci. and Technol. 54.

Rodwell, W.R. (2000): Research into gas generation and migration in radioactive waste repository systems (PROGRESS project). Final Rep. EUR 19133EN.

Rodwell, W.R., Harris, A.W., Horseman, S.T., Lalieux, P., Müller, W., Ortiz Amaya, L. & Pruess, K. (1999): Gas Migration through Engineered and Geological Barriers for a Deep Repository for Radioactive Waste. Status Rep. EUR 19122EN.

Rojstaczer, S. & Wolf, S. (1992): Permeability changes associated with large earthquakes: An example from Loma Prieta, California. Geology 20, 211-214.

Rojstaczer, S., Wolf, S. & Michel, R. (1995): Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake-induced hydrological changes. Nature 373, 237-239.

Rothé, J.P. (1941): La Séismicité des Alpes Occidentales. Ann. de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg, Tome III, 3e partie: Géophysique, 26-100.

Rübel, A. (1999): Solute Transport through impermeable Rock Formations – Isotope Measurements in Ground and Pore Water (auf Deutsch). Diss. Univ. Heidelberg, Der Andere Verlag, Osnabrück.

Rübel, A. & Sonntag, Ch. (2000): Sondierbohrung Benken: Profiles of pore water content, stable isotopes and dissolved noble gas content in the pore water of samples from argillaceous rocks. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Rübel, A. & Sonntag, Ch. (2001): Profiles of noble gases and stable isotopes across the Opalinus Clay formation at Mont Terri, Switzerland. In: Cidu, R. (Ed.): Water-Rock Interaction: Proc. 10th Internat. Symp. on Water-Rock Interaction – WRI-10, Villasimius, Italy, Lisse, The Netherlands, A. A. Balkema, 1367-1370.

Rübel, A.P., Sonntag, Ch., Lippmann, J., Pearson, J.F. & Gautschi, A. (2002): Solute transport in formations of very low permeability: Profiles of stable isotope and dissolved noble gas contents of pore water in the Opalinus Clay, Mont Terri, Switzerland. Geochim. Cosmochim. Acta 66/8, 1311-1321.

Rummel, F. & Weber, U. (1999): Sondierbohrung Benken: Felsmechanische Untersuchungen an Bohrkernen (Teil 1). Unpubl. Nagra Int. Ber.

Rummel, F. & Weber, U. (2002): Sondierbohrung Benken: Ergänzende gesteinsphysikalische Untersuchungen – Triaxiale Druckversuche zur Hohlraumstabilität, Unpubl. Nagra Int. Ber.

Rummel, F., Hettkamp, Th. & Weber, U. (1998): Laboratory Experiments for the Determination of Deformation Mechanisms and a Constitutive Law for Time Dependant Deformation Behaviour of the Opalinus Clay. Unpubl. Mont Terri Tech. Note TN 98-35.

Russell D.A. & Swartzendruber, D. (1971): Flux-Gradient relationships for saturated flow of water through mixtures of sand, silt and clay. Soil Society of America Proceedings 35/1.

Rybach, L., Eugster, W. & Griesser, J.C. (1987): Die geothermischen Verhältnisse in der Nordschweiz. Eclogae geol. Helv. 80/2, 521-534.

Saarenketo, T. (1998): Electrical properties of water in clay and silty soils. J. Appl. Geophys. 40/1-3, 73-88.

Sacchi, E. & Michelot, J.-L. (2000): Porewater Extraction from Argillaceous Rocks for Geochemical Characterisation: Methods and Interpretation. OECD/NEA, Paris.

Salzer, K., Konietzky, H. & Günther, R.-M. (1998): A new creep law to describe the transient and secondary creep phase. Proc. NUMEG 98, Springer, Wien.

Santamarina, J.C., Klein, K.A. & Fam, M.A. (2001): Soils and Waves. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, New York, Weinhein, Brisbane, Singapore, Toronto.

Savage, D. (1997): Review of the potential effects of alkaline plume migration from a cementitious repository for radioactive waste – implications for performance assessment. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Schärli, U. (1989): Wärmeflusskartierung der zentralen Nordschweiz unter besonderer Berücksichtigung petrophysikalischer Parameter. Diss. ETH Zürich Nr. 8941.

