WaterGeoChem
Consulting

Hydrogeologische Eigenschaften von Festgesteins-Aquiferen in der Schweiz



Wasserzufluss in den Leventina-Gneisen im Gotthard NEAT-Bahntunnel
(Weströhre, km 245.762, Überdeckung ca. 1000 m; aus Guntli et al. 2016, Foto IG GBTS, 23.08.2005).

Bern, 13.10.2025

Im Auftrag des Bundesamtes für Umwelt (BAFU)

Impressum

Auftraggeber: Bundesamt für Umwelt (BAFU), Abt. Hydrologie, CH-3003 Bern
Das BAFU ist ein Amt des Eidg. Departements für Umwelt, Verkehr, Energie und Kommunikation (UVEK).

Auftragnehmer: WaterGeoChem Consulting, Bern

Autor: H. Niklaus Waber

Begleitung BAFU: Marc Schürch, Stefanie Wirth

Hinweis: Diese Studie/dieser Bericht wurde im Auftrag des Bundesamtes für Umwelt (BAFU) verfasst. Für den Inhalt ist allein der Auftragnehmer verantwortlich.

Zusammenfassung

Im Felsuntergrund der Schweiz können 13 hydrogeologische Einheiten ausgeschieden werden, welche auf lokalem, regionalem oder über-regionalem Massstab hydrogeologische Eigenschaften eines Grundwasserleiters aufweisen. Von diesen Einheiten befinden sich deren 5 in den tertiären Sedimentablagerungen (Abfolgen der oberen und unteren Süsswasser- und Meeresmolasse, Flysch-Ablagerungen), 6 in den mesozoischen Sedimenten (Kreide, Malm, Hauptrogenstein inkl. '*Dogger*' in der Westschweiz, Keuper, Muschelkalk, Buntsandstein) und 2 im prä-mesozoischen Grundgebirge (Permokarbon und Kristallin). Die Verbreitung der tertiären Einheiten beschränkt sich vorwiegend auf das Mittelländische Molassebecken und die Voralpen. Die mesozoischen Einheiten sind im Untergrund des Tafel- und Faltenjuras, des Mittellands und im Alpenraum vorhanden und treten abhängig von der Morphologie auch bis an die Oberfläche auf. Bekannte Vorkommen der hydrogeologischen Einheit Permokarbon finden sich im Untergrund der Nordschweiz (Permokarbon-Trog) und vereinzelt im alpinen Raum. Die hydrogeologische Einheit Kristallin bildet das Grundgebirge unterhalb des Tafeljuras, Faltenjuras und des Mittellands und ist vor allem im Alpenraum vorhanden.

Aus allen diesen 13 hydrogeologischen Einheiten sind Grundwasservorkommen bekannt und werden lokal auch unterschiedlich genutzt (z.B. Wasserversorgung, Thermalwasser, Geothermie). Für diese Einheiten wird generell der Begriff '*Festgesteins-Aquifer*' bzw. der Begriff '*Aquifer*' in Verbindung mit der stratigraphischen oder lithologischen Bezeichnung verwendet (z.B. *Malm-Aquifer, Kristallin-Aquifer*). Das im Wissen, dass dieser Begriff nicht für alle Einheiten und/oder deren gesamte geographische Verbreitung im hydrogeologischen und wasserwirtschaftlichen Sinn zutrifft. Abhängig von den geologischen Verhältnissen, sind die obersten Festgesteins-Aquifere mit den überliegenden Lockergestein-Aquiferen hydraulisch mehr oder weniger stark verbunden.

Bezüglich der Wasserführung sind die Festgesteins-Aquifere mehrheitlich als Kluft- oder Karst-Aquifere ausgebildet und seltener als homogene Poren-Aquifere. Bekannte Kluft-Aquifere finden sich in den tertiären und mesozoischen Sedimentgesteinen im Untergrund von allen tektonischen Grossräumen und in kristallinen Gesteinen im Grundgebirge der Nordschweiz, dem Mittelland und im Alpenraum. Karst-Aquifere sind je nach tektonischer Beanspruchung und morphologischer Lage in Karbonat- und Evaporitgesteinen der hydrogeologischen Einheiten vom Malm, Hauptrogenstein, Kreide, Keuper und Muschelkalk vor allem im Juragebirge und Alpenraum ausgebildet und sind lokal auch aus dem Untergrund des Mittellands bekannt. Reine Poren-Aquifere sind untergeordnet und treten in den sandigen Lithologien der Molasse-Einheiten auf und seltener in den hydrogeologischen Einheiten Keuper und Buntsandstein.

Im vorliegenden Bericht wird den Kenntnisstand der hydrogeologischen Eigenschaften von Festgesteins-Aquiferen im Untergrund der Schweiz anhand von bis 2025 publizierten Daten zusammengefasst. Die quantitativen Angaben umfassen die Eigenschaften einer spezifischen hydrogeologischen Einheit auf stark unterschiedlichem Massstab. Vorliegend sind Daten von an Gesteinsproben bestimmte Porosität und Permeabilität der Gesteinsmatrix, von anhand von Hydro-Test in Bohrungen ermittelten hydraulischen Durchlässigkeiten, von Wasserzuflüssen aus Kluft-Aquiferen in Untertagebauten und von Schüttungen von Quellen in Karst-Aquiferen. Die Skalierung dieser Daten auf eine spezifische hydrogeologische Einheit benötigt die Kenntnis der geologisch-strukturellen Verhältnisse auf dem Massstab der Einheit und hydraulische Modelle. Versuche solcher Skalierungen auf den Gebirgsmassstab liegen mit unterschiedlichen Modellansätzen für diverse Kristallin-Aquifere im Alpenraum vor.

Die grösste Datendichte von Festgesteins-Aquiferen findet sich in der Nordschweiz von den tertiären und mesozoischen Einheiten und dem kristallinen Grundgebirge durch die diversen Untersuchungen im Hinblick auf die Tiefenlagerung von radioaktiven Abfällen der Nagra. Eine hohe Datendichte ist auch von Kristallin-Aquiferen im Alpenraum (v.a. Aar-Massiv, Gotthard-Decke) aus Untersuchungen in Tunnelbauten und Felslabors vorhanden. Weniger publizierte Daten sind

für die diversen hydrogeologischen Einheiten im zentralen und westlichen Mittelland, dem westlichen Tafeljura und dem Faltenjura vorhanden. Dort zielten bisherige und heutige Untersuchungen mehrheitlich auf spezifische Festgesteins-Aquifere im Hinblick auf die Wasserversorgung und mehrere geothermische Projekte.

Der publizierte Datensatz über die hydraulischen Eigenschaften der Molasse-Einheiten im schweizerischen Mittelland ist bezüglich deren Verbreitung beschränkt. Über diese hier den Felsuntergrund der Lockergesteins-Aquifere bildenden Einheiten liegen nur vereinzelte lokale Untersuchungen vor, welche dem heterogenen Aufbau und der Hydrogeologie dieser Sedimentgesteine kaum gerecht werden. Für diese, wie auch für die anderen hydrogeologischen Einheiten wäre eine grössere Datendichte für das lokale und regionale Verständnis der Grundwasserführung im Untergrund und eine verbesserte Extrapolation der hydraulischen Eigenschaften der Festgesteins-Aquifere über grössere Distanzen und damit der Prognostizierung für nachfolgende geotechnische Bauten und Anlagen (Wasserversorgung, Geothermie etc.) hilfreich.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung ..... **I**

Inhaltsverzeichnis ..... **III**

Tabellenverzeichnis ..... **V**

Figurenverzeichnis ..... **VII**

1 Einleitung **1**
1.1 Datengrundlage 3
1.2 Hydraulische Parameter 8
1.2.1 Porosität 9
1.2.2 Matrix-Permeabilität 11
1.2.3 Hydraulische Durchlässigkeit und Transmissivität 12

2 Tertiär-Einheiten **14**
2.1 Generelle hydrogeologische Eigenschaften 17
2.2 Obere Süsswassermolasse, OSM 19
2.2.1 Porosität 20
2.2.2 Matrix-Permeabilität 23
2.2.3 Hydraulische Durchlässigkeit 23
2.2.4 Beobachtungen in Tunnelbauten 25
2.3 Obere Meeresmolasse, OMM 29
2.3.1 Porosität 30
2.3.2 Matrix-Permeabilität 32
2.3.3 Hydraulische Durchlässigkeit 33
2.3.4 Beobachtungen in Tunnelbauten 35
2.4 Untere Süsswassermolasse, USM 36
2.4.1 Porosität 38
2.4.2 Matrix-Permeabilität 43
2.4.3 Hydraulische Durchlässigkeit 47
2.4.4 Beobachtungen in Tunnelbauten 49
2.5 Untere Meeresmolasse, UMM 50
2.6 Subalpine Molasse 51
2.7 Flysch-Ablagerungen s.l. 51
2.7.1 Hydraulische Durchlässigkeit 52
2.7.2 Beobachtungen in Tunnelbauten 52

3 Kreide-Aquifer **54**
3.1 Porosität 56
3.2 Matrix-Permeabilität 56
3.3 Hydraulische Durchlässigkeit 58
3.4 Beobachtungen in Tunnelbauten 60

4 Malm-Aquifer 62
4.1 Porosität 66
4.2 Matrix-Permeabilität 69
4.3 Hydraulische Durchlässigkeit 69
4.4 Beobachtungen in Tunnelbauten 74

5 Hauptrogenstein-Aquifer 75
5.1 Porosität 77
5.2 Matrix-Permeabilität 80
5.3 Hydraulische Durchlässigkeit 80
5.4 Beobachtungen in Tunnelbauten 82

6 Keuper-Aquifer 84
6.1 Porosität 85
6.2 Matrix-Permeabilität 87
6.3 Hydraulische Durchlässigkeit 90
6.4 Beobachtungen in Tunnelbauten 93

7 Muschelkalk-Aquifer 94
7.1 Porosität 95
7.2 Matrix-Permeabilität 100
7.3 Hydraulische Durchlässigkeit 102
7.4 Beobachtungen in Tunnelbauten 106

8 Buntsandstein-Aquifer 108
8.1 Porosität 109
8.2 Matrix-Permeabilität 111
8.3 Hydraulische Durchlässigkeit 114

9 Permokarbon 117
9.1 Porosität 118
9.2 Matrix-Permeabilität 121
9.3 Hydraulische Durchlässigkeit 124
9.4 Beobachtungen in Tunnelbauten 127

10 Kristallin-Aquifere 129
10.1 Porosität 132
10.2 Matrix-Permeabilität 137
10.3 Hydraulische Durchlässigkeit 140
10.3.1 Kristallines Grundgebirge der Nordschweiz 140
10.3.2 Kristallin im alpinen Raum 142
10.4 Beobachtungen in Tunnelbauten 146

11 Verdankungen 151

12 Literaturverzeichnis 152

Tabellenverzeichnis

Tab. 1-1: Anzahl vorhandener hydrogeologischer Daten und Untersuchungen unterteilt nach hydrogeologischer Einheit (*Festgesteins-Aquifer*) und tektonischem Grossraum. 6

Tab. 1-2: Anzahl vorhandener hydrogeologischer Daten und Untersuchungen der hydrogeologischen Einheiten '*Permokarbon*' und '*Kristallin*' im Kristallinen Grundgebirge in der Nordschweiz und im Alpenraum. 8

Tab. 2-1: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen in der OSM im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'. 20

Tab. 2-2: Porosität von Gesteinen der OSM im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'. 21

Tab. 2-3: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen in der OSM im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'. 24

Tab. 2-4: Hydrogeologische Beobachtungen in Tunnelbauten in der OSM im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und Faltenjura und der Vorfaltenzone. 28

Tab. 2-5: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen der OMM im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'. 31

Tab. 2-6: Porosität von Gesteinen der OMM. 31

Tab. 2-7: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen in der OMM. 33

Tab. 2-8: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen in der USM im Mittelländischen Molassebecken. 39

Tab. 2-9: Porosität von Gesteinen der Unteren Süsswassermolasse (USM) im Mittelländischen Molassebecken. 40

Tab. 2-10: Lokalitäten mit Matrix-Permeabilitätsdaten von Gesteinen in der USM im Mittelländischen Molassebecken. 44

Tab. 2-11: Matrix-Permeabilität von Gesteinen der Unteren Süsswassermolasse (USM) im Mittelländischen Molassebecken. 44

Tab. 2-12: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen in der USM im Mittelländischen Molassebecken. 47

Tab. 3-1: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen vom Kreide-Aquifer im Helvetikum der Axen- und Drusberg-Decken am Wellenberg (NW). 56

Tab. 3-2: Porosität von Gesteinen vom Kreide-Aquifer im Helvetikum der Axen- und Drusberg-Decken am Wellenberg (NW). 57

Tab. 3-3 Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen im Kreide-Aquifer im Helvetikum (Doldenhorn-Decke, Drusberg-Decke). 58

Tab. 4-1: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen im Malm-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'. 67

Tab. 4-2: Porosität von Gesteinen im Malm-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'. 67

Tab. 4-3: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen im Malm-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken, Tafeljura, Faltenjura und im Helvetikum der Voralpen. 70

Tab. 5-1: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen im Hauptrogenstein-Aquifer und dessen chronostratigraphischen Äquivalenten in der Nordostschweiz. 78

Tab. 5-2: Porosität von Gesteinen im Hauptrogenstein-Aquifer und dessen chronostratigraphischen Äquivalenten in der Nordostschweiz. 78

Tab. 5-3: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen im Hauptrogenstein-Aquifer und seinen chronostratigraphischen Äquivalenten in der Nordostschweiz. 81

Tab. 6-1: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen im Keuper-Aquifer 86

Tab. 6-2: Porosität von Gesteinen im Keuper-Aquifer. 87

Tab. 6-3: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen im Keuper-Aquifer. 92

Tab. 7-1: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen im Muschelkalk-Aquifer (Schinznach-Formation) und der unterliegenden 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation. 96

Tab. 7-2: Porosität von Gesteinen im Muschelkalk-Aquifer (Schinznach-Formation) und der unterliegenden 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation. 97

Tab. 7-3: Lokalitäten mit Matrix-Permeabilitätsdaten von Gesteinen im Muschelkalk-Aquifer (Schinznach-Formation) und der 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation. 100

Tab. 7-4: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen im Muschelkalk-Aquifer. 103

Tab. 8-1: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen im Buntsandstein-Aquifer 109

Tab. 8-2: Porosität von Gesteinen im Buntsandstein-Aquifer. 110

Tab. 8-3: Lokalitäten mit Daten der Matrix-Permeabilität von Gesteinen im Buntsandstein-Aquifer..... 112

Tab. 8-4: Matrix-Permeabilität von Gesteinen im Buntsandstein-Aquifer. 113

Tab. 8-5: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen im Buntsandstein-Aquifer. ... 114

Tab. 9-1: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen im Permokarbon. 118

Tab. 9-2: Porosität von Gesteinen im Permokarbon. 120

Tab. 9-3: Lokalitäten mit Daten der Matrix-Permeabilität von Gesteinen im Permokarbon 121

Tab. 9-4: Matrix-Permeabilität von Gesteinen im Permokarbon. 123

Tab. 9-5: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen im Permokarbon. 124

Tab. 10-1: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen in Kristallin Aquiferen der Nordschweiz und des Alpenraumes. 132

Tab. 10-2: Porosität von Gesteinen in Kristallin Aquiferen der Nordschweiz und des Alpenraumes. 134

Tab. 10-3: Lokalitäten mit Daten der Matrix-Permeabilität von Kristallingesteinen 137

Tab. 10-4: Matrix-Permeabilität von Gesteinen in Kristallin Aquiferen der Nordschweiz und dem Alpenraum. 139

Tab. 10-5: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Tiefbohrungen, und Bohrungen in Felslabors und Tunnelbauten in Kristallin Gesteinen. 141

Tab. 10-6: Lokalitäten mit Daten von Wasserzuflüssen in Tunnelbauten und deren Quantifizierung im Kristallin des Alpenraums. 147

Figurenverzeichnis

Fig. 1-1: Lokalitäten von Bohrungen, Tunnels und Felslabors, von welchen hydraulische Daten untersucht wurden, dargestellt in den tektonischen Grossräumen der Schweiz. 5

Fig. 2-1: Übersichtskarte der aufgeschlossenen Molasse-Einheiten im Molassebecken (Swisstopo 2017). 16

Fig. 2-2: Schematischer Schnitt durch das rezente Molassebecken mit den von Keller (1992) unterteilten hydrogeologischen Zonen I: (Sub-) Jura Molasse, II: Mittelländische Molasse, III: gefaltete Molasse und IV: Subalpine Molasse. 17

Fig. 2-3: Vereinfachtes Fazies-Modell von Keller (1992) für den Bereich des distalen Hauptentwässerungssystems der USM. 18

Fig. 2-4: Schematischer hydro-stratigraphischer Schnitt durch die OSM mit dreidimensionaler Architektur der prinzipiellen hydrogeologischen Einheiten (aus Keller 1992). 19

Fig. 2-5: OSM: Dichte-Porosität vs. Wasserverlust- (WL-) Porosität und WL-Porosität vs. den Tongehalt als Funktion des Gesteinstyps (a, b) und des Architektur-Elements (c, d) im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'. 22

Fig. 2-6: OSM: Dichte-Porosität und Wasserverlust- (WL-) Porosität als Funktion der Lithologie und der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'. 23

Fig. 2-7: OSM: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in der Nagra Sondierbohrung Uetliberg und den EWS-Bohrungen Frauenfeld und Dättnau-Winterthur (Mittelländisches Molassebecken 'Ost') und der auf die Lithologie und die Architektur-Elemente der OSM normierten '*best guess*' K-Werte gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s. 25

Fig. 2-8: OSM: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests als Funktion der Tiefe in der Nagra Sondierbohrung Uetliberg und den EWS-Bohrungen Frauenfeld und Dättnau-Winterthur im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'. 26

Fig. 2-9: OSM: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests über die Gesamtlänge des Testintervalls im Vergleich zu derjenigen berechnet für die effektive Mächtigkeit des wichtigsten Architekturelements (links) und der wichtigsten Lithologie (rechts) im Testintervall als Funktion der Tiefe in der Nagra Sondierbohrung Uetliberg und den EWS-Bohrungen Frauenfeld und Dättnau-Winterthur im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'. 27

Fig. 2-10: Schematischer hydro-stratigraphischer Schnitt durch die OMM mit dreidimensionaler Architektur der prinzipiellen hydrogeologischen Einheiten (aus Keller 1992). 30

Fig. 2-11: OMM: Dichte-Porosität als Funktion der Lithologie und der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'. 32

Fig. 2-12: OMM: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in Bohrungen im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s. 34

Fig. 2-13: OMM: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'. 35

Fig. 2-14: Schematischer hydro-stratigraphischer Schnitt durch die USM mit dreidimensionaler Architektur der prinzipiellen hydrogeologischen Einheiten (aus Keller 1992). 37

Fig. 2-15: USM: Dichte-Porosität vs. Dünnschliff (DS-) -Porosität im Mittelländischen Molassebecken 'West' (links) und 'Ost' (rechts) als Funktion des Gesteinstyps (oben) und des Architektur-Elements (unten). 41

Fig. 2-16: USM: Dichte-Porosität als Funktion der Lithologie und der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'West' (links) und 'Ost' (rechts). 42

Fig. 2-17: USM: Dichte-Porosität und Dünnschliff- (DS-) Porosität als Funktion der Lithologie und der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'West' (links) und 'Ost' (rechts). 42

Fig. 2-18: USM: Dichte-Porosität vs. hydraulische Durchlässigkeit von Gesteinsproben im Mittelländischen Molassebecken 'West' (links) und 'Ost' (rechts) als Funktion des Gesteinstyps (a, b) und des Architektur-Elements (c, d). 45

Fig. 2-19: USM: Hydraulische Durchlässigkeit von Gesteinsproben im Vergleich zur hydraulischen Durchlässigkeit aus Hydro-Tests als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'West' (links) und 'Ost' (rechts). 46

Fig. 2-20: USM: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in Bohrungen im Mittelländischen Molassebecken gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s. 48

Fig. 2-21: USM: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'West' (gelb) und 'Ost' (orange). 49

Fig. 2-22: Schematischer hydro-stratigraphischer Schnitt durch die UMM mit dreidimensionaler Architektur der prinzipiellen hydrogeologischen Einheiten (aus Keller 1992). 50

Fig. 3-1: Kreide: Hg-Porosität als Funktion der Lithologie und der Tiefe im Helvetikum der Axen- und Drusberg-Decken am Wellenberg (NW). 57

Fig. 3-2: Kreide: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in Bohrungen im Helvetikum im Lötschberg NEAT-Basistunnel (Doldenhorn-Decke) und am Wellenberg (Drusberg-Decke) gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s. 59

Fig. 3-3: Kreide: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests als Funktion der Tiefe im Helvetikum im Lötschberg Basistunnel (Doldenhorn-Decke) und am Wellenberg (Drusberg-Decke). 60

Fig. 4-1: Beispiel von mit siderolithischen Ablagerungen versiegelten Paläokarst-Strukturen im 'Felsenkalk' des Mittelländischen Molassebecken 'Ost'. 63