Schärli, U. & Rybach, L. (2002): Erstellung einer aktuellen Karte der Temperaturgradienten und des Wärmeflusses der Nordschweiz. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Schegg, R. & Leu, W. (1998): Analysis of erosion events and palaeogeothermal gradients in the North Alpine Foreland Basin of Switzerland. *In:* Düppenbecker, S. & Illife, J.E. (Eds.): Basin Modelling: Practice and Progress. Geol. Soc. Spec. Publ. 141, 137-155.

Schindler, C. (1985): Geologisch-geotechnische Verhältnisse in Schaffhausen und Umgebung. Beitr. Geol. Schweiz, Kl. Mitt. 74.

Schlatter, A. (1999): Neotektonische Untersuchungen in der Nordostschweiz: Kinematische Ausgleichung der Landesnivellementlinien und Übersicht über die Ergebnisse der geodätischen Messungen. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Schlüchter, Ch. (1978): Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern. Beitr. Geol. Schweiz 148.

Schlüchter, Ch. (1989): A non-classical summary of the Quaternary stratigraphy in the Northern Alpine Foreland of Switzerland. Bull. Soc. neuchât. géogr. 32-33, 143-157.

Schlunegger, F. (1999): Controls of surface erosion on the evolution of the Alps: constraints from the stratigraphies of the adjacent foreland basins. Int. Journ. Earth Sci. 88, 285-304.

Schmassmann, H. (1990): Hydrochemische Synthese Nordschweiz: Tertiär und Malm-Aquifere. Nagra Tech. Ber. NTB 88-07.

Schmassmann, H., Balderer, W., Kanz, W. & Pekdeger, A. (1984): Beschaffenheit der Tiefengrundwässer in der zentralen Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. Nagra Tech. Ber. NTB 84-21.

Schmassmann, H., Kullin, M. & Schneemann, K. (1992): Hydrochemische Synthese Nordschweiz: Buntsandstein-, Perm- und Kristallin-Aquifere. Nagra Tech. Ber. NTB 91-30.

Schmid, S.M. (2002): Regional tectonics: from the Rhine graben to the Po plain, a summary of the tectonic evolution of the Alps and their forelands. http://www.unibas.ch/earth/tecto/people/schmid/alps/schmid_html 02.04.2002, dokumentiert in Unpubl. Nagra Aktennotiz AN 02-263.

Schmid, S.M., Pfiffner, O.A., Froitzheim, N., Schönborn, G. & Kissling, E. (1996). Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. Tectonics 15/ 5, 1036-1064.

Schmidt, A. & Mack, K. (1912): Das süddeutsche Erdbeben vom 16. November 1911. Sonderdruck aus den Württemb. Jahrb. f. Statistik u. Landeskunde 1.

Schneider & Matousek AG (1995): Zur Stratigraphie des Jüngeren Pleistozäns im Gebiet des Zusammenflusses von Aare, Reuss und Limmat. Unpubl. Forschungsbericht z.H. der Landeshydrologie und -geologie (Bern).

Schneider, D., Mattli, B. & Gubler, E. (1992): Neotektonische Untersuchungen der Nagra im Hauensteingebiet: Nivellements-Messungen 1990/91 und kinematische Ausgleichung der relativen Höhenänderungen 1911 bis 1991. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Schneider, F., Potdevin, J.L., Wolf, S. & Faille, I. (1996): Mechanical and chemical compaction model for sedimentary basin simulators. Tectonophysics 263, 307-317.

Schneider, G. (1979): The earthquake in the Swabian Jura of 16 Nov, 1911 and present concepts of seismotectonics. Tectonophysics 53, 279 -288.

Schoop, R.W. & Wegener, H. (1984): Einige Ergebnisse der seismischen Untersuchungen auf dem Bodensee. Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 50/118, 55-62.

Schrader, F. (1988): Das regionale Gefüge der Drucklösungsdeformation an Geröllen im westlichen Molassebecken. Geol. Rdsch. 77/2, 347-369.

Schreiner, A. (1992): Erläuterungen zur geologischen Karte des Landkreises Konstanz 1:50'000 (3. völlig neu bearbeitete Auflage). Geol. Landesamt Baden-Württ.

Schwarz, H.U. (1975): Sedimentary structures and facies analysis of shallow marine carbonates (Lower Muschelkalk, Middle Triassic, Southwestern Germany). Contribution Sedimentology 3.

Senger, R. (2002): OPA Geosynthesis: Preliminary Analyses of Hydro- and Gas Test of Opalinus Clay Core from the Benken Borehole using TOUGH2/ITOUGH2. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Senger, R., Domski, P. & Walters, D. (2000): OPA Geosynthesis / Hydrogeology: Preliminary studies on hydrogeological synthesis OPA. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Senger, R., Domski, P. & Walters, D. (2002): OPA Geosynthesis: Coupled processes associated with gas flow through Opalinus Clay. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Serra, O. (1986): Wellsite interpretation of wireline logs. Schlumberger.

Shi, Y. & Wang, C.-Y. (1986): Pore pressure generation in sedimentary basins: overloading versus aquathermal. J. Geophys. Res. 91, 2153-2162.

Shimizu, I., Oswa, H., Seo, T., Yasuike, S. & Sasaki, I. (1996): Earthquake-related ground motion and groundwater pressure change at the Kamaishi Mine. Engin. Geol., Spec. Publ.

Sibson, R.H. (1981): Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models. In: Simpson, D.W. & Richards, P. G. (Eds): Earthquake Prediction: an International Review. Amer. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser. 4, 593-603.

Sibson, R.H. (1989): Earthquake faulting as a structural process. J. Struct. Geol. 11, 1/2, 1-14.

Sibson, R.H. (1994): Crustal stress, faulting and fluid flow. In: Parnell, J. (Ed): Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 78, 69-84.

Sitz, P. (2002): Verschlusskonzept Geologisches Tiefenlager Opalinuston. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Smellie, J.A.T. (Ed.) (1999): The Maqarin natural analogue study, Phase III. SKB Techn. Rep. TR-98-04.

Smith, J.E. (1971): The dynamics of shale compaction and evolution of pore pressures. Math. Geol. 3, No. 3.

Smith, P.A. & Zuidema, P. (2001): Modelling the history of drainage and compaction of Opalinus Clay. Unpubl. Nagra Int. Rep., Rev.1.

Soler, J.M. (1999): Coupled Transport Phenomena in the Opalinus Clay: Implications for Radionuclide Transport. Nagra Tech. Rep. NTB 99-09.

Soler, J.M. (2001): Two-dimensional reactive transport modeling of the interaction between a high pH plume and a fractured marl: the case of Wellenberg. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Sommaruga, A. (1997): Geology of the central Jura and the Molasse basin: New insight into an evaporite-based foreland fold and thrust belt. Mém. Soc. Neuch. Sci. Nat.

Speck, Ch. (1994): Änderung des Grundwasserregimes unter dem Einfluss von Gletschern und Permafrost. Mitt. VAW 134, ETH-Zürich.

Sprecher, C. & Müller, W.H. (1986): Geophysikalisches Untersuchungsprogramm Nordschweiz: Reflexionsseismik 82. Nagra Tech. Ber. NTB 84-15.

Stagg, K.G. & Zienkiewicz, O.C. (1968): Rock Mechanics in Engineering Practice. John Wiley & Sons Ltd, London, New York, Sydney, Toronto.

Stampfli, G.M. & Marchant, R.H. (1997): Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. *In:* Pfiffner, O.A. et al. (Eds.): Results of NRP 20, 223-239. Birkhäuser, Basel.

Steefel, C.I. & Lichtner, P.C. (1998): Multicomponent reactive transport in discrete fractures II: infiltration of hyperalkaline groundwater at Maqarin, Jordan, a natural analogue site. J. Hydrol. 209, 200-224.

Steffen, P. & Jäggi, K. (2002): OPA/Hydrogeologie – Laboruntersuchungen zum Quellverhalten von Opalinuston Kernproben. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Steiner, W. (1993): Swelling Rock in Tunnels: Rock Characterization, Effect of Horizontal Stresses and Construction Procedures. Intern. J. Rock Mech. and Mining Sci. & Geomech. Abstr. 30, 4, 361-380.

Steiner, W. (2000): Choice of construction methods for tunnels in hard soil soft rock: Influence and reliability of site investigations. Panel Rep. 2nd Internat. Symp. Hard Soil Soft Rock, Napoli, Oktober 1998. Balkema.