Fig. 4-2: Malm: Dichte-Porosität vs. Wasserverlust-(WL-)Porosität der kalkigen Gesteine des Malm-Aquifers im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'. 68

Fig. 4-3: Malm: Dichte-Porosität und Wasserverlust-(WL-)Porosität als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'. 69

Fig. 4-4: Malm: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in Bohrungen vom Malm-Aquifer aufgeteilt nach tektonischen Grossräumen und gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s. 72

Fig. 4-5: Malm: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests als Funktion der Tiefe vom Malm-Aquifer und aufgeteilt nach tektonischen Grossräumen. 73

Fig. 5-1: Hauptrogenstein und dessen chronostratigraphischen Äquivalenten in der Nordostschweiz: Wasserverlust-(WL-) Porosität als Funktion des Tongehalts der Gesteine. 79

Fig. 5-2: Hauptrogenstein und dessen chronostratigraphischen Äquivalente in der Nordostschweiz: Dichte-Porosität und Wasserverlust-(WL-) Porosität als Funktion der Tiefe. 79

Fig. 5-3: Hauptrogenstein und dessen chronostratigraphische Äquivalente in der Nordostschweiz: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte aufgeteilt nach tektonischen Grossräumen und gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s. 82

Fig. 5-4: Hauptrogenstein und dessen chronostratigraphische Äquivalente in der Nordostschweiz: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests als Funktion der Tiefe und aufgeteilt nach tektonischen Grossräumen. 83

Fig. 6-1: Keuper: Dichte-Porosität als Funktion der mittels Wasserverlust (WL) und Isotopenaustausch (IsoEx-) ermittelten verbundenen Porosität aufgeteilt nach tektonischen Grossräumen (oben) und nach der Lithostratigraphie der Klettgau-Formation (unten). 88

Fig. 6-2: Keuper: Dichte-Porosität und der mittels Wasserverlust (WL) und Isotopenaustausch (IsoEx-) ermittelten verbundenen Porosität als Funktion des Tongehalts der Gesteine und aufgeteilt nach tektonischen Grossräumen (oben) und nach der Lithostratigraphie der Klettgau-Formation (unten). 89

Fig. 6-3: Keuper: Dichte-Porosität und Wasserverlust-(WL-) Porosität als Funktion der Tiefe und aufgeteilt nach tektonischen Grossräumen (links) und nach der Lithostratigraphie der Klettgau-Formation (rechts). 90

Fig. 6-4: Keuper: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in Bohrungen im Keuper-Aquifer, aufgeteilt nach tektonischen Grossräumen und gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s. 92

Fig. 6-5: Keuper: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests als Funktion der Tiefe und aufgeteilt nach tektonischen Grossräumen. 93

Fig. 7-1: Muschelkalk: Dichte-Porosität und Wasserverlust-(WL-) Porosität als Funktion des Tongehalts der Gesteine und aufgeteilt nach tektonischem Grossraum (oben) und nach der Lithostratigraphie des Muschelkalks (unten) 98

Fig. 7-2: Muschelkalk: Dichte-Porosität als Funktion der mittels Wasserverlust (WL) und Isotopenaustausch (IsoEx-) ermittelten verbundenen Porosität im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'. 99

Fig. 7-3: Muschelkalk: Dichte-Porosität und Wasserverlust-(WL-) Porosität als Funktion der Tiefe der Gesteine der Schinznach-Formation (Muschelkalk-Aquifer, links) und der 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation im

Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone. 99

Fig. 7-4: Muschelkalk: Matrix-Permeabilität der Gesteine der Schinznach Fm (links) und der 'Dolomitzone' der Zeglingen Fm (rechts) im Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone (VZ). 101

Fig. 7-5: Muschelkalk: Matrix-Permeabilität der Gesteine der Schinznach Fm (links) und der 'Dolomitzone' der Zeglingen Fm (rechts) im Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone. 102

Fig. 7-6: Muschelkalk: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in Bohrungen in der Schinznach-Formation (Muschelkalk-Aquifer s.s.) und der 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation und aufgeteilt nach tektonischem Grossraum und gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s. 105

Fig. 7-7: Muschelkalk: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests in der Schinznach-Formation (Muschelkalk-Aquifer s.s.) und der 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation als Funktion der Tiefe und aufgeteilt nach tektonischem Grossraum. 106

Fig. 8-1: Buntsandstein: Dichte-Porosität als Funktion der Hg-Porosität (links) und Dichte-, Hg- und WL-Porosität als Funktion des Tongehalts der Gesteine (rechts) im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone. 110

Fig. 8-2: Buntsandstein: Dichte-Porosität, Wasserverlust-(WL-) Porosität und Hg-Porosität als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone. 111

Fig. 8-3: Buntsandstein: Matrix-Permeabilität der Gesteine als Funktion der Dichte-Porosität und Hg-Porosität im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone. 112

Fig. 8-4: Buntsandstein: Matrix-Permeabilität der Gesteine als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone. 113

Fig. 8-5: Buntsandstein: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in Bohrungen im Buntsandstein im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone und gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s. 115

Fig. 8-6: Buntsandstein: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests im Buntsandstein-Aquifer als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone. 116

Fig. 9-1: Permokarbon: Dichte-Porosität als Funktion der Hg-Porosität (links) und Dichte-, Hg- und WL-Porosität als Funktion des Tongehalts der Gesteine (rechts) im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone. 120

Fig. 9-2: Permokarbon: Dichte-Porosität, Wasserverlust-(WL-) Porosität und Hg-Porosität als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone. 121

Fig. 9-3: Permokarbon: Matrix-Permeabilität der Gesteine als Funktion der Dichte-Porosität und Hg-Porosität im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone. 123

Fig. 9-4: Permokarbon: Matrix-Permeabilität der Gesteine im Perm und Karbon als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone. 124

Fig. 9-5: Permokarbon: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in Bohrungen im Buntsandstein im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone und gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s. 126

Fig. 9-6: Permokarbon: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests im Perm und Karbon als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone. 127

Fig. 10-1: Kristallin Nordschweiz: Dichte-Porosität vs. Hg-Porosität aller Gesteinsproben aufgeteilt nach tektonischem Grossraum..... 135

Fig. 10-2: Kristallin Nordschweiz: Dichte-Porosität und Hg-Porosität als Funktion der Tiefe und aufgeteilt nach tektonischem Grossraum. 135

Fig. 10-3: Kristallin Nordschweiz: Dichte-Porosität und Hg-Porosität als Funktion der Tiefe, der Lithologie und dem Grad der Umwandlung der Gesteine. 136

Fig. 10-4: Kristallin: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in Bohrungen im kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz (oben) und im Alpenraum (unten) und aufgeteilt nach Hauptlithologie und tektonischem Grossraum und gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s. 144

Fig. 10-5: Kristallin: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests als Funktion der Tiefe in magmatischen (oben links) und gneissigen (oben rechts) Lithologien im kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz und in Kristallingesteinen im Alpenraum (unten). 145

Fig. 10-6: Kristallin: Hydraulische Durchlässigkeit modelliert von Daten über den Wasserabfluss in Untertagebauten (leicht modifiziert nach Maréchal 2012). 146

1 Einleitung

Die Nutzung des Felsuntergrundes der Schweiz hat eine lange Geschichte, wie das z.B. durch die seit vielen Jahrhunderten genutzten, an die Oberfläche aufstossenden Thermalwässern bekannt ist. In den letzten Jahrzehnten kam der Felsuntergrund der Schweiz neben der Grundwassernutzung vermehrt auch in den Fokus von anderen Nutzungszwecken wie z.B. die Exploration nach fossilen Rohstoffen, der Geothermie, der Gas- und Wärme-Speicherung und der geologischen Tiefenlagerung von radioaktiven Abfällen. Dabei ist die Kenntnis der hydrogeologischen Eigenschaften der im Interesse stehenden Gesteinseinheiten von zentraler Bedeutung. Je nach Zielsetzung der Vorhaben wurden diese hydrogeologischen Eigenschaften in unterschiedlichem Massstab und mit verschiedenen Methoden erarbeitet. Wegen der unterschiedlichen Zielsetzungen der einzelnen Projekte, ist die Kenntnis der hydrogeologischen Eigenschaften des Felsuntergrundes in der Schweiz auch geographisch sehr unterschiedlich. Um diesen neuen Anforderungen an den Felsuntergrund der Schweiz entgegen zu kommen, wird im vorliegenden Bericht aufgrund von publizierter Literatur versucht, über die ganze Schweiz den heutigen Kenntnisstand der hydrogeologischen Eigenschaften von Festgesteinen, aus welchen Grundwasserkommen bekannt sind, zusammenzufassen.

Der Untergrund kann generell in verschiedene hydrogeologische Einheiten mit unterschiedlichen hydrogeologischen Eigenschaften eingeteilt werden. Eine hydrogeologische Einheit ist der Definition des LGRB (2008) folgend "*Ein Gesteinskörper, der aufgrund seiner Petrographie, Textur oder Struktur im Rahmen einer festgelegten Bandbreite einheitliche hydrogeologische Eigenschaften aufweist und durch Schicht- und Faziesgrenzen, Erosionsränder oder Störungen begrenzt ist. Die Bandbreite, innerhalb welcher ein Gesteinskörper als homogen betrachtet wird, ist in starkem Maße vom Bearbeitungs- und Darstellungsmassstab abhängig“.* Ein solcher Gesteinskörper kann dabei die hydrogeologischen Eigenschaften eines Grundwasserleiters oder Grundwassergeringleiters haben. Die Verbreitung von Grundwasserleitern und Grundwassergeringleitern im Untergrund kann laut LGRB (2008) unter dem Begriff '*hydrogeologischer Bau*' zusammengefasst werden.

Im Folgenden werden die bekannten Eigenschaften der hydrogeologischen Einheiten in den Festgesteinen dargestellt, welche auf unterschiedlichem Massstab die Eigenschaften eines Grundwasserleiters aufweisen. Für diese hydrogeologischen Einheiten wird generell der Begriff '*Aquifer*' bzw. '*Aquifer*' in Verbindung mit der stratigraphischen Bezeichnung verwendet (z.B. *Malm-Aquifer*). Das im Wissen, dass dieser Begriff nicht für alle Einheiten und/oder deren gesamte geographische Verbreitung im hydrogeologischen und wasserwirtschaftlichen Sinn zutrifft. Die Verwendung des Begriffs '*Aquifer*' hat sich über die letzten Jahrzehnte speziell in hydrochemisch orientierter Literatur von Grundwasservorkommen in der Schweiz etabliert und erleichtert somit die Verbindung zu solchen Studien. In der hydrogeologischen Literatur wird für Grundwasservorkommen in Festgesteinen auch der Überbegriff '*Festgesteins-Grundwasserleiter' (bzw. 'Festgestein-Aquifer*') sowie die Unterteilung in '*Kluft-, Karst- und Poren-Grundwasserleiter*' (bzw. -*Aquifer*) verwendet (z.B. Webseite BAFU 2025).

In den Festgesteinen im Untergrund der Schweiz können dreizehn hydrogeologische Einheiten unterschieden werden, welche auf lokalem, regionalem oder über-regionalem Massstab hydrogeologische Eigenschaften eines Aquifers aufweisen. In allen diesen Einheiten sind Grundwasservorkommen bekannt und werden lokal oder regional für unterschiedliche Zwecke genutzt. Von diesen hydrogeologischen Einheiten mit Aquifer-Eigenschaften liegen fünf in den tertiären Ablagerungen (obere und untere Süsswasser- und Meeresmolasse, Flysch-Ablagerungen), sechs in den mesozoischen Sedimenten (Kreide, Malm, Hauptrogenstein, Keuper, Muschelkalk, Buntsandstein) und zwei im prä-mesozoischen Grundgebirge (Permokarbon und Kristallin).

In der Schweiz ist die Zirkulation von Grundwasser regional in bestimmten hydrogeologischen Einheiten seit langem bis in Tiefen von mehreren Kilometern bekannt. Massgebend für die Zirkulation von Grundwasser sind die hydrogeologischen Eigenschaften des gesamtem Gesteinsvolumens im Untergrund. Diese Eigenschaften sind abhängig von der Lithologie und deren geologischen Entwicklung (Diagenese, hydrothermale Überprägung, Metamorphose), der tektonischen Beanspruchung (spröde vs. duktile Deformation) und der morphologischen Lage der hydrogeologischen Einheit und damit verbundenen Prozessen (z.B. Verwitterung, Erosion). In der Folge wurden die hydrogeologischen Eigenschaften von bestimmten Einheiten je nach Lage zusätzlich durch Prozesse im Zusammenhang mit den pleistozänen Glazial-Zyklen verändert (z.B. pleistozäne Karstbildung) und unterliegen bis heute Veränderungen durch geologische Prozesse (Dekompaktion, Verwitterung, Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen).

Je nach Gesteinstyp findet die Zirkulation von Grundwasser in Festgesteinen entlang von tektonischer Trennflächen (Kluft-Grundwasserleiter), entlang von Lösungshohlräumen (Karst-Grundwasserleiter), in der Gesteinsmatrix (homogen poröses Medium, Poren-Grundwasserleiter) oder einer Kombination davon statt. Im felsigen Untergrund der Schweiz sind in den diversen hydrogeologischen Einheiten homogen poröse Grundwasserleiter gegenüber von Kluft- und Karst-Grundwasserleitern deutlich weniger häufig. Kluft-Grundwasserleiter sind in karbonatischen, evaporitischen, diagenetisch überprägten sandig-konglomeratischen Lithologien und in metamorphen und kristallinen Gesteinen ausgebildet. Karst-Grundwasserleiter sind in den vergleichbar leicht löslichen Karbonat- und Evaporit-Lithologien ausgebildet. Die Ausbildung von Karst-Grundwasserleitern ist v.a. abhängig von der tektonischen Beanspruchung zusammen mit dem morphologischen Auftreten dieser Lithologien und weniger von deren diagenetischen oder metamorphen Überprägung. Homogen poröse und gemischte Poren-Kluft Grundwasserleiter finden sich in den sandigen und konglomeratischen Ablagerungen der Molasse-Einheiten und teilweise in den tieferliegenden Einheiten des Buntsandsteins und Perms.

Hydrogeologische Eigenschaften von Grundwasserleitern beinhalten die Porosität und Permeabilität der Gesteinsmatrix und die Transmissivität und hydraulische Durchlässigkeit (oder hydraulische Leitfähigkeit, engl. '*hydraulic conductivity*') des gesamten Gesteinsvolumens. Diese Parameter werden mit verschiedenen Methoden auf unterschiedlichem Massstab bestimmt und benötigen Modellannahmen bezüglich der Skalierung auf den gesamten Grundwasserleiter und dessen Verbreitung. Die anhand von Gesteinsproben an der Gesteinsmatrix des Grundwasserleiters im Labor bestimmte Porosität und Permeabilität (im Folgenden '*Matrix-Permeabilität*') bezieht sich gemeinhin auf ein Gesteinsvolumen von einigen cm^3. Die Skalierung auf den gesamten Grundwasserleiter benötigt Annahmen bezüglich der Homogenität dieser Parameter über weit grössere Gesteinsvolumen. Das kann teilweise mit statistischen Methoden, d.h. grosse Anzahl Proben, angegangen werden. In den weitaus häufigeren Zwei-Porensystemen ('*double-porosity*') der Kluft- und Karst-Grundwasserleiter beschreiben diese an der Gesteinsmatrix bestimmten Parameter nur einen untergeordneten Teil der für den Wasserfluss zuträglichen Porosität, welcher bezüglich Stofftransport aber nicht ganz vernachlässigt werden kann. Die von Hydro-Tests in Bohrungen abgeleitete Transmissivität und hydraulische Durchlässigkeit bezieht sich abhängig von der Länge des Testintervalls auf ein ungleich grösseres Gesteinsvolumen (meistens viele m^3). Auch hier werden Modellannahmen einerseits bezüglich der Homogenität des getesteten Gesteinsvolumens und andererseits die Skalierung auf den gesamten Grundwasserleiter benötigt. In Untertagebauten (Bahn & Strassen-Tunnel, Stollen für Wasser- & Energieversorgung, Felslabore) können die Transmissivität und hydraulische Durchlässigkeit von hydrogeologischen Einheiten mit Hilfe von hydrogeologischen Modellen auch von detaillierten Aufnahmen der Wasserzutritte abgeleitet werden. Für die Skalierung auf Gebirgsdurchlässigkeiten werden auch hier noch weitere Modellannahmen benötigt. Für eine möglichst umfassende Interpretation aller dieser hydrogeologischen Parameter sind detaillierte Aufnahmen der petrographischen und struktur-geologischen Verhältnisse von Vorteil.

Der vorliegende Bericht gibt einen Überblick über den Kenntnisstand im Jahr 2025 über die hydrogeologischen Eigenschaften bezüglich Porosität, Matrix-Permeabilität und hydraulischer Durchlässigkeit in den einzelnen Festgesteins-Aquiferen der Schweiz. Um den Kenntnisstand auch auf geographischer Ebene zu beleuchten, sind die Daten nach dem Vorkommen des Aquifers in den tektonischen Grossräumen unterteilt. Diese Unterteilung folgt derjenigen, wie das schon für die hydrochemischen Studien der oberflächennahen Lockergestein- und Festgestein-Grundwasserleiter (Wanner et al. 2023) angewandt wurde. Eine Ausnahme bildet die Unterteilung des Mittelländischen Molassebeckens, welche hier mit der Trennlinie entlang der Emme in 'West' und 'Ost' unterteilt ist. Die verwendeten tektonischen Grossräume entsprechen ungefähr den Grundwasservorkommen, wie sie im Hydrologischen Atlas der Schweiz verwendet werden (HADES 2018).

In der Literatur werden für die mesozoischen Sediment-Aquifere im Faltenjura, Tafeljura und dem Molassebecken in der Westschweiz meist die chronostratigraphischen Begriffe verwendet, während in der Ostschweiz meist eine lithostratigraphische Einteilung verwendet wird. Ebenfalls weisen die chronostratigraphischen Äquivalente der mesozoischen Sedimente in den alpinen Decken unterschiedliche Formationsnamen auf, als dies im Faltenjura, Tafeljura und dem Molassebecken der Fall ist. Der Vergleichbarkeit halber wurden diese unterschiedlichen Bezeichnungen mit Hilfe der heute gültigen stratigraphischen Nomenklatur (https://www.strati.ch) vereinheitlicht, bzw. für die Rückverfolgbarkeit zur Originalliteratur jeweils die chrono- und lithostratigraphische Bezeichnung angegeben.

Der Bericht ist so aufgebaut, dass die hydrogeologischen Eigenschaften der Aquifere aufgrund der vorhandenen Daten von der Oberfläche in die Tiefe des kristallinen Untergrunds in einzelnen Kapiteln beschrieben sind. In Unterkapiteln werden für jeden Aquifer die hydrogeologischen Eigenschaften Porosität, Matrix-Permeabilität und aus Hydro-Tests bzw. Wasserzutritten abgeleitete hydraulische Durchlässigkeit in Unterkapiteln beschrieben. Die hydrogeologischen Eigenschaften der Festgesteins-Aquifere stehen in engem Zusammenhang mit der mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine. Diese ist im vorliegenden Bericht nicht ausdrücklich behandelt, fliesst aber in gewisse Ausführungen ein. Typische Bereiche der mineralogischen Zusammensetzung der diversen Aquifer-Gesteine finden sich z.B. in Waber & Traber (2022).

1.1 Datengrundlage

Die hier zusammengestellten Daten über hydraulische Eigenschaften der Festgesteins-Aquifere in der Schweiz stammen aus öffentlich zugänglichen Berichten und Publikationen von öffentlichen und privaten Institutionen, Geologie- und Ingenieur Büros und Universitäten.

Der grösste Teil der Daten stammt aus den Untersuchungen der Nagra zur geologischen Tiefenlagerung von radioaktiven Abfällen. Dies sind die Nagra Untersuchungsprogramme Kristallin-I (1982 – 1989; Nagra 1993), Sedimentstudie (1986 – 1990; Nagra 1988a, 1991a), Entsorgungsnachweis (2002; Nagra 2002), die drei Etappen des Sachplans für ein Geologisches Tiefenlager über die geologischen Untersuchungen für Tiefenlager für schwach-, mittel- und hoch-radioaktive Abfälle (SGT1, 2, 3, 1990 – 2024; Nagra 2008, 2014, 2024) und ihre vielzähligen Grundlagenberichte. Die einzelnen Datenpunkte über Porosität, Gesteinsmatrix-Permeabilität und hydraulische Leitfähigkeit können bei Bedarf bei der Nagra angefragt werden.

Weitere Daten stammen aus öffentlich zugänglichen, wissenschaftlichen Berichten, nationalen und internationalen wissenschaftlichen Publikation und Dissertationen an der EPF-Lausanne, der ETH-Zürich und den Universitäten Bern und Neuenburg und diversen Geothermie-Projekten.