Steiner, W. & Metzger, R. (1988): IG Wisenberg-Tunnel, Bahn 2000 – Wisenbergtunnel, Erfahrungen aus Tunneln in quellendem Gestein. Ber. Schweiz. Bundesbahnen (SBB) Luzern.

Stichler, W. (1997): Isotopengehalte in Tiefengrundwässern aus Erdöl- und Erdgasbohrungen im süddeutschen Molassebecken. Beit. z. Hydrogeol. 48/1, 81-88.

Stichler, W., Rauert, W., Weise, S., Wolf, M., Koschel, G., Stier, P., Prestel, R., Hedin, K. & Bertleff, B. (1987): Isotopenhydrologische und Hydrochemische Untersuchungen zur Erkundung des Fliesssystems im Malm-karstaquifer des süddeutschen Alpenvorlands. Z. dt. geol. Ges. 138, 387-398.

Stober, I. & Villinger, E. (1997): Hydraulisches Potential und Durchlässigkeit des höheren Oberjuras und des Oberen Muschelkalks unter dem baden-württembergischen Molassebecken. Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg 37, 77-96.

Stroes-Gascoyne, S. (2002): Assessment of the likelihood of significant microbial activity in Opalinus Clay. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Stumm, W. & Morgan, J.J. (1996): Aquatic Chemistry. 3rd ed., Wiley, New York.

Suzuki, K. & Maruyama, M. (2000): DM experiment: Laboratory experiments for the determination of deformation mechanisms and a constitutive law of time-dependent deformation behaviour of the Opalinus Clay (phase 4). Unpubl. Mont Terri Tech. Note TN 98-47.

Swarbrick, R.E. & Osborne, M.J. (1998): Mechanisms that generate abnormal pressures: An overview. *In:* Law, B.E., Ulmishek, G.F. & Slavin, V.I. (Eds.): Abnormal pressures in hydrocarbon environments. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 70.

Swartzendruber, D. (1962a): Non-Darcy flow behaviour in liquid-saturated porous media. J. Geophys. Res. 67/13.

Swartzendruber, D. (1962b): Modification of Darcy's law for the flow of water in soils. Soil Sci. 93/1.

Swift, B.T., Hoch, A.R. & Rodwell, W.R. (2000): Modelling Gas Migration in Compacted Bentonite: GAMBIT Club Phase 2 – Final Report. AEA Report AEAT/ENV/0083.

te Kamp, L., Konietzky, H. & Blümling, P. (2003): Conceptual modeling of Opalinus Clay with FLAC and PFC. *In:* Konietzky, H. (Ed.): Numerical Modeling in Micromechanics via Praticle Methods, Balkema Publishers, Lisse.

Teichmüller, M. (1987): Organic material and very lowgrade metamorphism. *In:* M. Frey (Ed.): Low temperature metamorphism. Blackie, Glasgow.

Terzaghi, K. van (1925): Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage. Deutike Leipzig / Wien.

Tessier, D. (1990): Behaviour and microstructure of clay minerals. In: M.F. de Boodt, M.H.B. Hayes & A. Herbillon, (Eds.): Soil colloids and their association in aggregates. NATO ASI series, series B, Physics, v. 215, Plenum Press, New York.

Tevissen, E. & Soler, J.M. (2003): Mont Terri Project. DI Experiment. Synth. Rep. Mont Terri Tech. Rep. (in prep.).

Thompson, J.B. Jr. (1959): Local equilibrium in metasomatic processes. *In:* Ableson, P.H. (Ed.): Researches in Geochemistry 1, 427-457. Wiley & Sons, New York.

Thury, M. (1980): Erläuterungen zum Nagra-Tiefbohrprogramm als vorbereitende Handlung im Hinblick auf das "Projekt Gewähr". Nagra Tech. Ber. NTB 80-07.

Thury, M. & Bossart, P., (Eds.) (1999): Mont Terri Rock Laboratory: Results of the Hydrogeologicl, Geochemical, and Geotectonical Experiments performed in 1996 and 1997. Landeshydrologie und -geologie, Geol. Ber. Nr. 23. Bern, Switzerland.

Thury, M., Gautschi, A., Mazurek, M., Müller, W.H., Naef, H., Pearson, F.J., Vomvoris, S. & Wilson, W. (1994): Geology and Hydrogeology of the Cristalline Basement of Northern Switzerland. Nagra Tech. Rep. NTB 93-01.

Tissot, B. P. & Welte, D. H. (1984): Petroleum formation and occurrence. A new approach to oil and gas exploration. Springer.

Tits, J., Bradbury, M.H., Wieland, E. & Mantovani, M. (1998): The Uptake of Cs, Sr, Ni, Eu and Th by CSH-Phases under high pH Cement Pore Water Conditions. PSI Int. Rep. TM 44-98-01, Paul Scherrer Institute Würenlingen and Villigen, Switzerland.

Tits, J., Wieland, E., Bradbury, M.H., Eckert, P. & Schaible, A. (2002): The Uptake of EU (III) and Th (IV) by Calcite under Hyperalkaline Conditions. PSI Rep. 02-03, Paul Scherrer Institute, Villigen, Switzerland and Nagra Tech. Rep. NTB 02-08.

Tolstikhin, I., Lehmann, B.E., Loosli, H.H. & Gautschi, A. (1996): Helium and argon isotopes in rocks, minerals and groundwaters: a Case study in Northern Switzerland. Geochim. Cosmochim. Acta 60/9, 1497-1514.

Traber, D., Waber, N., Eichinger, L. & Heidinger, M. (2002): Hydrochemie und Isotopenhydrologie von Tiefengrundwässern in der Region Lägern–Zürcher Weinland–Hegau. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Trümpy, R. (1980): Geology of Switzerland. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland. Wepf & Co., Basel.

Tsunogai, U. & Wakita, H. (1995): Precursory Chemical Changes in Ground Water: Kobe Earthquake, Japan. Science 269, 61-63.

Tuck, J.J. & Hayes, M.H.B. (1990): Structure and dynamics of water at clay surfaces. Inferences from neutron scattering studies. In: M.F. de Boodt, M.H.B. Hayes & A. Herbillon (Eds.): Soil colloids and their association in aggregates. NATO ASI series, series B, Physics, v. 215, Plenum Press, New York.

Udluft, P. (1981): Die Süss-Salzwassergrenze Süddeutschlands als Ausdruck der Grundwasserdynamik. Z. dt. geol. Ges. 132, 623-636.

Ufrecht, W. (1988): Das Tiefengrundwasser im Sandsteinkeuper des Albvorlands. Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg 30, 511-541.

Underwood, L.B (1967): Classification and identification of shales. Proc. ASCE J. Soil Mechanics and Foundation Engineering. 93, No. SM 6, 97-116.

Valko, P. & Economides, M.J. (1997): Hydraulic fracture mechanics. John Wiley, New York.

Van Genuchten, M.Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 44.

Van Loon, L.R., Soler, J. & Bradbury, M.H. (2002a): Diffusion of HTO, ^{36}Cl-, and ^{125}I- in Opalinus Clay Samples from Mont Terri: Effect of confining pressure. J. Contaminant Hydrol.

Van Loon, L.R., Jakob, A., Laube, A., Glaus, M. & Bradbury, M.H. (2002b): Diffusion Processes. *In:* Waste Management Laboratory (LES) Progress Rep. September 2001 to August 2002; PSI Int. Rep. AN-44-02-14.

Van Loon, L.R., Soler, J.M. & Bradbury, M.H. (2003): Diffusion of HTO, $^{36}Cl^-$, $^{125}I^-$ and $^{22}Na^+$ in Opalinus Clay samples from Mont Terri and Benken. PSI-Rep. Paul Scherrer Inst., Villigen, Switzerland. (in prep.)

van Oort, E. (1994): A novel technique for the introduction of drilling fluid induced borehole instability in shales. *In:* Eurock '94. Balkema, p. 293-308 Rotterdam, Holland.

Verderber, R. (1992): Quartärgeologische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Schaffhausen und Basel. Diss. Univ. Freiburg.

Vermeer, P.A. & De Borst, R. (1984): Non Associated Plasticity for Soils, Concrete and Rock: Heron, 29/3.

Villinger, E. (1982): Hydrogeologische Aspekte zur geothermischen Anomalie im Gebiet Urach-Boll am Nordrand der Schwäbischen Alb (SW-Deutschland). Geol. Jb. C32, 3-41.