Für die graphische und statistische Verarbeitung wurden die Daten aus allen diesen, teilweise nur in gedruckter Form vorliegenden Dokumenten digitalisiert und entsprechend der Aquifere und deren Vorkommen in den tektonischen Grossräumen eingeteilt. Die Lokalitäten von Bohrungen, Untertagebauten und Felslaboren, in welchen die hydraulischen Eigenschaften der Festgesteins-

Aquifere erhoben wurden, sind in Fig. 1-1 dargestellt. Der im vorliegenden Bericht verwendete Datensatz ist in Tab. 1-1 und Tab. 1-2 für die einzelnen Aquifere – aufgeteilt nach den tektonischen Grossräumen – aufgeführt. Die vorhandenen Daten sind stark auf die Nordostschweiz gewichtet, d.h. auf die dort durchgeführten Untersuchungen der Nagra. Deutlich weniger oder gar keine Daten liegen aus dem zentralen Mittelland, der Westschweiz und dem gesamten Alpenraum vor. Die Ausnahme bilden die zahlreichen hydrogeologischen Aufnahmen in Untertagebauten im alpinen Raum, welche durch die Abteilung Ingenieurgeologie des Instituts für Geologie an der ETHZ und durch das GEOLEP an der EPFL durchgeführt wurden.

Wie eingangs erwähnt, wurden der Vergleichbarkeit halber die für die mesozoischen Sediment-Aquifere im Faltenjura, Tafeljura, Molassebecken und alpinen Raum in der Literatur verwendeten chrono- bzw. lithostratigraphischen Einteilungen mit Hilfe der heute gültigen stratigraphischen Nomenklatur landesweit vereinheitlicht, bzw. für die Rückverfolgbarkeit zur Originalliteratur jeweils die mit der chrono- und lithostratigraphischen Bezeichnung angegeben.

Bezüglich der Porosität und Matrix-Permeabilität wurden nur an Gesteinsproben bestimmte Werte aus der Literatur berücksichtigt. Die Daten enthalten also keine Werte der Gesteins-Porosität und -Permeabilität, welche aus geophysikalischen Logs (z.B. Dichte-, Neutronen- und Sonic-Logs) abgeleitet wurden. Solche Erhebungen wurden schon in den alten Bohrungen der SEAG (Schweiz. Erdöl AG) durchgeführt und seither immer verbessert. Für eine robuste Aussage brauchen solche aus geophysikalischen Logs erhobenen Daten über die Gesteins-Porosität und Matrix-Permeabilität bevorzugt eine Kalibrierung mit Gesteinsproben aus der Bohrung. Ein solcher Vergleich wurde z.B. für den Muschelkalk-Aquifer in der Nordostschweiz durchgeführt (Aschwanden 2017; siehe auch Aschwanden et al. 2019a).

Daten aus in-situ Tests ermittelten hydraulischen Durchlässigkeiten der diversen Festgesteins-Aquifere wurden aus der zur Verfügung stehenden Literatur zusammengestellt. Diese hier in Graphiken dargestellten Werte stammen aus Hydro-Tests in Bohrungen oder wurden im alpinen Raum mit hydrologischen Modellen aus Daten von Wasserzuflüssen in Untertagebauten und strukturgeologischen Aufnahmen hergeleitet. Berücksichtigt wurden nur Daten, welche von den Datenproduzenten als zuverlässig angesehen wurden. Dargestellt sind die sogenannten '*best guess*' Werte, für welche die Unsicherheitsbereiche in der Originalliteratur zu finden sind. Für den Fall, wo die ermittelte hydraulische Durchlässigkeit (K) oder Transmissivität (T) eines Hydro-Tests im Laufe der Zeit mit neueren Ansätzen interpretiert wurde, sind in den jeweiligen Tabellen auch die Referenzen zu diesen jüngsten Berichten angegeben.

Daten über die Porosität und Matrix-Permeabilität wurden vorab auf ihre Qualität überprüft. Für die Weiterverarbeitung wurden nur robuste Werte berücksichtig bzw. sind die Unzulänglichkeiten im Text diskutiert. Für die Erhebung, Interpretation und Evaluation von Hydro-Test Daten wird hier bezüglich Qualität und Repräsentativität für den untersuchten Aquifer auf die jeweilige Literatur verwiesen.

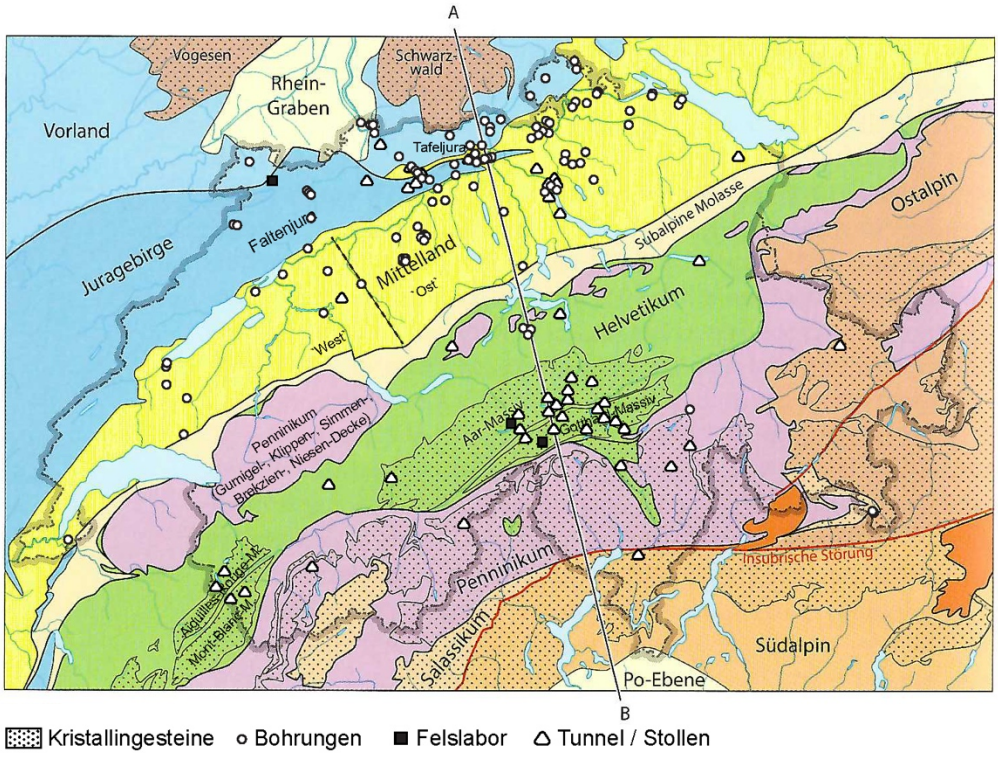


Fig. 1-1: Lokalitäten von Bohrungen, Tunnels und Felslabors, von welchen hydraulische Daten untersucht wurden, dargestellt in den tektonischen Grossräumen der Schweiz.

Tektonische Karte aus Pfiffner 2019, Karte leicht modifiziert.

Tab. 1-1: Anzahl vorhandener hydrogeologischer Daten und Untersuchungen unterteilt nach hydrogeologischer Einheit (*Festgesteins-Aquifer*) und tektonischem Grossraum.

VZ: Vorfaltenzone, MB = Mittelländisches Molassebecken; für Methoden zur Porositätsbestimmung vgl. Abschnitt 1.2.1; Bereich = Bereich von einer Lokalität; X = Daten über Schüttungen/Zuflüsse vorhanden; * = Anzahl von Proben mit Hg-Porosität (siehe Text).

Hydrogeol. Einheit / Parameter	Tafeljura & VZ	Falten-jura	MB 'Ost'	MB 'West'	Helve-tikum	Penni-nikum	Ost-alpin	Süd-alpen
Molasse-Einheiten								
Obere Süsswasser-Molasse, OSM								
Porosität								
Dichte-Porosität	–	–	23	–	–	–	–	–
Verbundene Porosität	–	–	20	–	–	–	–	–
Matrix-Permeabilität	–	–	0	–	–	–	–	–
Hydro-Tests in Bohrung	–	–	14	–	–	–	–	–
Tunnel mit Daten	–	–	–	–	–	–	–	–
…Zuflüsse	–	–	13	–	–	–	–	–
…Hydr. Durchlässigkeit	–	–	0	–	–	–	–	–
Obere Meeres-Molasse, OMM								
Porosität								
Dichte-Porosität	–	–	70	–	–	–	–	–
Verbundene Porosität	–	–	Bereich	–	–	–	–	–
Matrix-Permeabilität	–	–	Bereich	–	–	–	–	–
Hydro-Tests in Bohrung	–	–	23	–	–	–	–	–
Tunnel mit Daten	–	–	–	–	–	–	–	–
…Zuflüsse	–	–	3	–	–	–	–	–
…Hydr. Durchlässigkeit	–	–	0	–	–	–	–	–
Untere Süsswasser-Molasse, USM								
Porosität								
Dichte-Porosität	–	–	108	183	–	–	–	–
Verbundene Porosität	–	–	56	35	–	–	–	–
Matrix-Permeabilität	–	–	87	137	–	–	–	–
Hydro-Tests in Bohrung	–	–	36	35	–	–	–	–
Tunnel mit Daten	–	–	–	–	–	–	–	–
…Zuflüsse	–	–	1	–	–	–	–	–
…Hydr. Durchlässigkeit	–	–	–	–	–	–	–	–
Untere Meeres-Molasse, UMM								
Porosität								
Dichte-Porosität	–	–	–	–	–	–	–	–
Verbundene Porosität	–	–	–	–	–	–	–	–
Matrix-Permeabilität	–	–	–	–	–	–	–	–
Hydro-Tests in Bohrung	–	–	–	–	–	–	–	–
Tunnel mit Daten	–	–	–	–	–	–	–	–
…Zuflüsse	–	–	–	–	–	–	–	–
…Hydr. Durchlässigkeit	–	–	–	–	–	–	–	–
Subalpine Molasse								
Porosität								
Dichte-Porosität	–	–	–	–	–	–	–	–
Verbundene Porosität	–	–	–	–	–	–	–	–
Matrix-Permeabilität	–	–	–	–	–	–	–	–
Hydro-Tests in Bohrung	–	–	–	–	–	–	–	–
Tunnel mit Daten	–	–	–	–	–	–	–	–
…Zuflüsse	–	–	–	–	–	–	–	–
…Hydr. Durchlässigkeit	–	–	–	–	–	–	–	–
Flysch-Ablagerungen								
Porosität								
Dichte-Porosität	–	–	–	–	1	–	–	–
Verbundene Porosität	–	–	–	–	1	–	–	–
Matrix-Permeabilität	–	–	–	–	–	–	–	–
Hydro-Tests in Bohrung	–	–	–	–	5	–	–	–
Tunnel mit Daten	–	–	–	–	–	–	–	–
…Zuflüsse	–	–	–	–	2	1	–	–
…Hydr. Durchlässigkeit	–	–	–	–	–	–	–	–

Tab. 1-1: ff.

VZ: Vorfaltenzone, MB = Mittelländisches Molassebecken; für Methoden zur Porositätsbestimmung vgl. Abschnitt 1.2.1; Bereich = Bereich von einer Lokalität; X = Karst-Daten über Schüttungen/Zuflüsse vorhanden; * = Anzahl von Proben mit Hg-Porosität (siehe Text).

Hydrogeol. Einheit / Parameter	Tafeljura & VZ	Falten-jura	MB 'Ost'	MB 'West'	Helve-tikum	Penni-nikum	Ost-alpin	Süd-alpen
'Kreide-Aquifere'								
Porosität								
Dichte-Porosität	–	–	–	–	–	–	–	–
Verbundene Porosität	–	–	–	–	25	–	–	–
Matrix-Permeabilität	–	–	–	–	–	–	–	–
Hydro-Tests in Bohrung	–	–	–	–	14	–	–	–
Tunnel mit Daten	–	–	–	–	–	–	–	–
…Zuflüsse	–	–	–	–	2	–	–	–
…Hydr. Durchlässigkeit	–	–	–	–	–	–	–	–
Karst Daten	–	X	–	–	X	–	–	–
'Malm-Aquifere'								
Porosität								
Dichte-Porosität	–	–	45	–	–	–	–	–
Verbundene Porosität	–	–	88	–	–	–	–	–
Matrix-Permeabilität	–	–	7	–	–	–	–	–
Hydro-Tests in Bohrung	2	11	18	3	11	–	–	–
Tunnel mit Daten	–	–	–	–	–	–	–	–
…Zuflüsse	–	–	3	–	3	–	–	–
…Hydr. Durchlässigkeit	–	–	–	–	–	–	–	–
Karst Daten	X	X	–	–	X	–	–	–
'Hauptrogenstein-Aquifere' ('Dogger-Aquifer' in Westschweiz)								
Porosität								
Dichte-Porosität	27	–	–	–	–	–	–	–
Verbundene Porosität	67	–	–	–	–	–	–	–
Matrix-Permeabilität	–	–	3	–	–	–	–	–
Hydro-Tests in Bohrung	2	8	9	–	–	–	–	–
Tunnel mit Daten	–	–	–	–	–	–	–	–
…Zuflüsse	–	1	–	–	2	–	–	–
…Hydr. Durchlässigkeit	–	1	–	–	–	–	–	–
Karst Daten	X	X	–	–	–	–	–	–
'Keuper-Aquifere'								
Porosität								
Dichte-Porosität	23	–	65	–	–	–	–	–
Verbundene Porosität	45	3	125/13*	–	–	–	–	–
Matrix-Permeabilität	–	–	7	–	–	–	–	–
Hydro-Tests in Bohrung	4	–	15	–	–	–	–	–
Tunnel mit Daten	–	–	–	–	–	–	–	–
…Zuflüsse	–	3	–	–	–	–	–	–
…Hydr. Durchlässigkeit	–	–	–	–	–	–	–	–
'Muschelkalk-Aquifere'								
Porosität								
Dichte-Porosität	111	–	256	–	–	–	–	–
Verbundene Porosität	23 / 29*	–	97 / 29*	–	–	–	–	–
Matrix-Permeabilität	61	–	116	–	–	–	–	–
Hydro-Tests in Bohrung	18	15	21	–	–	1	–	–
Tunnel mit Daten	–	–	–	–	–	–	–	–
…Zuflüsse	–	5	–	–	5	1	–	–
…Hydr. Durchlässigkeit	–	–	–	–	–	1	–	–
Karst Daten	–	–	–	–	X	X	–	–
'Buntsandstein-Aquifere'								
Porosität								
Dichte-Porosität	24	–	7	–	–	–	–	–
Verbundene Porosität	5 / 20*	–	2 / 5*	–	–	–	–	–
Matrix-Permeabilität	23	–	4	–	–	–	–	–
Hydro-Tests in Bohrung	7	–	5	–	–	–	–	–
Tunnel mit Daten	–	–	–	–	–	–	–	–
…Zuflüsse	–	–	–	–	–	–	–	–
…Hydr. Durchlässigkeit	–	–	–	–	–	–	–	–

Tab. 1-2: Anzahl vorhandener hydrogeologischer Daten und Untersuchungen der hydrogeologischen Einheiten '*Permokarbon*' und '*Kristallin*' im Kristallinen Grundgebirge in der Nordschweiz und im Alpenraum.

VZ: Vorfaltenzone, MB = Molassebecken; für Methoden zur Porositätsbestimmung vgl. Abschnitt 1.2.1; X = Daten über Schüttungen/Zuflüsse vorhanden.

Hydrogeol. Einheit / Parameter	**Grund-gebirge unter Tafel-jura**	**Grund-gebirge unter Falten-jura**	**Grund-gebirge unter MB 'Ost'**	**Grund-gebirge unter MB 'West'**	**Helve-tikum**	**Penni-nikum**	**Ost-alpin**	**Süd-alpen**	**Kristallin - Massive**
'Permokarbon-Aquifere'									
Porosität									
Dichte-Porosität	48	–	84	–	–	–	–	–	–
Verbundene Porosität	54	–	78	–	–	–	–	–	–
Matrix-Permeabilität	46	–	73	–	–	–	–	–	–
Hydro-Tests in Bohrung	13	–	10	–	–	–	–	–	–
Tunnelbeobachtungen	–	–	–	–	–	–	–	–	–
…Zuflüsse	–	–	–	–	3	–	–	–	–
…Hydr. Durchlässigkeit	–	–	–	–	–	–	–	–	–
'Kristallin-Aquifere'									
Porosität									
Dichte-Porosität	122	–	27	–	–	10	–	–	15
Verbundene Porosität	126	–	27	–	–	10	–	–	81
Matrix-Permeabilität	7	–	–	–	33	–	–	3	10
Hydro-Tests in Bohrung	246	–	36	–	22	13	5	–	55
Tunnelbeobachtungen	–	–	–	–	–	–	–	–	–
…Zuflüsse	–	–	–	–	15	6	1	1	14
…Hydr. Durchlässigkeit	–	–	–	–	X	X	X	X	X

1.2 Hydraulische Parameter

Porosität, Permeabilität, Transmissivität und hydraulische Durchlässigkeit eines Aquifers werden durch die Mineralogie, Struktur und Textur der Gesteine im Aquifer mitbestimmt und sind damit einerseits eine Funktion des generellen Gesteinstyps (Sediment-, Kristallin- oder metamorphe Gesteine) und andererseits eine Funktion der geologischen Entwicklung eines spezifischen Gesteinstyps. In den meisten Gesteinen ist die primäre Porosität einigermassen homogen in der Gesteinsmatrix verteilt (homogen poröses Medium). Demgegenüber weist die Durchlässigkeit besonders in Sedimentgesteinen aufgrund der Schichtung von unterschiedlich zusammengesetzten Horizonten (z.B. Ton, Silt, Sand, Karbonat) schon von Beginn weg eine mehr oder weniger ausgeprägte Anisotropie auf. Nach der Verfestigung der Gesteine wird diese Anisotropie der Durchlässigkeit verstärkt durch tektonische Beanspruchung und der Ausbildung von Zwei-Porensystemen, d.h. von Kluft- und Karst-Aquiferen.

Im Verlaufe der geologischen Einwicklung verändern sich die primären hydraulischen Eigenschaften eines Gesteins je nach Gesteinstyp. In Sedimentgesteinen finden diese Veränderungen besonders während der Versenkung mit den assoziierten diagenetischen Prozessen bis hin zu einer möglichen metamorphen Überprägung statt. Dadurch wird einerseits die primäre Anisotropie der Permeabilität verstärkt und andererseits die primäre Porosität in der Gesteinsmatrix durch Kompaktion und diagenetische Zementation erniedrigt. Während und nach Beendigung der diagenetischen und metamorphen Prozesse kann durch die Tiefenzirkulation von meteorischem Wasser durch Minerallösung die Matrixporosität wieder erhöht werden. In Kristallingesteinen verändern hydrothermale und metamorphe Überprägungen die primären hydraulischen Eigenschaften über

den gesamten Gesteinsverband, vor allem aber entlang diskreten Störungszonen. Hydrothermale Veränderungen führen dabei meist zu einer Erhöhung der Porosität in solchen diskreten Zonen. Die metamorphe Überprägung verbunden mit Schieferung führt zu einer ausgeprägten Anisotropie der Permeabilität in metamorphen Gesteinen.

Allen verfestigten, spröden Gesteinstypen gemeinsam ist die Veränderung der hydraulischen Eigenschaften durch tektonische Beanspruchung und der Bildung von tektonischen Störzonen. Diese Beanspruchungen führen zur Ausbildung eines Zwei-Porensystems bestehend aus der relativ homogen verteilten Porosität in der Gesteinsmatrix und der diskret verteilten Porosität in den Störzonen. In Karbonat- und Evaporitgesteinen kann eine ausgeprägte Minerallösung entlang von lithologischen Grenzen oder vorangelegten, tektonischen Strukturen zur Verkarstung und damit zu einer verstärkten Ausbildung eines Zwei-Porensystems führen.

Im Folgenden werden die wichtigsten hydrogeologischen Eigenschaften eines Aquifers bzw. der im Aquifer vorhandenen Gesteine, deren Bestimmung und Unsicherheiten vorgestellt.

1.2.1 Porosität

Ein Gestein enthält verschiedene Arten von Porosität, welche mit unterschiedlichen Methoden bestimmt werden und in der hydrogeologischen Anwendung von unterschiedlicher Bedeutung sind. In der Hydrogeologie wird vielfach zwischen *primärer* und *sekundärer* Porosität unterschieden (z.B. Freeze & Cherry 1979, Domenico & Schwartz 1990). Dabei bezieht sich die primäre Porosität auf die Gesteinsmatrix (texturelle Anordnung der Minerale, Korngrössenverteilung) und die sekundäre Porosität auf den Porenraum, welcher durch Minerallösung (Lösungsporosität) und/oder tektonischer Beanspruchung (Klüfte, Brüche) zurückzuführen ist. Diese deskriptive Unterteilung beschränkt sich auf den heutigen Zustand eines Gesteins und beinhaltet keine zeitliche Entwicklung der Porosität. In der Entwicklung eines Gesteins unterliegen sowohl die primäre als auch die sekundäre Porosität einem stetigen, bis heute andauernden Wandel durch die Wechselwirkung mit im Gestein zirkulierendem Grundwasser oder diagenetischen und hydrothermalen Fluiden. Teilweise unterstützt durch tektonische Beanspruchung und damit verbundener Bereitstellung von Wegsamkeiten, kann sich so auch die sogenannte primäre Porosität der Gesteinsmatrix durch Minerallösung aber auch Mineralfällung unter heutigen Bedingungen stetig verändern.