Villinger, E. (1986): Untersuchungen zur Flussgeschichte von Aare-Donau/Alpenrhein und zur Enwicklung des Malm-Karsts in Südwestdeutschland. Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg 28, 297-362.

Villinger, E. (1988): Bemerkungen zur Verkarstung des Malms unter dem westlichen süddeutschen Molassebecken. Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 54/127, 41-59.

Villinger, E. (2000): Geologische Zeittafel für Baden-Württemberg. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg, Freiburg.

Vitart, X., Tevissen, E., Harmand, B. & Pocachard, J. (1999): Caractérisation de phénomènes diffusifs dans la couche silteuse de Marcoule. *In:* Étude du Gard Rhodanien. Actes des Journées Scientifiques CNRS/ANDRA. EDP Sciences, Les Ulis, France, 167-187.

Voborny, O., Adank, P., Hürlimann, W. & Thompson, B.M. (1993): Hydrogeologische Modellierung im Opalinus-Ton und in der Unteren Süsswasser-Molasse der Nordostschweiz. Nagra Tech. Ber. NTB 90-14.

Voegelin, A. & Kretzschmar, R. (2001): Stability and mobility of colloids in Opalinus clay. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Volckaert, G., Ortiz, L., De Canniere, P., Put, M., Horseman, S.T., Harrington, V., Fioravante, V. & Impey, M. (1995): MEGAS – Modelling and experiments on gas migration in repository host rocks. Final Report Phase 1. Europ. Comm. Rep. EUR 16235, Luxembourg.

Vollmayr, Th. (1971): Zur Geologie des Feldes Pfullendorf-Ostrach. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 37/92, 1-20.

Von Moos, A. & Nänny, P. (1970): Grundwasseruntersuchungen im Klettgau, Kanton Schaffhausen. Eclogae geol. Helv. 63/2, 467-481.

VSE et al. (1978): Konzept für die nukleare Entsorgung in der Schweiz. Bericht d. Verb. Schweiz. Elektrizitätswerke (VSE), Gruppe der KKW-Betreiber u. -Projektanten (GKBP), Konferenz der Überlandwerke (UeW), Nagra.

Waber, H.N. & Schürch, R. (1999): Opalinus Clay: Fracture mineralogy and geochemistry constraints on porewater composition. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Waber, H.N. & Pearson, F.J. (2001): Mont Terri Project, FM-C Experiment: Chemistry of Artificial Formation Water After 14 Months of Interaction with Opalinus Clay. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Waber, H.N., Frape, S.K. & Gautschi, A. (2001): Cl-isotopes as Indicator for a Complex Paleohydrogeology in Jurassic Argillaceous Rocks, Switzerland. *In:* Cidu, R. (Ed.): Water-Rock Interaction: Proc. 10th Internat. Symp. on Water-Rock Interaction – WRI-10, Villasimius, Italy, Lisse, The Netherlands, A. A. Balkema, p. 1403-1406.

Waber, H.N., Pearson, F.J., Aeschbach-Hertig, W., Eichinger, L., Lehmann, B.E. & Loosli, H.H. (2002): Sondierbohrung Benken: Hydrochemical and Hydroisotopic Characterisation of Groundwaters. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Waber, H.N., Pearson, F.J., Hobbs, M.Y. & Oyama, T. (2003): Sondierbohrung Benken: Characterisation of Pore Water from Argillaceous Rocks. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Wang, J.-M. (1985): The distribution of earthquake damage to underground facilities during the 1976 Tang-Shan earthquake. Earth Spectra 4/1, 741-757.

Watts, N.L. (1987): Theoretical aspects of cap-rock and fault seals for single- and two-phase hydrocarbon columns. Marine Petrol. Geol. 4, 274-307.

Wegmüller, M.C. (2001): Einflüsse des Bergwassers auf Tiefbau/Tunnelbau. Stäubli AG, Zürich.

Weidmann, M. (in Zusammenarbeit mit dem Schweizerischen Erdbebendienst) (2002): Erdbeben in der Schweiz. Desertina, Chur, Schweiz (enthält zahlreiche Hinweise auf ältere Publikationen und Berichte).