In der Hydrogeologie sind vor allem zwei Typen von Porosität von Bedeutung. Das ist einerseits die Porosität in welcher Wasserfluss stattfindet (auch *effektive oder verbundene Porosität* genannt, z.B. Domenico & Schwartz 1990) und die Porosität, in welcher advektiver und/oder diffusiver Transport von Wasser und gelösten Stoffen stattfindet (auch *geochemische Porosität* genannt, z.B. Pearson 1999). Die verbundene (bzw. *effektive*) Porosität eines Gesteins ist von Bedeutung in Fragestellungen rund um die Nutzung von Grundwasser (z.B. Trinkwasser, Geothermie). Die geochemische Porosität ist von Bedeutung in Fragestellungen rund um die Ausbreitung bzw. Rückhaltung von kontaminierenden Stoffen im Grundwasser und der Lagerung von toxischen und radioaktiven Abfällen auf oder im geologischen Untergrund.

Innerhalb der Fragestellung rund um die geologische Tiefenlagerung von radioaktiven Abfällen wurde in den letzten drei Jahrzehnten ein vertieftes Verständnis der Porosität in wenig konsolidierten bis metamorphen Sedimentgesteinen und in Kristallingesteinen generiert (z.B. Pearson 1999, Pearson et al. 2003, Smellie et al. 2003, Mazurek et al. 2023). Zwei wichtig Erkenntnisse daraus sind, dass a) ein Gestein nicht *eine* Porosität aufweist, sondern die im Labor bzw. aus Bohrloch-Logs mit unterschiedlichen Methoden bestimmte Porosität unterschiedliche Werte ergeben und b) die im Untergrund vorhandene Porosität eines Gesteins durch die Entnahme und Präparation der Gesteinsproben aus der Tiefe für verschiedene Labormethoden unterschiedlich verändert wird. Eine Konsequenz dieser Erkenntnisse ist, dass ältere, in der Literatur vorhandene Daten nicht bedingungslos mit neueren Daten verglichen werden können.

Darum wird heute empfohlen, die an einer Gesteinsprobe bestimmte Porosität in Volumenprozent (Vol.%) mit der spezifischen Bezeichnung bzw. dem Namen der Bestimmungsmethode zu versehen. Die zwei wichtigen Porositätstypen bezüglich der hydraulischen Eigenschaften von Aquiferen sind:

- *Dichte-Porosität*: Die durch das Verhältnis vom totalen Porenvolumen zum Gesteinsvolumen definierte Porosität eines Gesteins wird aus der Gesteinsdichte und der Korndichte (oder Raum- und Materialdichte) berechnet (Norton & Knapp 1977). Die Dichte-Porosität beinhaltet das gesamte Volumen eines Gesteinskörpers, welches nicht durch Festphasen (Minerale, organisches Material) besetzt ist. Das ist der Porenraum zwischen den Festphasen, der intrakristalline Porenraum (z.B. verwitterte und sekundäre Minerale), abgeschlossene Poren ('*dead-end pores*'), Mikrorisse und Flüssigkeitseinschlüsse.
  Die aus Gesteins- und Korndichte bestimmte Dichte-Porosität wird in der älteren Literatur meist als "*totale Porosität*" bezeichnet. In der jüngeren Literatur finden sich auch die Begriffe "*physikalische Porosität*" oder "*Pycnometer-Porosität*".

- *Verbundene Porosität*: Die verbundene Porosität in der Gesteinsmatrix ist generell kleiner oder etwa gleich wie die Dichte-Porosität. Die verbundene Porosität entspricht dem Porenraum in der Gesteinsmatrix, wo Wasser und gelöste Stoffe advektiv und/oder diffusiv transportiert werden kann. Zur Bestimmung der verbundenen Porosität gibt es verschiedene Labormethoden, welche zumindest teilweise zu unterschiedlichen Porositätswerten führen. Die Methoden, von welchen hier Daten vorliegen, sind:

  – *Wasserverlust-Porosität (WL-Porosität)*: Der Raum von untereinander verbundenen, wasserzugänglichen Poren im Gesteinskörper durch den Wasserverlust durch Trocknen bei 105°C bis zu konstantem Gewicht bestimmt. Die verbundene WL-Porosität berechnet sich anschliessend aus dem bestimmten Wassergehalt und der Nass- oder Korndichte des Gesteins. Voraussetzung für die Bestimmung dieser Art von Porosität sind original saturierte Gesteinsproben aus Bohrungen.

  – *Isotopenaustausch-Porosität (IsoEx-Porosität)*: Hier wird der Wassergehalt einer Gesteinsprobe mit Hilfe des Austauschs der stabilen Wasserisotope über die Dampfphase zwischen dem Porenwasser im Gestein und einem Testwasser bestimmt. Die verbundene IsoEx-Porosität berechnet sich anschliessend aus dem aus den Wasserisotopen bestimmten Wassergehalt und der Nass- oder Korndichte des Gesteins.

  – *Quecksilber-Intrusions-Porosität (Hg-Porosität)*: Hier wird die verbundene Porosität mit Hilfe von unter Druck in das Gestein eingepresstem Quecksilber bestimmt. Als Funktion des Druckes dringt das Quecksilber in Poren mit verschiedenen Aperturen ein, so dass eine Makro- und Mikroporosität bestimmt werden kann und die Summe davon die totale verbundene Hg-Porosität ergibt. Die Limite für die Mikroporosität liegt gewöhnlich bei Porenaperturen von rund 7.5 µm. Die Hg-Porosität erfasst deshalb nicht in allen Gesteinstypen die gesamte verbundene Porosität. Diese Methode wurde vor allem in den älteren Studien angewandt und ist heute weniger verbreitet.

  – *Imprägnations-Porosität (DS-, ^{14}C-PMMA-Porosität und andere):* Bei diesen Methoden wird eine Gesteinsprobe im Labor oder in-situ mit Acryl-Harz unter Druck imprägniert, wobei das Harz mit einem Fluoreszenzmittel oder radioaktiven Kohlenstoff (^{14}C) dotiert wird. Die Bestimmung der verbundenen Porosität erfolgt dann im Dünnschliff (DS) oder Gesteinsstück mit Hilfe von (radiometrischen) Bildanalysen. Aufgrund der unterschiedlichen Molekülgrössen der verwendeten Harze und damit der zugänglichen Porenaperturen bestehen auch hier kleine Unterschiede zwischen den verschiedenen Methoden. Diese Methoden eignen sich besonders für gering poröse Gesteine und haben durch die Entwicklung der Computer-basierten bildanalytischen Auswertung an Gewicht gewonnen.

Die präzise Bestimmung der Porositätstypen unterliegt Artefakten, welche bei der Beprobung, Lagerung und der Aufbereitung und Messung der Gesteinsproben im Labor entstehen. Bei Gesteinsproben aus grossen Tiefen unterliegt die Porosität s.l. Artefakten durch die entstehende Druckentlastung. Bei der konventionellen pycnometrischen Bestimmung der Dichte-Porosität können solche Artefakte nicht umgangen werden. Dafür kann mit dieser einfachen und kostengünstigen Methode die Dichte-Porosität auch an trockenen (archivierten) Gesteinsproben bestimmt werden. Solche Daten sind aber besonders bei Sedimentgesteinen mit Vorsicht zu betrachten, da die Raumdichte des Gesteins aufgrund der Trocknung signifikant verändert werden kann (z.B. Trockenrisse) und die Bestimmung derselben im Labor nicht mehr derjenigen im Untergrund entspricht.

Die mit Hg-Injektion und Imprägnationsmethoden bestimmte verbundene Porosität wird generell auch an trockenen Proben bestimmt. Die Methoden unterliegen dementsprechend den gleichen Artefakten wie die Bestimmung der Dichte-Porosität. Zusätzlich können hier die Druckentlastung und die Präparation der Gesteinsproben im Labor die Porosität verändern, was sich besonders in gering porösen Gesteinen (z.B. Kristallingesteine) manifestiert. Die mit Hilfe der Wasserverlust- und Isotopenaustauschmethode bestimmte verbundene Porosität sollte an original saturierten Proben bestimmt werden, da die Resaturierung von desaturierten Gesteinsproben meist nicht vollständig funktioniert. Das bedeutet zwar einen beachtlichen Aufwand bei der Entnahme der Gesteinsproben aus der Tiefe und der Verarbeitung im Labor. Der Vorteil der WL- und IsoEx-Porosität ist aber, dass sie (bei korrekter Ausführung) keinen Einflüssen der Druckentlastung unterliegen und der für hydrogeologische Betrachtungen benötigten verbundenen Porosität im Untergrund am nächsten kommen.

Eine Beschreibung von optimierten Vorgehensweisen für die Bestimmung der Porosität von Gesteinsproben aus Bohrungen zusammen mit den dazugehörigen Fehlerberechnungen findet sich z.B. in Waber (ed. 2020). Beispiele der Unterschiede zwischen den verschiedenen Beprobungsarten, Labormethoden und den Porositätstypen und deren Abhängigkeit von der Mineralogie finden sich für Sedimentgesteine z.B. in Pearson et al. (2003), Aschwanden et al. (2019a, 2024) und Mazurek et al. (2023) und für Kristallingesteine z.B. in Mazurek (1998), Schild et al. (2001) und Möri et al. (2021). Eine Quantifizierung von den durch Druckentlastung und Bohrprozess induzierten Veränderungen der Porosität in Kristallingesteinen finden sich in Waber et al. (2011) und Meier et al. (2015).

1.2.2 Matrix-Permeabilität

In der Hydrogeologie bezeichnet die Permeabilität, k[1], die Durchlässigkeit eines Gesteins für Fluide, unabhängig von der Art und Beschaffenheit der Fluide als Flüssigkeit oder Gas. Zur eindeutigen Unterscheidung zur Permeabilität auf dem Massstab einer ganzen Gesteinseinheit, wird hier die im Labor an kleinen Gesteinsproben bestimmte Permeabilität als "*Matrix-Permeabilität*" bezeichnet.

Die SI-Einheit der Permeabilität ist m^2. Besonders in der älteren Literatur wird die Permeabilität auch in der Einheit Darcy, meist als Millidarcy (mD) angegeben, wobei 1 mD = $9.86923 \cdot 10^{-16}$ m^2. Unter Kenntnis der Dichte und der dynamischen Viskosität des Fluids kann aus der Permeabilität die hydraulische Durchlässigkeit berechnet werden (siehe z.B. Freeze & Cherry 1979).

Die *Matrix-Permeabilität* wird im Labor normalerweise an einem wenigen cm-grossen Bohrkern ('*plug*'; häufig ~30×30 mm) gemessen, welcher durch Überbohren des aus der Bohrung gewonnen Bohrkerns oder einem Feld-Handstück gewonnen wird. Demzufolge reflektiert die so gemessene

[1] In der deutschen Literatur wird die Permeabilität häufig auch mit der Variablen "K" bezeichnet. Hier wird der englischen Schreibweise gefolgt (welche auch in der Schweiz geläufig ist), um die Unterscheidung zur hydraulischen Durchlässigkeit, K, klarzustellen.

Matrix-Permeabilität nur ein kleines Detail einer Gesteinseinheit und die Extrapolation ('*up-scaling*') auf die gesamte Gesteinssäule ist nur limitiert aussagekräftig.

Ähnlich wie die Porositätsmessungen werden auch die Messungen der Matrix-Permeabilität durch induzierte Veränderungen des Gesteins beeinträchtigt. Neben der fast unumgänglichen Druckentlastung sind das die Aufrüttungszone bei der Herstellung der kleinen Probenzylinder und Texturveränderungen während der Lagerung der Proben (z.B. Trockenrisse). Verbunden mit einem beträchtlichen Aufwand kann die durch Bohrprozesse verursachte Aufrüttungszone in Bohrkernen quantifiziert werden. In jedem Fall ist für eine angemessene Interpretation von Messungen der Matrix-Permeabilität die Kenntnis der Mineralogie der Probe und des gesamten Aquifer-Gesteins von Bedeutung.

Eine detaillierte Studie hinsichtlich solcher Artefakte führten kürzlich Osten et al. (2024) im Rotondo Granit (Gotthard-Decke) im Bedretto Untergrundlabor durch. In geometrisch hochauflösenden Profilen wurde dabei die Permeabilität des Gesteins mit Wasser-Durchflusszellen (Gestein 50 – 90 cm^3) und Gas-Permeameter (Gestein wenige cm^3) und anhand von Hydro-Tests im Bohrloch über kurze Intervalle (0.2, 0.5 und 1 m) bestimmt. Alle drei Methoden erfassen unterschiedliche Gesteinsvolumen und ergeben dementsprechend auch unterschiedliche Werte für die Permeabilität. Osten et al. (2024) folgern, dass die Messungen mit Wasser-Durchflusszellen eine durchschnittliche Permeabilität des Gesamtgesteins (d.h. Matrix & ev. vorhanden Klüfte) und die Hydro-Tests im Bohrloch eine mittlere Fliesspermeabilität ergeben. Laut diesen Autoren decken die kleinvolumetrischen Gas-Permeabilitätsmessungen den Bereich und die Variabilität dazwischen ab, haben aber eine grössere Unsicherheit, wegen der meist nicht bekannten Zugehörigkeit des Testvolumens zu den strukturellen Begebenheiten.

1.2.3 Hydraulische Durchlässigkeit und Transmissivität

Die hydraulische Durchlässigkeit K[2] (m/s) und Transmissivität T (m^2/s) eines Aquifers werden in Bohrungen mit verschiedenen Testarten bestimmt (siehe z.B. Freeze & Cherry 1979, Domenico & Schwartz 1990). Je nach hydrogeologischer Fragestellung werden hydraulische Tests (Hydro-Tests) in einem einzigen oder in Festgesteinen selten in mehreren Bohrungen (z.B. '*cross-hole test'* in Felslabors) durchgeführt und beinhalten u.a. Pumpversuche ('*pumping tests*') und verschieden durchgeführte Wiederanstiegs- und Absenkungsversuche (z.B. '*recovery tests, withdrawal tests, drill stem tests, slug tests'*). Die Auswertung der Hydro-Tests hängt dabei von der Konfiguration der Bohrung (z.B. Piezometer offen oder mit Filterrohr, Einfachpacker- oder Doppelpacker-Systeme etc.) und der Ausbildung des Aquifer-Systems ab. Während Labortests nur punktuelle Information über Permeabilität bzw. hydraulische Durchlässigkeit liefern, ergeben Hydro-Tests in Bohrungen je nach Länge des Testintervalls Information über die in situ vorhandenen hydraulischen Eigenschaften eines Teils oder des ganzen Aquifers.

Stark vereinfacht gesagt, kann aus den als Funktion der Zeit erhobenen Daten über den Wasserfluss und Wasserhöhen in der Bohrung oder im Beprobungsintervall, den geometrischen Verhältnissen und den Eigenschaften des Wassers (Dichte, Viskosität) die Aquifer-spezifische Transmissivität und der Speicherkoeffizient abgeleitet werden. Mit der Beziehung $K = T/h$, wobei h die Länge des Filtrerrohrs oder des Packerintervalls ist, kann aus der Transmissivität die hydraulische Durchlässigkeit des Aquifers über die Distanz *h* hergeleitet werden. Eine offensichtliche Schwierigkeit in der Interpretation solcher Daten ist, dass diese Herleitung der hydraulischen Durchlässigkeit von einem über die Filterstrecke oder das Packerintervall homogenen Medium ausgeht. Obwohl die hydraulischen Eigenschaften eines Aquifers durch Hydro-Tests in Bohrungen deutlich besser abgebildet werden, als das mit Messungen an einzelnen Gesteinsproben der Fall ist, können sich bei geologisch heterogen aufgebauten Aquiferen (z.B. Molasse-Einheiten, siehe

[2] Auch hydraulische Leitfähigkeit. In Deutschland auch als Durchlässigkeitsbeiwert, k_f, bekannt.

Kapitel 2) oder Kluft-Aquiferen (z.B. Kristallin-Aquifere, siehe Kapitel 10) grössere Abweichungen von der grossräumig relevanten Transmissivität bzw. hydraulischen Durchlässigkeit der wasserführenden Horizonte bzw. Zonen ergeben.

Für die qualitative Beschreibung der hydraulischen Durchlässigkeit eines Gesteins bzw. eines Aquifers werden im vorliegenden Bericht die in der Literatur angegebenen Einteilungen wiedergegeben oder die Einteilung nach DIN 18130 für Wasser angewandt. Diese ist:

Hydraulische Durchlässigkeit K	Durchlässigkeit
$> 10^{-2}$ m/s	sehr stark durchlässig
10^{-2} bis 10^{-4} m/s	stark durchlässig
10^{-4} bis 10^{-6} m/s	durchlässig
10^{-6} bis 10^{-8} m/s	schwach durchlässig
10^{-8} bis 10^{-9} m/s	sehr schwach durchlässig
$< 10^{-9}$ m/s	nahezu völlig wasserundurchlässig

2 Tertiär-Einheiten

Das nördliche alpine Vorlandbecken, welches das schweizerische Molassebecken beinhaltet und sich von den Westalpen bis zum Böhmischen Massiv erstreckt, entwickelte sich von der späten Kreidezeit bis ins späte Tertiär (Neogen) im Zusammenhang mit Entstehung der Alpen und – in der Nordwest-Schweiz – mit der Aufwölbung des Juragebirges im alpinen Vorland (Sinclair 1997, Pfiffner et al. 2002, Schlunegger & Kissling 2015, Schlunegger & Castelltort 2016, Mock & Herweg 2017, Garefalakis & Schlunegger 2019). Generell wird die Entwicklung dieses Vorlandbeckens in das vom Paläozän bis ins späte Eozän (bis ~ 35–34 Ma) dauernde Flysch-Stadium und zwei vom Oligozän bis ins Miozän aktive, grossräumige, transgressiv – regressive Mega-Zyklen unterteilt. Die stratigraphische Entwicklung des schweizerischen Molassebeckens ist in grossem Masse diachron und die Korrelation von litho- und chronostratigraphischen Einheiten über grössere Distanzen gestaltet sich dementsprechend schwierig (z.B. Büchi et al. 1965a, Matter et al. 1980, Herb 1988, Schlunegger et al. 1997, Kempf & Matter 1999; Kuhlemann & Kempf 2002, Berger et al. 2005, Kempf & Pross 2005; Kälin & Kempf 2009; Jost et al. 2016).

Während dem Flysch-Stadium wurden entlang der Subduktionszone von der Europäischen Platte unter die Adriatische Platte in dem sich zurückbildenden Tethys Ozean mächtige Abfolgen von tiefmarinen, turbiditischen Sedimenten abgelagert. Reste dieser vorwiegend tonigen bis sandigen Sedimentgesteine finden sich heute vor allem im Voralpenraum unter anderem im Helvetikum (z.B. Nordhelvetischer Flysch) und den nach Norden abgescherten Sedimentdecken des Penninikums (z.B. Niesen-Flysch), wo sie auch eine gewisse Wasserführung aufweisen. Gegen Anfang Oligozän verflachte sich das Meer zusehends und es kam zum relativ fliessenden Übergang vom Flysch-Stadium in die Untere Meeresmolasse. Weiter gegen Norden herrschten zu dieser Zeit weiterhin kontinentale Verhältnisse mit einer lateritischen Verwitterung vor. Diese führte einerseits zur Bildung der Eozänen Bohnerztone (Siderolithikum) und andererseits zur Verkarstung – dem sog. Paläokarst – der unterliegenden Kreide- und Malm-Kalke, wobei erstere heute nur noch in der westlichen Schweiz vorhanden sind.

Die beiden Mega-Zyklen der Molasse-Sedimentation vom Oligozän bis ins Miozän werden traditionell in vier lithostratigraphische Einheiten mit je zweimal mariner und kontinentaler Sedimentationsgeschichte unterteilt, welche heute auch zeitlich gut eingegrenzt sind (z.B. Matter et al. 1980, Herb 1988; Kempf & Matter 1999; Kuhlemann & Kempf 2002, Berger et al. 2005, Kempf & Pross 2005; Rahn & Selbekk 2007; Kälin & Kempf 2009; Jost et al. 2016). Die vier lithostratigraphischen tertiären Molasse-Einheiten im schweizerischen Molassebecken sind:

- Untere Meeresmolasse, UMM (~34 – 30 Ma; Oligozän, frühes Rupelien)
- Untere Süsswasser, USM (~30 – 20 Ma; Oligozän – Miozän, Rupelien/Chattien– Aquitanien)
- Obere Meeresmolasse, OMM (~20 – 16.5 Ma; Miozän, Burdigalien)
- Obere Süsswassermolasse, OSM (~16.5 – 11 Ma; Miozän, spätes Burdigalien – frühes Tortonien)

Tektonisch können die vier lithostratigraphischen Molasse-Einheiten in die Jura-Molasse (vereinzelte Vorkommen in den Synklinalen des Faltenjuras), die Mittelländische Molasse (schweizerisches Mittelland) und die Subalpine Molasse (entlang der Voralpen) unterteilt werden (z.B. Swisstopo 2017 und dortige Referenzen). Während die sedimentären Verhältnisse in den tektonischen Zonen vergleichbar sind, unterscheiden sich diese durch die post-sedimentäre Entwicklung bezüglich Tektonik und Erosion. So wurden die Lithologien der Molasse-Einheiten in der Subalpinen Molasse mehrfach überschoben und steil gestellt und in der Jura-Molasse tektonisiert. In der Mittelländischen Molasse fehlen solche Beanspruchungen und die Einheiten liegen vornehmlich flach übereinander. Regional unterschiedlich ist auch die Erosion der Molasse-Sedimente. Die mehrphasige Erosion der Molasse-Sedimente steht im Zusammenhang mit der von ~10 – 4

Ma dauernden Bildung des Juragebirges und der gleichzeitigen Hebung des Molassebeckens. Die Hauptphase der Erosion setzte vor ~5 – 4.2 Ma ein, erstreckte sich regional unterschiedlich über 2–3 Ma und ist hauptsächlich mit den sich mehrfach verändernden Entwässerungssysteme verbunden (z.B. Ziegler & Fraefel 2009, Cederbom et al. 2011, Schlunegger & Mosar 2011, Kuhlemann & Rahn 2013). Die Entwässerungssysteme änderten sich auch während dem Pleistozän mehrfach und die Erosion findet mit geringerer Rate bis heute statt. Beispiele hierfür sind die Veränderungen der grossen Entwässerungssysteme Aare-Donau, Aare-Doubs-Rhone und Alpenrhein-Donau zu den heutigen Systemen Doubs-Saône-Rhone, Aare-Rhein und Donau (vgl. paläogeographische Karten in Ziegler & Fraefel 2009, Kuhlemann & Rahn 2013 und Heuberger et al. 2014). Je nach Art und Gewichtung der Untersuchungsergebnisse erstreckte sich diese Entwicklung von < 4.2 Ma bis ca. 2.1 Ma (Kuhlemann & Rahn 2013) bzw. 0.8 Ma (Zusammenfassung in Heuberger 2014). Die seit Beginn der Hauptphase der Erosion erodierten Mächtigkeiten von Molasse-Sedimenten nehmen generell von West nach Ost zu und variieren lokal und regional zwischen einigen hundert Metern und rund 2000 m (Cederbom et al. 2011, Kuhlemann & Rahn 2013).

In den Tertiär-Einheiten sind für die heutigen hydrogeologischen Verhältnisse einerseits die sich über Zeitspannen von mehreren Millionen von Jahren erstreckenden, unterschiedlichen Ablagerungsmilieus während der Sedimentation, die diagenetische Überprägung der Sedimente während der Versenkung und andererseits die seit dem späten Miozän anhaltende Erosionsgeschichte inklusive den Vergletscherungszyklen im Pleistozän von Bedeutung (vgl. Tab 3-1 in Waber & Traber 2022).

Der wiederholte Wechsel in den Ablagerungsverhältnissen zu einer heute schon auf lokalem Massstab sehr heterogenen lithologischen Ausbildung der Tertiär-Einheiten (z.B. Keller et al. 1990, Keller 1992 und oben erwähnte Literatur). Das Flysch-Stadium ist durch tiefmarine, turbiditische Ablagerungen charakterisiert, welche infolge der Regression des Molasse-Meeres während der UMM von untiefen, tonig-siltigen und küstennahen sandigen Ablagerungen abgelöst wurden. Zumindest über gewisse Bereiche ist in der OMM eine lithologische etwas homogenere Situation mit ihren Wattenmeer-ähnlichen Ablagerungsmilieus vorhanden. Wiederholte Schwankungen des Meeresspiegels und ausgeprägte Deltabildungen von den aus den Alpen einfliessenden Flüsse führten aber auch in der OMM zu einer lateral heterogenen lithologischen Ausbildung. In der Folge führte der wiederholte Wechsel von marin zu kontinental, die unterschiedlichen Einzugs- und Schüttungsgebiete und die während den kontinentalen Phasen stattfindende Umlagerungen der unterliegenden Sedimente besonders in den Süsswassermolasse-Einheiten zu der heute ausgeprägten lithologischen Heterogenität in den Molasse-Sedimenten.

Die durch die Sedimentation zunehmende Überlast und Versenkung resultierte in der Kompaktion der vertikal und lateral heterogen zusammengesetzten Gesteinsabfolgen. Einhergehend mit der diagenetischen Zementation führte dies zu einer Abnahme der initialen Porosität und zur Versprödung der Gesteine. Tektonische Beanspruchungen im Zuge der Alpenbildung, Jurafaltung, Hebung und frühen Erosionsphasen führten v.a. in den siltig-sandigen Lithologien zu Bruch- und Kluftsystemen ("Fissurations-Porosität"), welche eine zusätzliche Tiefenzirkulation von Grundwasser erlaubt und gegenüber der Porenzirkulation häufig überwiegen kann. Schliesslich führte die Hauptphase der Erosion, welche mit geringerer Rate bis heute stattfindet, zu den heutigen Verhältnissen als Felsuntergrund u/o Aufschluss der Molasse-Einheiten an der Oberfläche. So ist die OSM heute v.a. im östlichen Molassebecken aufgeschlossen (Fig. 2-1). Aufschlüsse der OMM erstrecken sich in einem schmalen Band von der Region nördlich der Lägern – Baden – Lenzburg – Langenthal – Burgdorf – Bern und von dort in einer breiteren Zone bis nach Lausanne und werden gegen Norden bis an das Juragebirge von Aufschlüssen der USM abgelöst (Fig. 2-1). Hydrogeologisch sind diese Aufschlussverhältnisse für lokale, oberflächennahe Grund- und Quellwasservorkommen zuständig und bilden mögliche Infiltrationsgebiete für tiefer liegendes Grundwasser in den Molasse-Einheiten.

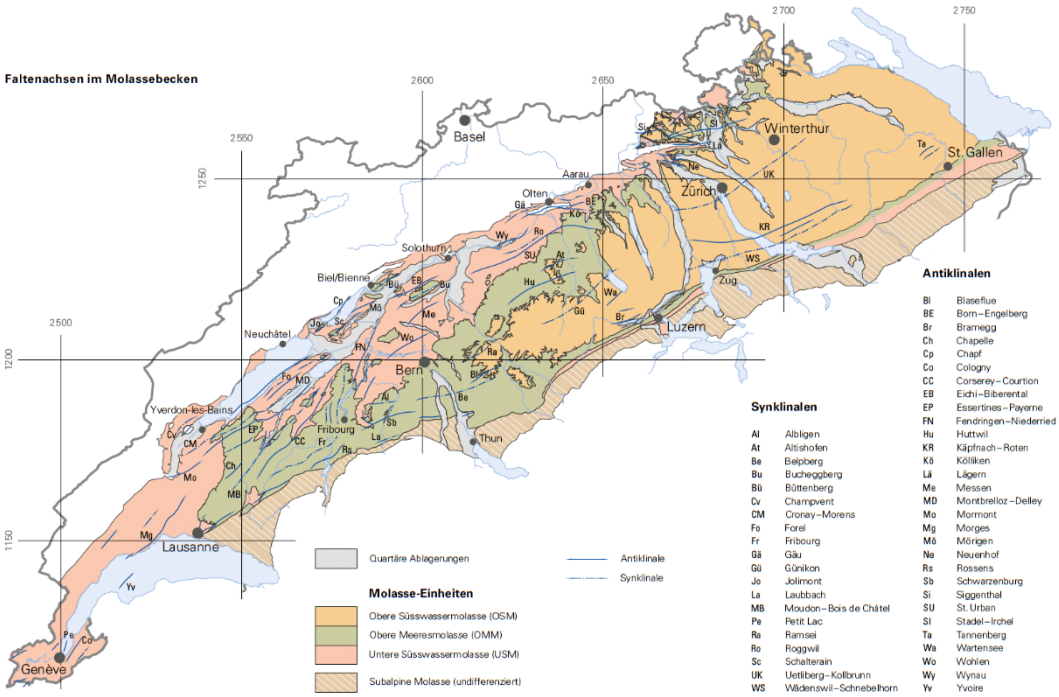


Fig. 2-1: Übersichtskarte der aufgeschlossenen Molasse-Einheiten im Molassebecken (Swisstopo 2017).

Der Porenraum und die Permeabilität der Molasse-Gesteine, und damit deren hydrogeologischen Eigenschaften, werden seit der Diagenese auch durch die sich seither immer wieder verändernden hydrochemischen Bedingungen beeinflusst. In der OSM und USM war die primäre Porenwasser gering mineralisiertes Frischwasser im Gegensatz zum primären Porenwasser in der OMM und UMM, welches aus stark mineralisiertem bis salinem Brack- und Meerwasser bestand. Mit zunehmender Versenkung im Miozän und besonders während den Eiszeitzyklen im Pleistozän migrierten grosse Anteile dieser primären Porenwässer von den oberen in die unterliegenden Molasse-Einheiten. In der östlichen mittelländischen Molasse ist noch heute eine von der OSM in die USM reichende, vertikale chemische Zonierung von Frischwässern vom Ca-Mg-HCO_3-Typ über schwach bis stark mineralisierte Grundwässer vom Na-HCO_3- und Na-Cl-HCO_3-Typ bis hin zu salinen Na-Cl-Typ Grundwässern ausgebildet (z.B. Balderer 1990, Schmassmann 1990, Waber & Traber 2022 und dortige Referenzen). Dabei sind saline Na-Cl-Typ-Grundwässer heute vornehmlich in der primär mit Frischwasser gefüllten USM vorhanden. Diese bis heute andauernden Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen führen – anschliessend an die während der Versenkung erfolgten diagenetischen Prozessen – zu einer weiteren Veränderung des Porenraums und der Permeabilität der Molasse-Gesteine. Solche Veränderungen beinhalten sowohl in der Tiefe als auch in der oberflächennahen Verwitterungszone eine weitergehende Zementation des Porenraums durch Mineralfällung oder eine Vergrösserung des Porenraums durch Minerallösung (sekundäre Lösungsporosität), wie das schon in der geologischen Vergangenheit der Fall war (z.B. Keller 1992 und dortige Referenzen).

2.1 Generelle hydrogeologische Eigenschaften

In der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts nahmen die Anforderungen an den geologischen Untergrund insbesondere im dichtbesiedelten Mittelland, wo dieser durch die Molasse-Sedimente aufgebaut ist, zu (Keller 1992). Diese Anforderungen sind vielfältig und reichen von der Trinkwasserversorgung über energetischen Ressourcen (fossile Rohstoffe, Geothermie), Rohstoffliferant (Ton, Kies etc.) hin zur Abfallbewirtschaftung (Deponien für Hausrat, Sondermüll) und zu technischen Bauten (Baugrund, Bahn- und Strassentunnels). Entsprechend der Diversität dieser Anforderungen sind von den Molasse-Sedimenten die hydrogeologischen Eigenschaften als Grundwasserleiter ebenso gefragt, wie diejenigen als Grundwasserstauer.

Der lateral und vertikal heterogene lithologische Aufbau der Molasse-Sedimente und die daraus resultierende Heterogenität hydrogeologischen Verhältnisse auf lokalem und regionalem Massstab erschwert die Prognostizierbarkeit z.B. von Wasserfliesswegen und macht eine Extrapolation auch auf lokalem Massstab schwierig. Dies führte damals zur Erkenntnis, dass ein verbessertes Verständnis der hydrogeologischen Verhältnisse in den Molasse-Sedimenten benötigt wird. Darauffolgend teilte Keller (1992) die Molasse-Einheiten in der Zentral- und Ostschweiz auf der regionalen Skala von Norden nach Süden in vier hydrogeologische Zonen ein, welche den diagenetischen Reifegrad und die tektonische Beanspruchung berücksichtigen (Fig. 2-2). Zone (I) beinhaltet die tektonisierte (Sub-)Jura Molasse mit guter primärer Porosität und teilweise bedeutender Fissurations-Porosität. Zone (II) beinhaltet die Mittelländische Molasse mit mittlerer primärer Porosität und eher geringer Fissurations-Porosität. Zone (III) stellt den Bereich der gefalteten Molasse nördlich der Subalpinen Molasse mit vornehmlicher Fissurations-Porosität und schwacher primärer Porosität dar, und Zone (IV) beinhaltet die Subalpinen Molasse mit teilweise guter Fissurations-Porosität und unbedeutender primärer Porosität. In den Zonen (III) und (IV) sind die Molasse-Sedimente unterschiedlicher diagenetischer Reife als Folge der alpinen Deformation teilweise übereinandergestapelt oder an die Oberfläche aufgebogen.

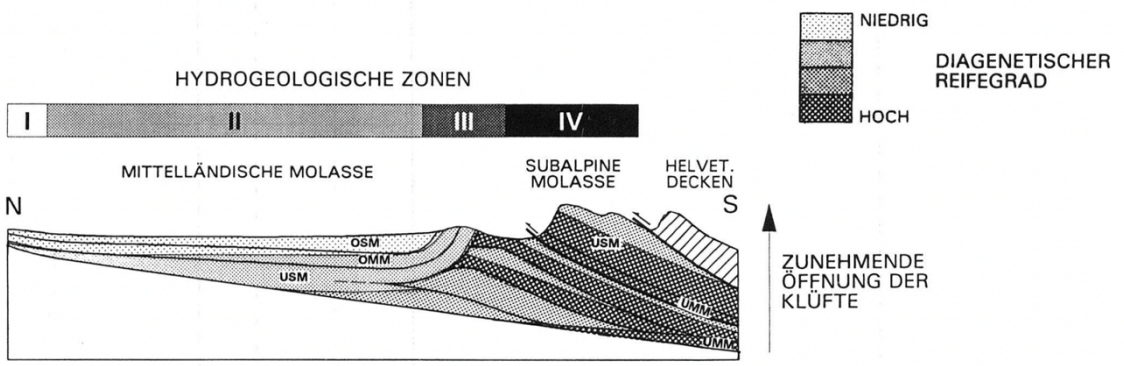


Fig. 2-2: Schematischer Schnitt durch das rezente Molassebecken mit den von Keller (1992) unterteilten hydrogeologischen Zonen I: (Sub-) Jura Molasse, II: Mittelländische Molasse, III: gefaltete Molasse und IV: Subalpine Molasse.

Basierend auf dem damaligen Kenntnisstand von anderen Sedimentbecken entwickelten Keller et al. (1990) und Platt & Keller (1992 und dort zitierte Literatur) aufgrund von sedimentologisch-faziellen, petro-physikalischen und mineralogischen Untersuchungen ein sog. Fazies-Architekturmodell für die USM. Dieses Modell wurde von Keller (1992) auch auf die anderen Molasse-Einheiten erweitert. Die wichtigsten Elemente eines solchen Fazies-Architekturmodells

bezeichnen die unterschiedlichen Ablagerungsmilieus während der Sedimentation. Für die kontinentale Sedimentation beinhalten sie Rinnengürtel (RG), Durchbruchsfächer (DFR), Uferwälle (UW), Überschwemmungsebenen mit Paläoböden und Sümpfe (UPS), lakustrische Ablagerungen (LAK) und ihre Untereinheiten (Fig. 2-3). Dabei erfolgt die Unterteilung aufgrund von mineralogischen, texturellen und strukturellen Untersuchungen am Bohrkern, Handstück und/oder am Aufschluss. Die am Gestein erhoben Daten von Porosität und Matrix-Permeabilität und die in einer Bohrung durchgeführten Hydro-Tests u/o geophysikalischen Logs werden anschliessend dem entsprechenden Architekturelement zugeordnet und erlauben eine verbesserte Interpretation der Daten und mögliche Extrapolation zumindest auf lokalem Massstab.

Solche Fazies-Architekturmodelle enthalten Untersuchungen von der Mikroskala (Dünnschliff) über die Makroskala (Bohrkern, Handstück), der Megaskala (grosse Aufschlüsse, Gruben, Modellblöcke) bis zur Gigaskala (ganze Formation auf regionaler Skala) und sind dementsprechend anspruchsvoll. Nicht geeignet für die Bestimmung der Architekturelemente und der petro-physikalischen Eigenschaften von Molasse-Sedimente sind demgegenüber Bestimmungen an Bohrklein (Cuttings), welche bei den destruktiven (Rollmeissel-) Bohrtechniken anfallen, wie sie meist für EWS- und andere Bohrungen angewendet werden. In Anbetracht der ausgeprägten Heterogenität der Molasse-Sedimente und einem verbesserten Verständnis der hydrogeologischen Verhältnisse sind solche Untersuchungen aber unerlässlich. Mit den in den letzten dreissig Jahren neu gewonnenen Erkenntnissen über die räumliche Ausdehnung der Ablagerungsmilieus, der Versenkungs- und Erosionsgeschichte und der tektonischen Beanspruchung (vgl. oben erwähnte Literatur und Referenzen darin) und neu erarbeiteten Daten dürften sich diese Modellvorstellung des Molasse-Untergrundes und dessen hydrogeologischen Verhältnissen heute zumindest auf lokalem, wenn nicht regionalen Massstab weiter verbessern lassen.

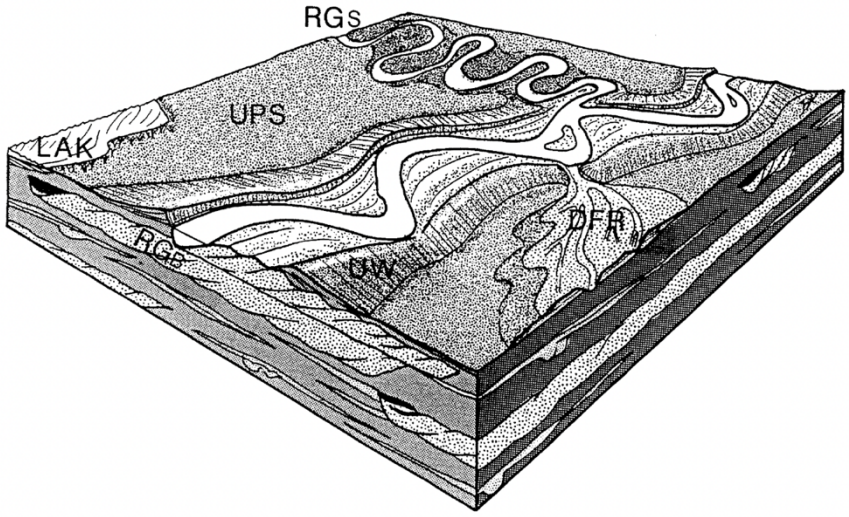


Fig. 2-3: Vereinfachtes Fazies-Modell von Keller (1992) für den Bereich des distalen Hauptentwässerungssystems der USM.

RG: Rinnengürtel, s: suspensionsfrachtreiche Mischfrachtrinnen, b: bodenfrachtreiche Mischfrachtrinnen; DFR: Durchbruchsfächer und -rinnen; UW: Uferwälle und distale Uberschwemmungssande; UPS: Überschwemmungsebene mit Paläoböden und Sümpfen; LAK: lakustrische Ablagerungen.

2.2 Obere Süsswassermolasse, OSM

Die wichtigsten Lithologien der OSM sind heterogene Wechsellagerungen von Ton- und Siltsteinen, fein- bis grobkörnigen Sandsteinen und Konglomeraten (Nagelfluh). Generell lässt sich eine Abnahme der Korngrösse von den am Alpennordrand gelegenen, mächtigen Schuttfächern (Fribourg, Napf, Hörnli, Pfänder) zum distalen Beckenteil im Norden feststellen. Im Norden mündeten diese radialen Alpenflüsse in ein axiales, nordost-südwest orientiertes Entwässerungssystem, in welchem die sog. Glimmersandsteine abgelagert wurden (z.B. Berger 1996, Kälin & Kempf 2009). Die von Norden aus dem Vogesen- und Schwarzwald-Massiv in dieses Entwässerungssystem drainierenden Flüsse bildeten ebenfalls Schuttfächer (Vogesen, Laufen, Basel, Aargau, Randen). Diese sind aber deutlich kleiner ausgebildet und die Korngrösse nimmt hier von Norden (Juranagelfluh) bis ins Entwässerungssystem ab. Im distalen Beckenteil und besonders auch zwischen den südlichen Schuttfächern bis in deren proximalen Bereich treten mächtig entwickelte, lakustrine Sedimentablagerungen u.a. mit Süsswasserkalken auf, welche auf eine Landschaft mit ausgedehnten Seen, Sümpfen und Mooren hinweisen.

Die über die ganze Zeit der OSM schnell wechselnden Ablagerungsbedingungen führten lateral und vertikal zu einem äusserst heterogenen lithofaziellen Aufbau der OSM-Sedimente und damit verbunden zu heterogenen Porositäts- und Permeabilitätsverhältnissen. Um diese Heterogenität der OSM zu veranschaulichen, entwarf Keller (1992) einen schematischen hydro-stratigraphischen Schnitt durch die OSM. In diesem werden die verschiedenen Fazies-Architekturelemente in den von Süd nach Nord auftretenden Hauptzonen der Alluvialen Schuttfächer, dem Übergangsbereich, der Alluvialebene und dem axialen Rinnensystem zugeordnet werden und qualitativ mit der Lithologie und hydrogeologischen Parametern verbunden (Fig. 2-4).