Weise, S.M. & Stichler, W. (1997): Edelgasisotopen-Methoden als Werkzeug zur Untersuchung tiefreichender Grundwasser-Fliesssysteme am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens. Beitr. z. Hydrogeol. 48(1), 69-80.

Wermeille, S. & Bossart, P. (1999): Paleohydrological study on the surroundings of the Mont Terri Rock laboratory. Unpubl. Mont Terri Tech. Rep. TR 99-01.

Werner, W. & Franzke, H.-J. (1994): Tektonik und Mineralisation der Hydrothermalgänge am Schwarzwaldrand im Bergbaurevier Freiamt-Sexau. Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg 14, 27-98.

Wetzel, A. & Allia, V. (1996): Der Ablagerungsraum des Opalinustons – eine sedimentologische Analyse. *In:* Die Grenzziehung Unter-/Mitteljura (Toarcium/Aalenium) bei Wittnau und Fuentelsaz (p. 20-24), Informationen 8, Geol. Landesamt Baden-Württemberg, Freiburg i.Br.

Wetzel, A. & Allia, V. (2000): The significance of hiatus beds in shallow-water mudstones: an example from the middle Jurassic of Switzerland. J. Sed. Res. 70, 170-180.

Wieland, E. & Van Loon, L.R. (2001): Near-field sorption data base for performance assessment of a LL/ILW repository in Opalinusclay and crystalline host rock. Unpubl. Nagra Int. Rep.

Wiget, A., Schneider, D. & Gubler, E. (1996): GPS-Netz Neotektonik Nordschweiz: Messkampagne 1995 und Deformations-Grobanalyse 1988–1995. Unpubl. Nagra Int. Ber.

Wildi, W. (1984): Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz, mit kurzen Erläuterungen. Eclogae geol. Helv. 77/3, 541-551.

Willson, S.M., Zoback, M.D. & Moos, D. (1999): Drilling in South America: A wellbore stability approach for complex geologic conditions. SPE Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference (Caracas, Venezuela, 21–23 April 1999) Proceedings, SPE 53940.

Witherspoon, P.A. & Bodvarsson, G.S. (Eds.) (2001): Geological Challenges in Radioactive Waste Isolation: Third Worldwide Review. Lawrence Berkeley National Lab. Rep. LBNL-49767.

Witherspoon, P.A., Wang, J.S.K., Iwai, K. & Gale, J.E. (1980): Validity of cubic law for fluid flow in a deformable rock fracture. Water Resour. Res. 16.

Wolf, M. & Hagemann, H.W. (1987): Inkohlung und Geothermik in meso- und paläozoischen Sedimenten der Nordschweiz und Vergleich zu Inkohlungsdaten aus Süddeutschland. Eclogae geol. Helv. 80, 535-542.

Wong, S.W. & Heidug, W.K. (1994): Borehole stability in shales: A constitutive model for the mechanical and chemical effects of drilling fluid invasion. *In:* Eurock '94. Balkema, p. 251-257. Rotterdam, Holland.

Wood, D.M. (1990): Soil Behaviour and Critical State Soil Mechanics. Cambridge Univ. Press.

Wygrala, B.P. (1989): Integrated study of an oil field in the southern Po basin, northern Italy. Ber. d. Kernforschungs-anlage Jülich, 2313 p.

Yaramanshi, U., Kruschwitz, S. & Maultzsch, S. (2000): ED-C: Geoelectric Characterization of the Opalinus Clay Formation in the Underground Rock Laboratory, Mont Terri. Unpubl. Mont Terri Tech. Note TN 2003-33.

Young, A. & Low, P.F. (1965): Osmosis in argillaceous rocks. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 49(7), 1004-1008.

Yu, J.-W. & Neretnieks, I. (1997): Diffusion and sorption properties of radionuclides in compacted bentonite. SKB Tech. Rep. TR 97-12, Stockholm.

Yurtsever, Y. & Gat, J.R. (1981): Atmospheric Waters. In: Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle, Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, Tech. Rep. Ser. 210, 103-142.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. & Billups, K. (2001): Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. Science 292, 686-693.

Ziegler, P.A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V. Elsevier, Amsterdam.

Ziegler, P.A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. Second and completely revised edition. Shell international, Elsevier, Amsterdam.