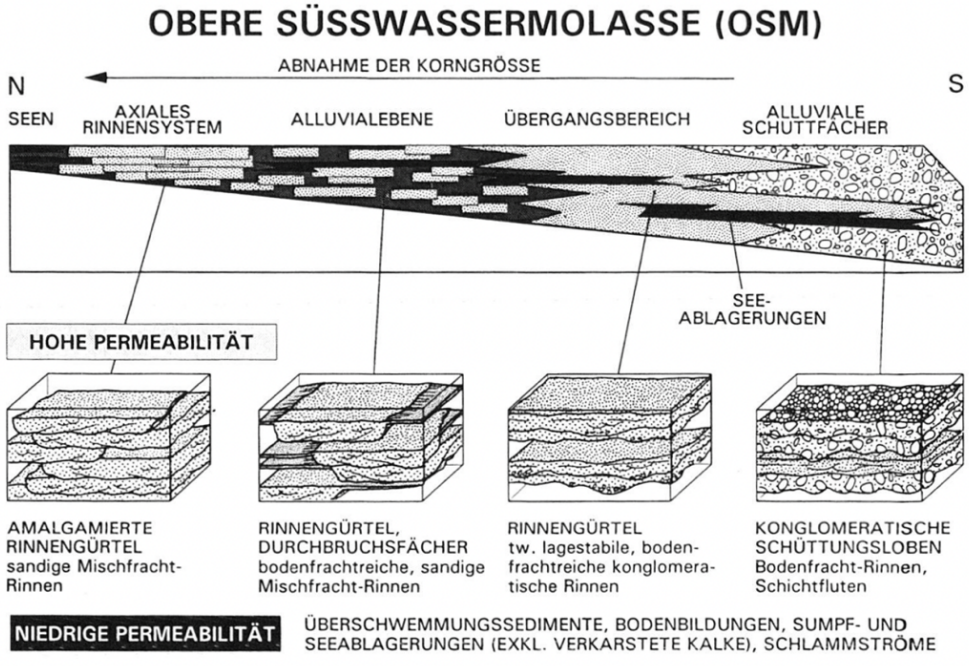


Fig. 2-4: Schematischer hydro-stratigraphischer Schnitt durch die OSM mit dreidimensionaler Architektur der prinzipiellen hydrogeologischen Einheiten (aus Keller 1992).

Die OSM bildet heute weitgehend den Felsuntergrund des zentralen und östlichen Mittellandes (Fig. 2-1). Über die tieferliegenden OSM-Gesteine findet sich nur wenig öffentlich zugängliche, quantitative Information über Porosität, Matrix-Permeabilität und hydraulische Durchlässigkeit. Dabei ist anzunehmen, dass mehr Information in nicht öffentlich zugänglichen Untersuchungsberichten vorhanden ist. Detaillierte hydrogeologische-hydrogeochemische Untersuchungen der oberflächennahen OSM finden sich z.B. in Balderer (1979, 1983), Hesske (1995) und Hesske et al. (1997). Der vornehmlich qualitative Kenntnisstand der hydrologischen Aspekte der tieferen OSM wurden in Nagra (1988), Keller (1992) und Gander (2004) zusammengefasst. Auch in der jüngsten Zusammenfassung von 2004 steht z.B. "*Porositätswerte aus Laboranalysen an OSM-Gesteinsproben sind uns nicht bekannt"*. Die im Folgenden vorgestellten Daten über Porosität und hydraulische Durchlässigkeit der OSM-Gesteine sind alle jüngeren Datums.

2.2.1 Porosität

Von Gesteinen der OSM liegen nur wenig Werte über die Porosität vor, welche zudem auf den Grossraum Zürich beschränkt sind. Der vorliegende Datensatz hat demzufolge nur eine beschränkte Aussagekraft für die gesamten OSM-Sedimente in der Schweiz.

Daten über die Dichte-Porosität sind von Labormessungen bekannt, welche an teilweise über Jahrzehnte archivierten Bohrkernproben und an original saturierten, aus Bohrungen entnommenen Proben durchgeführt wurden (Tab. 2-1). An den original saturierten Proben der Sondierbohrung Uetliberg wurde zusätzlich auch die Wasserverlust-(WL-) Porosität bestimmt (Koroleva et al. 2007). Während alle Daten einzelnen Gesteinstypen zugeordnet werden können, sind Angaben bezüglich den in der OSM bekannten Architekturelementen nur für die Proben von der Sondierbohrung Uetliberg vorhanden. Die an archivierten Proben erhobenen Daten (Leu et al. 2006) dürften wegen während der Lagerung induzierten Veränderungen der Raumdichte mit einem grösseren Fehler behaftet sein und eher Maximalwerte darstellen (vgl. Abschnitt 1.2.1).

Tab. 2-1: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen in der OSM im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'.

Dichte-P: Dichte-Porosität berechnet aus Gesteins- und Korndichte; WL-P: Wasserverlust-Porosität bei 105°C; GT: Geothermie Bohrung, MW: Mineralwasser Bohrung; SB: Nagra Sondierbohrung

Lokalität	Kanton	Bohrung	Zweck	Typ Porosität	Mittelländisches Molassebecken (MB)	Referenz
Gubrist-Tunnel	ZH			Dichte-P	MB 'Ost'	Leu et al. 2006 [1)]
Fehraltorf	ZH	FEH	GT	Dichte-P	MB 'Ost'	
Zürich Aqui-1	ZH	AQU-1	MW	Dichte-P	MB 'Ost'	
Zürich-Dolder	ZH			Dichte-P	MB 'Ost'	
Uetliberg	ZH	UET	SB	Dichte-P, WL-P	MB 'Ost'	Koroleva et al. 2007

[1)] Die von Leu etal. (2006) aus geophysikalischen Logs abgeleiteten Porositätswerte sind hier nicht berücksichtigt.

Die Dichte-Porosität dieser OSM-Gesteine erstreckt sich über einen grossen Bereich von 2.0 – 27.1 Vol.% (n = 23). Die WL-Porosität der Gesteinsmatrix von Proben aus der Sondierbohrung Uetliberg erstreckt sich über einen ähnlich grossen Bereich von 5.6 – 25.5 Vol.% (n = 20). Generell scheinen Mittel- und Feinsandsteine eine höhere Dichte-Porosität zu haben als Silt- und Silt/Tonsteine (Tab. 2-2). Demgegenüber weisen die Silt-/Tonsteine die durchschnittlich höchste WL-Porosität auf.

An den Proben der Sondierbohrung Uetliberg wurden die Dichte-Porosität und WL-Porosität an unterschiedlichen Aliquoten der rund 20 cm langen, original saturierten Bohrkernen bestimmt.

Obwohl die beiden Porositätstypen positiv korrelieren, weisen einige Proben eine gegenüber der Dichte-Porosität leicht erhöhte WL-Porosität auf (Fig. 2-5a). Diese physikalisch nicht plausiblen Verhältnisse sind auf eine im cm-Bereich vorhandene mineralogisch-texturelle Heterogenität in diesen Gesteinen zurückzuführen.

In den feinkörnigen OSM-Gesteinen korreliert die WL-Porosität mit dem Tongehalt (Fig. 2-5b). Dies weist darauf hin, dass ein beträchtlicher Anteil der WL-Porosität von auf den Oberflächen von Tonmineralen absorbiertem Wasser stammt. Während dieser Anteil der WL-Porosität unter Berücksichtigung der Ionen-spezifischen Zugänglichkeit für Stofftransport zugänglich ist, ist dieser Anteil nicht für einen effektiven Wasserfluss zugänglich (vgl. Abschnitt 1.2.1). Einzig in den Tonmineral-armen Fein- und Mittelsandsteinen dürfte die WL-Porosität auch nahezu der effektiven Porosität im hydrologischen Sinn entsprechen (Fig. 2-5a, b).

Aufgrund des beschränkten Datensatzes ergeben sich für die Proben von der Sondierbohrung Uetliberg keine klaren Trends zwischen Dichte-Porosität, WL-Porosität und Architekturelement (Fig. 2-5c). Bezüglich der WL-Porosität und Tongehalt zeigt sich für die Elemente 'Überschwemmungsebene' (UPS, inklusive distale Bereiche UPSd) und 'Lakustrisch' (LAK) die gleiche Tendenz, wie in den dort dominierenden Silt- und Silt-/Tonsteinen (Fig. 2-5b, d).

Über den durch die vorhandenen Proben abgedeckten Tiefenbereich von rund 30 – 450 m u. OKT ergibt sich keine Korrelation zwischen der Porosität und der Tiefenlage der Gesteine (Fig. 2-6). Die Unterschiede in der Porosität der OSM-Gesteine wird in der mittelländischen Molasse bis in diese Tiefen mehrheitlich durch die stark variable Mineralogie (d.h. dem Ablagerungsmilieu) und dem Grad der Zementierung des Porenraums während der Diagenese und möglicher Lösung dieser Zementation in der jüngeren hydrogeologischen Zeit bestimmt.

Tab. 2-2: Porosität von Gesteinen der OSM im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'.

Siehe Tab. 2-1 für Herkunft und Referenzen.
Dichte-Porosität berechnet aus Gesteins- und Korndichte, WL-Porosität: Wasserverlust-Porosität bei 105°C. An den Proben der Sondierbohrung Uetliberg wurde die Dichte-Porosität nicht an allen Proben analysiert. AE: Architektur-Element, RG: Rinnengürtel, DF: Durchbruchsfächer, UPS: Überschwemmungsebene (inkl. distale Bereiche UPSd), LAK: lakustrisch; n: Anzahl Proben; Min/Max: Minimal- und Maximalwert; Mittel & Std: arithmetisches Mittel und Standardabweichung.

Geologie	**Lithologie / AE**	**Dichte-Porosität (Vol.%)**				**WL-Porosität (Vol.%)**			
		n	Min	Max	Mittel & Std	n	Min	Max	Mittel & Std
Mittelländisches Molassebecken 'Ost', aufgeteilt nach Lithologie									
OSM	Alle	23	2.0	27.1	9.2 ± 5.8	20	5.6	25.5	11.6 ± 5.9
OSM	Grobsandstein	0	–	–	–	0	–	–	–
OSM	Mittelsandstein	1	27.1	27.1	–	1	25.5	25.5	–
OSM	Feinsandstein	10	5.5	22.4	10.0 ± 5.4	8	5.6	23.4	10.6 ± 6.0
OSM	Siltstein	3	5.2	10.8	7.3 ± 3.1	6	6.6	14.8	8.7 ± 3.3
OSM	Silt- /Tonstein	9	2.0	10.2	7.0 ± 3.0	5	9.2	19.2	13.6 ± 4.7
Mittelländisches Molassebecken 'Ost', aufgeteilt nach Architektur-Element (Proben Sondierbohrung Uetliberg)									
OSM	RG	2	6.9	27.1	–	3	6.0	25.5	18.3 ± 10.7
OSM	DF	2	5.7	7.1	–	3	5.6	7.9	6.5 ± 0.8
OSM	UPS & UPSd	5	5.2	10.2	7.0 ± 2.0	7	6.1	18.1	10.2 ± 4.2
OSM	LAK	3	9.6	10.8	10.0 ± 0.7	7	7.2	19.2	12.2 ± 4.0

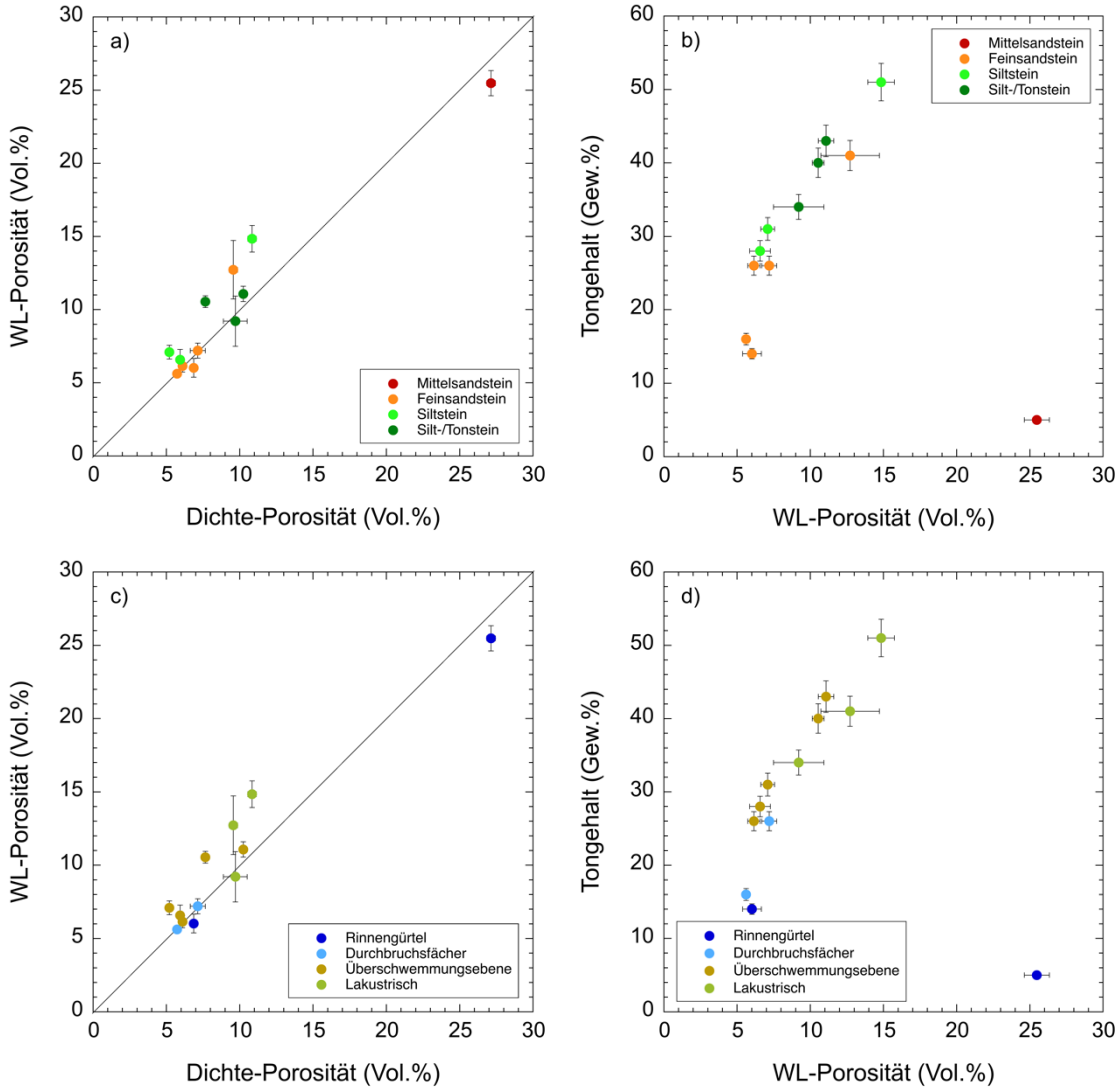


Fig. 2-5: OSM: Dichte-Porosität vs. Wasserverlust- (WL-) Porosität und WL-Porosität vs. den Tongehalt als Funktion des Gesteinstyps (a, b) und des Architektur-Elements (c, d) im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'.

Daten von der Nagra Sondierbohrung Uetliberg (Koroleva et al. 2007).
Die WL-Porosität beschreibt unter Berücksichtigung der Ionen-spezifischen Zugänglichkeit die Porosität für den Stofftransport. Bei geringem Tongehalt (< ~ 15 Gew.%) entspricht sie nahezu der verbundenen Porosität wo advektiver Fluss stattfindet. Dichte-Porosität und Tongehalt wurden nicht an allen Proben analysiert.

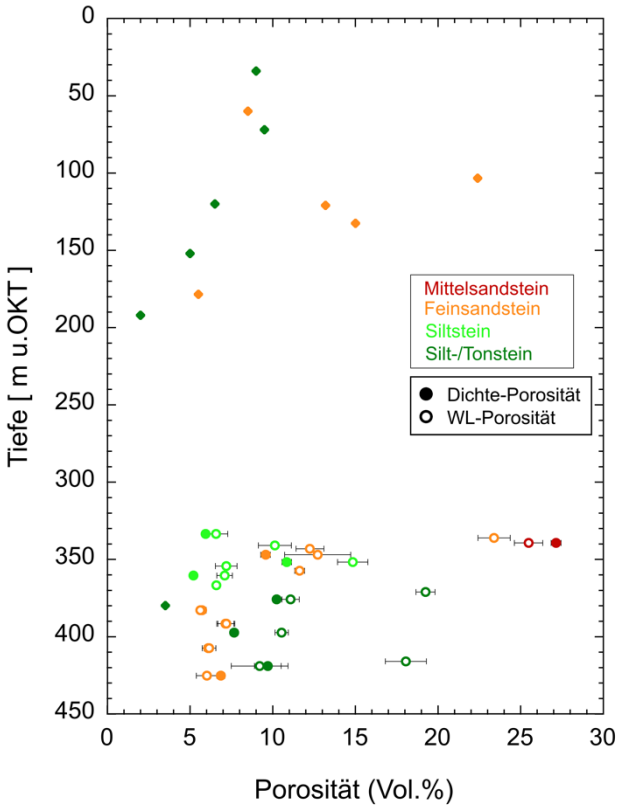


Fig. 2-6: OSM: Dichte-Porosität und Wasserverlust- (WL-) Porosität als Funktion der Lithologie und der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'.

Kreise: Daten von der Nagra Sondierbohrung Uetliberg (Koroleva et al. 2007), Porositäten an original gesättigten Bohrkernproben bestimmt.
Rhomben: Daten von Leu et al. (2006), Porosität an alten, archivierten Proben bestimmt, vgl. Tab. 2-1 für Herkunft.

2.2.2 Matrix-Permeabilität

Von der OSM sind in der zugänglichen Literatur keine Messungen der Matrix-Permeabilität an Gesteinsproben bekannt.

2.2.3 Hydraulische Durchlässigkeit

Daten über die hydraulische Durchlässigkeit von Hydro-Tests in Bohrungen wurden zwischen 2005 und 2007 in der Sondierbohrung Uetliberg und den EWS-Bohrungen Frauenfeld und Winterthur-Dättnau innerhalb von Projekten der Nagra generiert (Enachescu et al. 2006, 2007a, b). Diese Lokalitäten befinden sich im distalen bis zentralen Bereich der östlichen mittelländischen Molasse (Hydrogeologische Zone II nach Keller 1992). Bis zu diesem Zeitpunkt beruhten Werte über die hydraulische Durchlässigkeit von OSM-Gesteinen mehrheitlich auf Schätzwerten und Modellrechnungen. Für die distale OSM wurde dabei auf die ausgesprochene Anisotropie aufgrund der Wechsellagerungen von Sandsteinen und feinkörnigen Sedimenten (Ton- und Silt-lagen) hingewiesen. Als Schätzwerte wurden für die hydraulische Durchlässigkeit $10^{-6} – 10^{-10}$ m/s parallel zur Schichtung und $10^{-8} – 10^{-10}$ m/s senkrecht zur Schichtung angegeben und die Durchlässigkeit der OSM generell als '*gering*' eingeschätzt (Gander 2004).

Aus dem südlichen Bereich der östlichen mittelländischen Molasse (Hydrogeologische Zone III nach Keller 1992) liegen nur qualitative Angaben von der Geothermie-Tiefbohrung St. Gallen vor, wo die OSM zwischen 4 - 236 m Tiefe vorhanden ist und auf ca. 65 m Tiefe kurzfristig bemerkbare, geringe Spülungsverluste beschrieben werden (Naef 2015).

Tab. 2-3: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen in der OSM im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'.

GT: Geothermie Bohrung, SB: Nagra Sondierbohrung

Lokalität	Kanton	Bohrung	Jahr	Zweck	Mittelländisches Molassebecken (MB)	Referenz
Frauenfeld	TG	FRA	2007	GT	MB 'Ost'	Enachescu et al. 2007a, Klump 2008
Uetliberg	ZH	UET	2007	SB	MB 'Ost'	Enachescu et al. 2006, Klump 2008
Winterthur-Dättnau	ZH	DÄT	2007	GT	MB 'Ost'	Enachescu et al. 2007b, Klump 2008

Die Sondierbohrung Uetliberg und die EWS-Bohrungen Frauenfeld und Winterthur-Dättnau durchfuhren die OSM-Gesteine mehrheitlich senkrecht zur Schichtung, so dass die ermittelten hydraulischen Durchlässigkeiten als Werte parallel zur Schichtung zu verstehen sind. Die in diesen Bohrungen mit Hydro-Tests ermittelten hydraulischen Durchlässigkeiten der ganzen Testintervalle variieren zwischen 2.6×10^{-10} m/s und 9.1×10^{-7} m/s (Fig. 2-7) und decken den bis anhin geschätzten Bereich für die Durchlässigkeit in OSM-Gesteinen parallel zur Schichtung ab. Aufgrund dieser Daten sind die OSM-Gesteine an diesen Lokalitäten als schwach bis sehr schwach durchlässig einzustufen.

Entsprechend der Bohrlogs weisen die Hydro-Testintervalle in diesen Bohrungen eine ausgesprochene lithologischen Heterogenität auf. Um die ermittelten hydraulischen Durchlässigkeiten besser den effektiv wasserführenden Schichten zuordnen zu können, wandte Klump (2008) zwei unterschiedliche Methoden zur Konvertierung der aus den gemessenen Druckverläufen ermittelten Transmissivität, T, in die hydraulische Durchlässigkeit, K, an. Die T/K Konvertierung wurde dabei einerseits durch Bestimmung der mittleren K-Werte für das getestete Gesamtprofil (Methode 1) und andererseits durch Bestimmung der effektiven Mächtigkeit von Lithologie- bzw. Fazies-Typ im Testintervall (Methode 2) vorgenommen. Damit wurde aus der gemessenen Transmissivität der K-Wert des im Testintervall dominierenden Fazies-Typs (Architekturelement) bzw. der im Testintervall dominierenden Lithologie berechnet (siehe Klump 2008 für Details). Generell unterschätzen die über das ganze Testintervall ermittelten K-Werte diejenigen der im Intervall dominierenden wasserführenden Lithologien bzw. Fazies-Typen (Fig. 2-7). Besonders für die effektiven Mächtigkeiten von Rinnengürteln und Mittelsandsteinlagen erhöht sich der K-Wert um teilweise mehr als eine Grössenordnung gegenüber demjenigen für das gesamte Testintervall bestimmten Wert (Fig. 2-7). Demgegenüber variiert die Erhöhung der K-Werte für die anderen Fazies-Typen und Lithologien mehrheitlich innerhalb eines Faktors 1.5–5 und fällt für die feinkörnigen Ton-Siltstein-dominierten Testintervalle sogar leicht geringer aus als der K-Wert des gesamten Testintervalls. Klump (2008) schliesst weiter, dass besonders in Mittelsandstein-Horizonten und Rinnengürteln die ermittelten K-Werte über mehrere Grössenordnungen streuen (Fig. 2-7). Die höchsten K-Werte ergeben sich für die Mittelsandsteine und Rinnengürtel der Napf-Schüttung und der ost-west gerichteten Glimmersand-Schüttung, welche als durchlässig bezeichnet werden können. Die Durchlässigkeit der Mittelsandsteine und Rinnengürtel der Hörnli-Schüttung variiert zwar auch stark, ist aber generell geringer als diejenige der Napf- und Glimmersand-Schüttungen.

Weder in den über die gesamten Testintervalle erhobenen K-Werte, noch in den auf Lithologie oder Architektur-Element normierten K-Werten ergibt sich in den drei Bohrungen in Tiefen von 50 – 450 m eine Beziehung zwischen der Tiefe der Testintervalle und dem K-Wert (Fig. 2-8 und Fig. 2-9). Nur im Testintervall oberhalb von 50 m Tiefe in der EWS-Bohrung Winterthur-Dättnau wurde ein erhöhter K-Wert bestimmt (ganzes Intervall: 9.1×10^{-7} m/s, normiert auf Lithologie und AE: 5.0×10^{-6} m/s; Fig. 2-8 und Fig. 2-9). Die dort vorhandenen OSM-Gesteine sind als schwach durchlässig bis durchlässig zu bezeichnen.

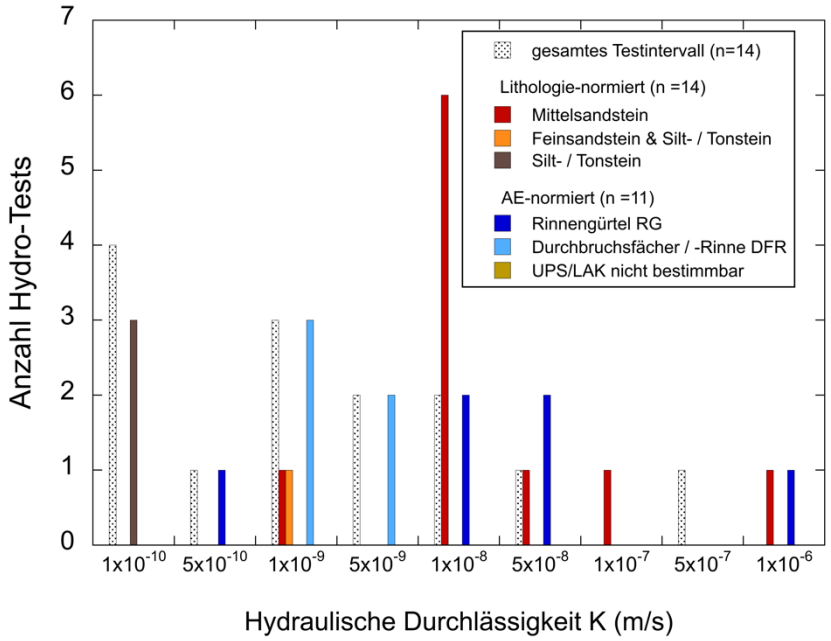


Fig. 2-7: OSM: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in der Nagra Sondierbohrung Uetliberg und den EWS-Bohrungen Frauenfeld und Dättnau-Winterthur (Mittelländisches Molassebecken 'Ost') und der auf die Lithologie und die Architektur-Elemente der OSM normierten '*best guess*' K-Werte gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s.

Hydro-Test Daten von Enachescu et al. 2006, 2007a, b. Lithologie- und Architektur-Element (AE)-normalisierte Daten von Klump 2008.
Für 3 Intervalle, welche hauptsächlich aus dem Architektur-Element 'Überschwemmungsebene/Lakustrisch' (UPS/LAK) zusammengesetzt sind, kann nur ein Maximalwert von K = $< 1\times10^{-10}$ m/s ermittel werden und sind nicht dargestellt (siehe Klump 2008 für Details).

2.2.4 Beobachtungen in Tunnelbauten

Aussagen bezüglich der hydraulischen Anisotropie der OSM-Gesteine beruhen vor allem auf Beobachtungen in Tunnelbauten. Solche mehrheitlich qualitative Information liegt aus dem Tafeljura (nördl. Abschnitt SBB-Bözbergtunnel und N3-Strassentunnels) und dem zentralen (diverse Strassen- und Bahntunnels im Grossraum Zürich) und proximalen, östlichen mittelländischen Molassebecken (Bahntunnel St. Gallen) vor (siehe Fig. 2-1 für Orientierung).

Gander (2004) gibt eine Zusammenfassung der bis 2004 bekannten geologisch-hydrogeologischen Verhältnisse in Tunnelbauten, welche in Tab. 2-4 zusammengefasst und mit wenig neuer

Information ergänzt sind. Wie schon Gander (2004) ausführt ist die Wasserführung innerhalb der Felsstrecke der durchbohrten OSM-Gesteine insgesamt gering und meist an vereinzelte Klüfte gebunden. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die rund 37 km Tunnel und Stollen die OSM-Gesteine zum grössten Teil mehr oder weniger parallel zur Schichtung durchqueren, meist nur wenige Meter bis Dekameter einer stratigraphischen Einheit erschliessen und diese Einheiten mehrheitlich aus feinkörnigen Sedimenten aus Überschwemmungsebenen (UPS) und Uferwällen (UW) bestehen (Tab. 2-4). Eine Ausnahme bildet hier der Islisbergtunnel, welcher eine rund 110 m mächtige Schichtabfolge durchquert. Diese besteht aber vorwiegend aus einer Wechsellagerung von Silt-/Tonstein und feinkörnigen Sandsteinen aus UPS- und UW-Ablagerungen und ist ebenfalls nur schwach durchlässig. Die Beobachtungen aus den Tunneln lassen demzufolge vor allem auf eine geringe vertikale hydraulische Durchlässigkeit der OSM-Gesteinsabfolgen schliessen.

Nach Gander (2004) ist im Gegensatz zu den eigentlichen Felsstrecken in den Felsrandbereichen eine grössere Häufigkeit von offenen Klüften vorhanden, welche auch eine erhöhte Wasserführung aufweisen, wie das z.B. in einer Sandsteinlage in einer Tiefe von 35 im Wasserstollen Hardhof mit einer Schüttung von 75 L/min beobachtet wurde.

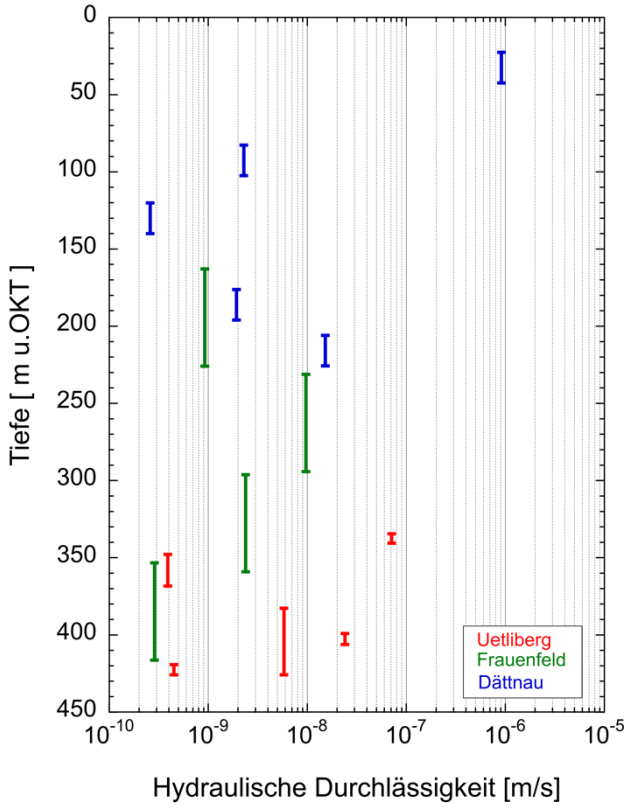


Fig. 2-8: OSM: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests als Funktion der Tiefe in der Nagra Sondierbohrung Uetliberg und den EWS-Bohrungen Frauenfeld und Dättnau-Winterthur im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'.

Die K-Werte sind bezüglich der mittleren Tiefe des Testintervalls dargestellt und die Strichlänge entspricht der Länge des Testinervalls. Hydro-Test Daten von Enachescu et al. 2006, 2007a, b.

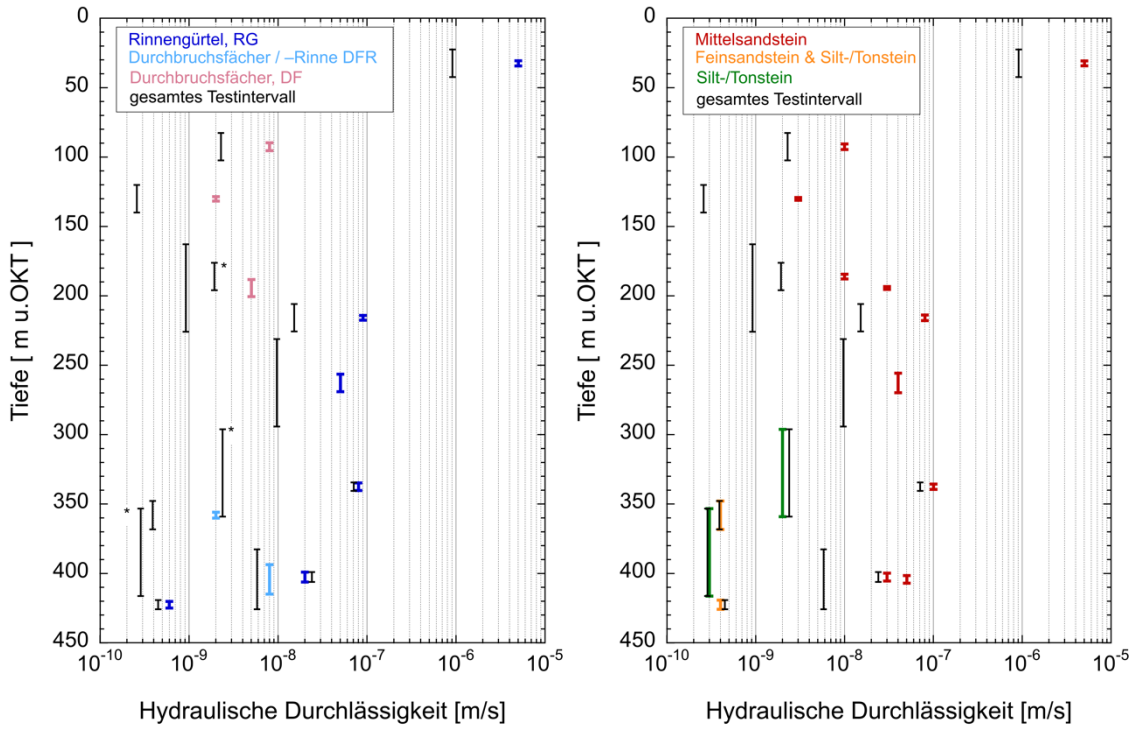


Fig. 2-9: OSM: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests über die Gesamtlänge des Testintervalls im Vergleich zu derjenigen berechnet für die effektive Mächtigkeit des wichtigsten Architekturelements (links) und der wichtigsten Lithologie (rechts) im Testintervall als Funktion der Tiefe in der Nagra Sondierbohrung Uetliberg und den EWS-Bohrungen Frauenfeld und Dättnau-Winterthur im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'.

Hydro-Test Daten von Enachescu et al. 2006, 2007a, b. Lithologie- und Architekturelement (AE)-normalisierte Daten von Klump 2008.
Lithologie- und AE-normalisierte Durchlässigkeiten für die Testintervalle sind zum Vergleich arbiträr auf der mittleren Tiefe der Testintervalle dargestellt; * Tests mit keiner Lösung für ein einziges AE-Element (nur Durchschnitt RG + DFR).

Tab. 2-4: Hydrogeologische Beobachtungen in Tunnelbauten in der OSM im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und Faltenjura und der Vorfaltenzone.

Der Begriff 'trocken', wie er in der Literatur über Tunnelbauten häufig verwendet wird, ist leicht irreführend und nicht gleichbedeutend mit unsaturierten Verhältnissen. Die hier aufgeführten Tunnels befinden sich alle in der saturierten Zone (Ausnahme: gewisse Portalzonen).

Tunnel	Kan-ton	Tekt. Gross-raum	Länge OSM im Tun-nel (km)	Max. Über-dek-kung (m)	Architektur-Element	Lithologie	Wasserzutritte	Maximaler Wasserzutritt	Referenz
Bözbergtunnel SBB	AG	Tafeljura	~0.085	–	–	–	selten, 'trocken'	keine Angabe	[1]
Bözbergtunnel N3 West	AG	Tafeljura	~0.7	~200	–	–	selten, 'trocken'	keine Angabe	[1]
Bözbergtunnel N3 Ost	AG	Tafeljura	~0.18	–	–	–	selten, 'trocken'	keine Angabe	[1]
Aeschertunnel	ZH	MB 'Ost'z.	1.0	75	–	S&Tst, Sst, >> Kalk, S-H	'Tropfwasser'	1–2 L/min	[2]
Gubristtunnel	ZH	MB 'Ost'z.	3.0	150	UPS,UW>DFR, RG>LAK	S&Tst > fSst, mSst >> S-H., Kalk	'bescheiden'	~180 L/min [1)]	[2] [3] [4]
Stollen Hardhof	ZH	MB 'Ost' z.	4.3	160	UPS >> LAK	S&Tst > Sst >> Kalk	'selten Tropfwasser'	keine Angabe	[2]
Islisbergtunnel	ZH	MB 'Ost' z.	5.0	110	UPS,UW >> RG, LAK	S&Tst > fSst >> mSst, Kalk		wenige L/min	[2]
Käferbergtunnel	ZH	MB 'Ost'z.	2.0	80	UPS > RG, DFR, UW	S&Tst, fSst	'Tropfwasser'	keine Angabe	[2]
Milchbucktunnel	ZH	MB 'Ost'z.	1.5	40	UPS, UW, RG, DFR > LAK	S&Tst, fSst, mSst > gSst, Kalk, S-H	'sehr bescheiden'	~30 L/min [1)]	[2] [4] [5]
Uetlibergtunnel	ZH	MB 'Ost'z.	3.6	380	UPS, RG, DFR, LAK	S&Tst, fSst > mSst, gSst > Kalk, S-H	'lokal Tropfwasser'	keine Angabe	[2]
Zimmergbertunnel SBB	ZH	MB 'Ost'z.	2.0	190	–	S&Tst, Sst > Kalk, S-H	wenige, 'trocken'	keine Angabe	[2]
Zimmerberg-Basistunnel	ZH	MB 'Ost'z.	8.3	90	UPS > RG >> LAK	S&Tst, fSst >> S-H, R-H, Kalk	wenige, 'trocken'	4 L/min	[2] [6]
Zürichbergtunnel	ZH	MB 'Ost'z.	4.0	200	UPS > RG	S&Tst, Sst	'trocken'	< 1L/min	[2]
Rosenbergtunnel	SG	MB 'Ost'p.	1.0	40	UPS, UW, RG	S&Tst, fSst, mSt, Ngf, S-H	'trocken'	keine Angabe	[2]

[1)] totaler Wasseranfall über Gesamtlänge der OSM

Tektonischer Grossraum: MB 'Ost'z.: zentrales, Mittelländisches Molassebecken, MB 'Ost'p.: proximales, Mittelländisches Molassebecken 'Ost'

Architektur-Element: S&Tst: Silt-/Tonstein, fSst: Feinsandstein, mSst: Mittelsandstein, gSst: Grobsandstein, Ngf: Nagelfluh, S-H: Schwarzhorizonte, R-H: Rothorizonte

Referenzen: [1] Hartmann et al. 2013, [2] Gander 2004, [3] Wildberger 1985, [4] Nagra 1988a , [5] Ryf 1985, [6], Rey 2003

2.3 Obere Meeresmolasse, OMM

Generell ist die OMM lithofaziell weniger heterogen aufgebaut als die OSM, wenngleich sich auch hier die Korrelation einzelner Fazien und Lithologien über grössere Distanzen als komplex herausstellt (z.B. Garefalakis & Schlunegger 2019 und Referenzen darin). Die vorwiegend klastischen Sedimente der OMM bestehen zur Hauptsache aus fein- bis grobkörnigen Sandsteinen mit zwischengelagerten tonigen und siltigen Ablagerungen und im südlichen Bereich auch grobkörnigen Konglomeraten. Keller (1992) teilte die OMM-Sedimente in fünf hydrogeologisch bedeutsame, ineinander übergreifende Fazies-Bereiche ein, welche im Wesentlichen durch die Sedimentzufuhr, Meerestiefe und die Wellen- und Gezeitenenergie im damaligen Molasse-Meer bestimmt wurden (Fig. 2-10). Zusammengefasst sind dies:

- Fünf bis sechs Sandsteinkomplexe von ~20 – 150 m Mächtigkeit an der Basis der OMM im südlichen Beckenteil der Zentralschweiz, welche im Küstenbereich unter wellendominierten Bedingungen abgelagert wurden und von guter primärer Durchlässigkeit sind.
- Sandige Gezeitenablagerungen in der Wattenmeer-artigen Meeresstrasse, welche den Grossteil der OMM ausmachen und im südlichen Becken Mächtigkeiten bis zu 450 m erreichen und gegen Norden geringmächtiger werden. Darin enthalten sind Dekameter mächtige, tabulare Sedimentkörper von grosser lateraler Ausdehnung mit guter primärer Permeabilität, denen auch die über das ganze Mittelland vorhandenen Muschelsandsteine zugerechnet werden (z.B. Büchi et al. 1976, Parriaux 1981, Blaser et al. 1994, Greber et al. 1995, Kellerhals & Häfeli 2002) und somit einen regionalen Aquifer bilden.
- Ton-, Silt- und Feinsandsteine (Sand-, Misch- und Schlickwatten) an der Nord- und Südküste, welche je nach Sandanteil mässige bis sehr geringe primäre Durchlässigkeiten aufweisen. Diese bis mehrere Dekameter mächtigen tabularen bis schwach keilförmigen Sedimentkörper stehen in Wechsellagerung mit ebenso schlecht durchlässigen Ablagerungen der Küstenebene, in welchen gelegentlich besser durchlässige Rinnensandsteine eingelagert sind.
- Lithologisch heterogen aufgebaute Deltaablagerungen an der Südküste des Molasse-Meeres, welche durch Repetition der Deltazyklen im proximalen Bereich bis 500 m mächtig sein können. Darin enthaltene konglomeratisch-sandige Ablagerungen im Meter- bis Dekameter-Bereich mit teilweiser grosser seitlicher Ausdehnung weisen hohe primäre Durchlässigkeiten auf. Vollständige Delta-Ablagerungszyklen gehen im Dach in schwach durchlässige, feinkörnige Sedimente der Deltaebene über, wie sie auch zwischen den einzelnen Schüttungsfächern zu finden sind.
- Tonig-siltig-feinsandige, dunkelgraue Abfolgen (Schiefermergel), welche sich in Meeresbuchten zwischen den Deltas im Süden während den maximalen Meeresvorstössen der jüngeren OMM bildeten (St. Galler-Formation, heute auch als OMM-II bezeichnet; vgl. Keller 1989, Garefalakis & Schlunegger 2019). Diese bis zu 200 m mächtigen Ablagerungen weisen generell eine geringe bis schwache hydraulische Durchlässigkeit auf.

Laut Keller (1992) ist aufgrund der lithologischen Unterschiede in den basalen Einheiten und den Deltakomplexen die vertikale Durchlässigkeit stark eingeschränkt und es ist eine ausgesprochene Anisotropie der hydraulischen Durchlässigkeit in den OMM-Abfolgen zu erwarten.

Die OMM bildet heute weitgehend den Felsuntergrund im westlichen, zentralen und Teilen des östlichen Mittellandes (Fig. 2-1). Trotz dieser weiten Verbreitung der OMM ist zugängliche, quantitative Information über Porosität, Matrix-Permeabilität und hydraulische Durchlässigkeit der tieferliegenden OMM-Gesteine relativ bescheiden und beschränkt sich auf einige Bohrungen für die Wasserversorgung, Geothermie und fossile Energieexploration. Aus einigen dieser Bohrungen ist auch die Zusammensetzung und Verweilzeit der angetroffenen Grundwässer bekannt

(vgl. Waber & Traber 2022, Waber 2024). Detaillierte hydrogeologisch-hydrochemische Untersuchungen der oberflächennahen OMM finden sich z.B. in Parriaux (1981), Thierrin (1990), Hesske (1995) und Hesske et al. (1997).

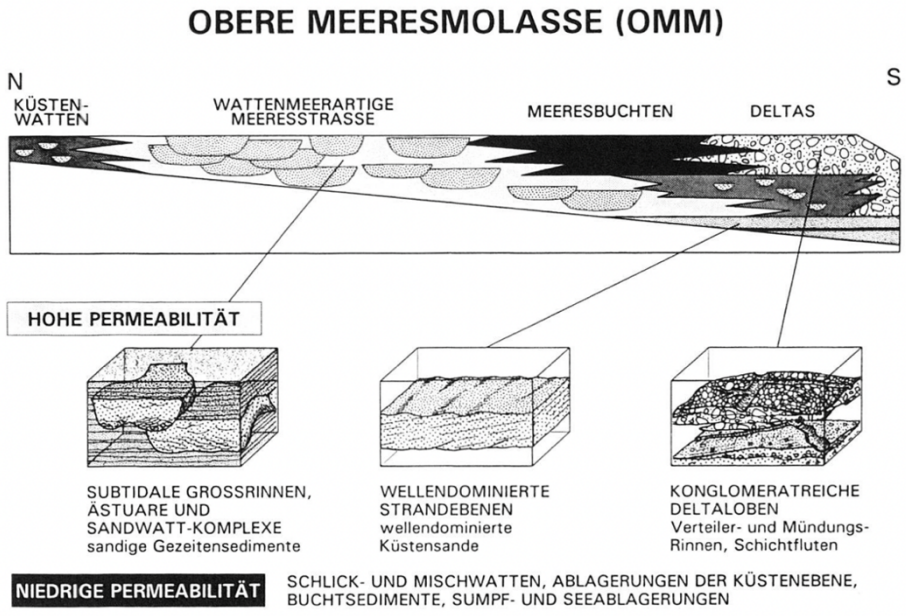


Fig. 2-10: Schematischer hydro-stratigraphischer Schnitt durch die OMM mit dreidimensionaler Architektur der prinzipiellen hydrogeologischen Einheiten (aus Keller 1992).

2.3.1 Porosität

Bestimmungen der Porosität an Gesteinsproben aus Bohrungen, welche die OMM durchfuhren, liegen einerseits von archivierten Bohrkernproben von diversen Bohrungen im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' aus dem distalen und zentralen Beckenbereich (Leu et al. 2006) und andererseits von einer Bohrung für einen geothermischen Wärmespeicher (Keller 2007) im proximalen Beckenbereich nahe der Subalpinen Molasse vor (Tab. 2-5).

Aus dem Datensatz von Leu et al. (2006) ist hier nur die Dichte-Porosität berücksichtigt, welche an Bohrkernproben mit unterschiedlichen Methoden an der Uni Bern und ETHZ bestimmt wurden. Die Proben wurden den verschiedenen Lithologien, nicht aber den Architektur-Elementen in der OMM zugeordnet. Diese an archivierten Proben erhobenen Daten bedürfen einer gewissen Vorsicht und dürften wegen induzierten Veränderungen der Raumdichte während der Lagerung mit einem grösseren Fehler behaftet sein und eher Maximalwerte darstellen (vgl. Abschnitt 1.2.1).

Entsprechend den vorliegenden Daten erstreckt sich die Dichte-Porosität der OMM-Gesteine über einen grossen Bereich von 1.2 – 19.3 Vol.% (n = 45). Innerhalb dieses Bereichs liegt auch die von Keller (2007) bestimmte Dichte-Porosität von frischen Bohrkernproben aus der St-Gallen-Formation in der proximalen OMM (Tab. 2-6). Ohne dass die Einzelwerte verfügbar sind, weisen laut dem Autor die Grob- und Mittelsandsteine generell eine höhere Dichte-Porosität als Feinsandsteine und Silt-Tonsteine auf. Keller (2007) führt für die OMM-Gesteine der St-Gallen-Formation auch eine Nutzporosität von 3.0 – 11.8 Vol.% (geometrisches Mittel 5.8 Vol.%) an, welche nur wenig geringer als die Dichte-Porosität ist (vgl. Tab. 2-6). Dabei wird aber nicht ganz klar, wie diese Nutzporosität bestimmt wurde.

Tab. 2-5: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen der OMM im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'.

D-P: Dichte-Porosität berechnet aus Gesteins- und Korndichte; N-P: Nutzporosität.
GT: Geothermie Bohrung; MW: Mineralwasser Bohrung; WS: Wärmespeicher.

Lokalität	Kanton	Bohrung	Zweck	Typ Porosität	Mittelländisches Molassebecken (MB)	Referenz
Altishofen-1	LU	ALT-1	GT	D-P	MB 'Ost'	Leu et al. 2006 [1)]
Bäch	SZ			D-P	MB 'Ost'	
Buechen	SG			D-P	MB 'Ost'	
Buechsberg	SG			D-P	MB 'Ost'	
Dierikon	LU			D-P	MB 'Ost'	
Jona	SG			D-P	MB 'Ost'	
Kreuzlingen-2	TG	KRE-2	GT	D-P	MB 'Ost'	
Kriens	LU			D-P	MB 'Ost'	
Längebold	LU			D-P	MB 'Ost'	
Littau	LU			D-P	MB 'Ost'	
Malters	LU			D-P	MB 'Ost'	
Meierskappel	LU			D-P	MB 'Ost'	
Sonnenberg	LU			D-P	MB 'Ost'	
Udligensiwil	LU			D-P	MB 'Ost'	
Zürich Aqui-1	ZH	AQU-1	MW	D-P	MB 'Ost'	
Zürich Aqui-2	ZH	AQU-2	MW	D-P	MB 'Ost'	
Root	LU	ROPB	WS	D-P, N-P	MB 'Ost', proximal	Keller 2007

[1)] Die von Leu etal. (2006) aus geophysikalischen Logs abgeleiteten Porositätswerte sind hier nicht berücksichtigt.

Tab. 2-6: Porosität von Gesteinen der OMM.

Siehe Tab. 2-5 für Herkunft und Referenzen.
Dichte-Porosität berechnet aus Gesteins- und Korndichte; n: Anzahl Proben; Min/Max: Minimal- und Maximalwert; Mittel & Std: arithmetisches Mittel und Standardabweichung.

Geologie	Probentyp	Dichte-Porosität (Vol.%)			
		n	Min	Max	Mittel & Std
Mittelländisches Molassebecken 'Ost'					
Daten Leu et al. (2006)					
OMM	Alle	45	1.2	19.3	7.9 ± 4.6
OMM	Grobsandstein	2	7.5	11.8	9.7 ± 3.0
OMM	Mittelsandstein	18	1.7	19.3	10.5 ± 5.0
OMM	Feinsandstein	20	1.2	18.5	6.0 ± 3.7
OMM	Siltstein	0	–	–	–
OMM	Silt- /Tonstein	5	4.6	5.5	5.1 ± 0.4
Daten Keller (2007)					
OMM	Alle Proben	25	3.1	11.9	6.3

Die Porositätsdaten von Leu et al. (2006) ergeben eine bimodale Verteilung mit der Tiefe (Fig. 2-11). Bis ~200 m Tiefe weisen die verschiedenen Lithologien eine Dichte-Porosität von mehrheitlich < 8 Vol.% auf. Fein-, Mittel- und Grobsandsteine von ~180 – 480 m Tiefe weisen eine deutlich höhere Dichte-Porosität von > 11 Vol.% auf. Auch wenn mit einiger Unsicherheit

belastet und in Richtung grobkörniger Lithologien gewichtet, dürften diese Unterschiede auf die unterschiedlichen Architektur-Elemente und deren geologische Geschichte (Materialherkunft, Ablagerungsbedingungen, Diagenese) zurückzuführen sein. Die Proben weisen aber darauf hin, dass bis in beachtliche Tiefen von ~500 m in gewissen Lithologien der OMM durchaus eine hohe Porosität erwartet werden kann.

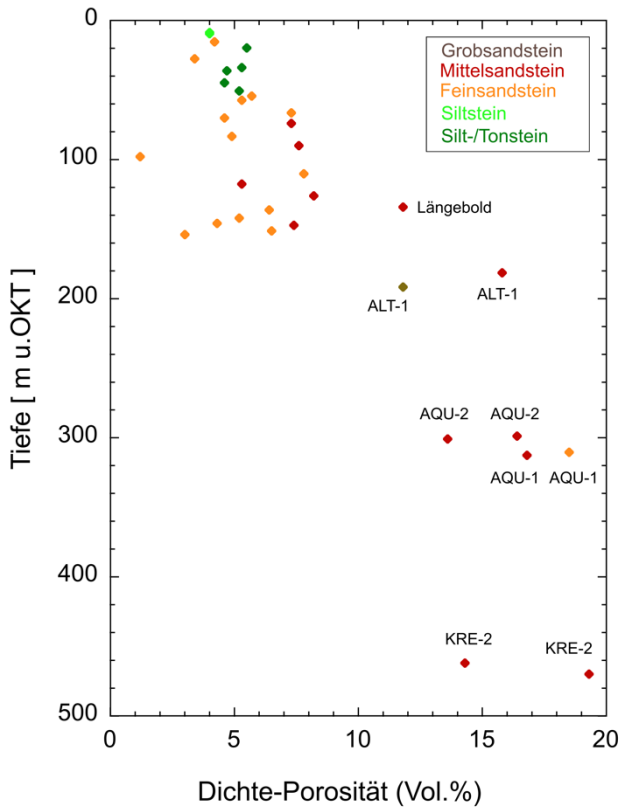


Fig. 2-11: OMM: Dichte-Porosität als Funktion der Lithologie und der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'.

Daten von Leu et al. 2006, Porosität an alten, archivierten Bohrkernproben bestimmt, vgl. Tab. 2-5 für Herkunft und Abkürzungen. Daten ohne Tiefenangabe sind nicht dargestellt.

2.3.2 Matrix-Permeabilität

Messungen der Matrix-Permeabilität an Gesteinsproben sind einzig von der proximalen OMM im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' nahe der Subalpinen Molasse (St. Galler-Formation bzw. OMM-II) von der Pilotbohrung in Root (LU) vorhanden (Keller 2007). An diesen OMM-Gesteinen erfolgte die Bestimmung der Matrix-Permeabilität anhand sog. 'Plugs' von ~30 mm Durchmesser und Länge, welche aus dem gezogenen Bohrkern ausgebohrt wurden und alle Lithologien beinhalteten. Laut Keller (2007) ergab die Hälfte der 25 untersuchten Proben eine nicht messbare Matrix-Permeabilität von < 0.5 mD (~5×10^{-9} m/s). Für die anderen Proben variierte die Matrix-Permeabilität zwischen 1 – 6 mD was einer hydraulischen Durchlässigkeit dieser Gesteinsproben von ~8.5×10^{-9} m/s bis 5.1×10^{-8} m/s entspricht. Die OMM-Gesteine der St. Galler-Formation in Root sind demzufolge mehrheitlich als schwach bis sehr schwach durchlässig zu bezeichnen, trotz der teilweise hohen Dichte-Porosität (vgl. Tab. 2-6).

2.3.3 Hydraulische Durchlässigkeit

Daten über die hydraulische Durchlässigkeit von Hydro-Tests in Bohrungen liegen für die OMM nur aus dem Mittelländischen Molassebecken 'Ost' vor. Die Daten stammen von Bohrungen mit unterschiedlicher Zielsetzung aus der distalen und zentralen Mittelländischen Molasse (Hydrogeologische Zone II nach Keller 1992; Tab. 2-7). Aus dem südlichen Bereich des Mittelländischen Molassebecken 'Ost' (Hydrogeologische Zone III nach Keller 1992) gibt es von der Geothermie-Tiefbohrung St. Gallen nur qualitative Angaben. In dieser Bohrung wurden in der rund 530 m mächtigen Abfolge von OMM-Sedimenten (236 - 768 m Tiefe) während dem Bohrbetrieb keine deutlich spürbaren Zufluss- oder Verlustzonen festgestellt wurden (Naef 2015).

Tab. 2-7: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen in der OMM.

FE: fossile Energie, Erdöl- & Gas-Explorationsbohrung; GT: Geothermie Bohrung; MW: Mineralwasser Bohrung; WV: Wasserversorgung (Trink- u/o Brauchwasser); WS: Wärmespeicher.

Lokalität	Kanton	Bohrung	Jahr	Zweck	Mittelländisches Molassebecken, MB	Referenz
Augwil	ZH	AUG	–	GT	MB 'Ost'	zitiert in Signorelli & Kohl 2006 [1)]
Bassersdorf	ZH	BAS	1993	GT	MB 'Ost'	Blaser et al. 1994, Sieber 1996
Berlingen-3	TG	BER-3	1986	WV/GT	MB 'Ost'	Leu & Greber 1998
Fehraltorf	TG	FER	–	GT	MB 'Ost'	zitiert in Signorelli & Kohl 2006 [1)]
Frauenfeld	TG	FRA	2007	GT	MB 'Ost'	Enachescu et al. 2007a, Nusch et al. 2013
Kloten	ZH	KLO-1	1985	GT	MB 'Ost'	zitiert in Signorelli & Kohl 2006
Kreuzlingen-1	TG	KRE-1	1960	FE	MB 'Ost'	zitiert in Signorelli & Kohl 2006[1), 2)]
Kreuzlingen-2	TG	KRE-2	1988	GT	MB 'Ost'	Greber et al. 1995
Rohrbach	BE	ROB1,2,7,8	2002	TW	MB 'Ost'	Kellerhals & Häfeli 2002
Root	LU	ROPB	1999	WS	MB 'Ost'	Keller 2007
Winterthur-Dättnau	ZH	DÄT	2007	GT	MB 'Ost'	Enachescu et al. 2007b, Nusch et al. 2013
Zürich Aqui-1	ZH	AQU-1	1973	MW	MB 'Ost'	zitiert in Wyss & Leu 1991
Zürich Aqui-2	ZH	AQU-2	1989	MW	MB 'Ost'	Wyss & Leu 1991
Zürich-Tiefenbrunnen	ZH	TIB	1981	MW/GT	MB 'Ost'	Keller & Mégel 1998

[1)] Die Tiefenangaben der Testintervalle in den Bohrungen Augwil, Fehraltdorf und Kreuzlingen-1 sind nicht bekannt.
[2)] Zuordnung von KRE-1 unsicher, siehe Text.

Entsprechend der Zielsetzung und gekoppelt mit der Länge der Testintervalle variieren die in den Bohrungen gemessenen hydraulischen Durchlässigkeiten von OMM-Gesteinen über mehrere Grössenordnungen, wobei 70% der Hydro-Tests K-Werte von $x \times 10^{-7}$ m/s ergaben (Fig. 2-12). Die vorhandenen Daten weisen für die hydraulische Durchlässigkeit auf keine Abhängigkeit mit der Tiefe hin (Fig. 2-13). Die geringeren K-Werte von 10^{-9} m/s bis 10^{-10} m/s wurden in der EWS-Bohrung in Frauenfeld und der Pilotbohrung für den Wärmespeicher in Root bestimmt (Fig. 2-13).

Für die Geothermie-Bohrungen Augwil und Fehraltdorf und die Erdöl-Explorationsbohrung Kreuzlingen-1 liegen in der Sekundärliteratur keine Angaben über die Tiefe der Testintervalle vor, weshalb sie in Fig. 2-13 nicht dargestellt sind. Für die Bohrungen Augwil und Fehraltdorf werden von Signorelli & Kohl (2006) für die OMM ähnliche K-Werte berichtet, wie für die Mehrheit der anderen OMM Hydro-Tests (Augwil $K = 2.0 \times 10^{-7}$ m/s, Intervalllänge 115 m; Fehraltdorf

K = 1.0×10^{-7} m/s, Länge nicht angegeben). In Signorelli & Kohl 2006 wird weiter für eine Bohrung '*Kreuzlingen*' ein hoher K-Wert von 1×10^{-5} m/s zitiert. In der dort dafür angegebenen Referenz findet sich aber weder dieser Wert noch die angegebene Transmissivität oder Intervalllänge und es unklar, von wo dieser Wert tatsächlich stammt. Weiter wurde die untere OMM in der Thermalwasserbohrung Konstanz als durchlässig angetroffen und zwischen 500–625 m Tiefe bei '*Pumpversuchen bei konstanter Absenkung 600 L/min gefördert*', ohne dass aber ein K-Wert angegeben ist (Büchi et al. 1976).

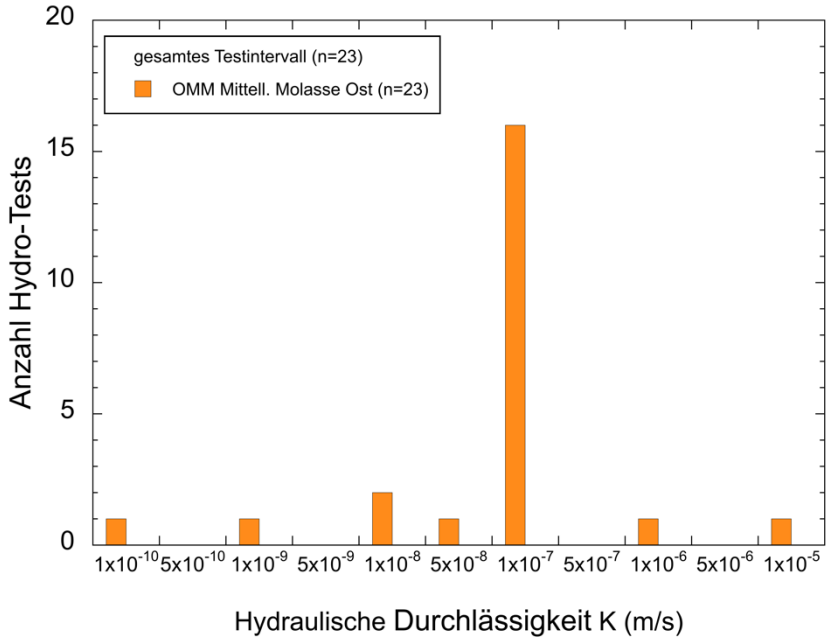


Fig. 2-12: OMM: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in Bohrungen im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s.

Siehe Tab. 2-7 für Herkunft und Referenzen.

Auf Grund der vorhandenen hydraulischen Durchlässigkeitswerte wäre die OMM generell als schwach bis sehr schwach durchlässig zu bezeichnen. Wie für die OSM, sind diese K-Werte aber nicht repräsentativ für die im Untergrund vorhandenen, wasserführenden Schichten. So konnte z.B. in der Bohrung Bassersdorf 90% des Wasserzutritts auf die Zone zwischen 315 – 340 m eingegrenzt werden und die Mächtigkeit der wasserführenden Zone somit von 288 m des gesamten Testintervalls auf 25 m reduziert werden (Blaser et al. 1994). Damit erhöht sich der K-Wert für die wasserführende Zone um gut eine Grössenordnung auf 1.6×10^{-6} m/s (vgl. Fig. 2-13). Ähnlich verhält es sich bei den Wasserversorgungs-Bohrungen von Rohrbach, wo die K-Werte der gesamten Bohrlänge um die 10^{-7} m/s sind, aber zwischen 90 und 140 L/min gepumpt wurden (Kellerhals & Häfeli 2002). In beiden Fällen dürften die wasserführenden Zonen zumindest als durchlässig bezeichnet werden.

Quantitative Angaben über die Anisotropie der hydraulischen Durchlässigkeit parallel und senkrecht zur Schichtung bzw. der Architekturelemente der OMM-Sedimente sind nicht vorhanden.

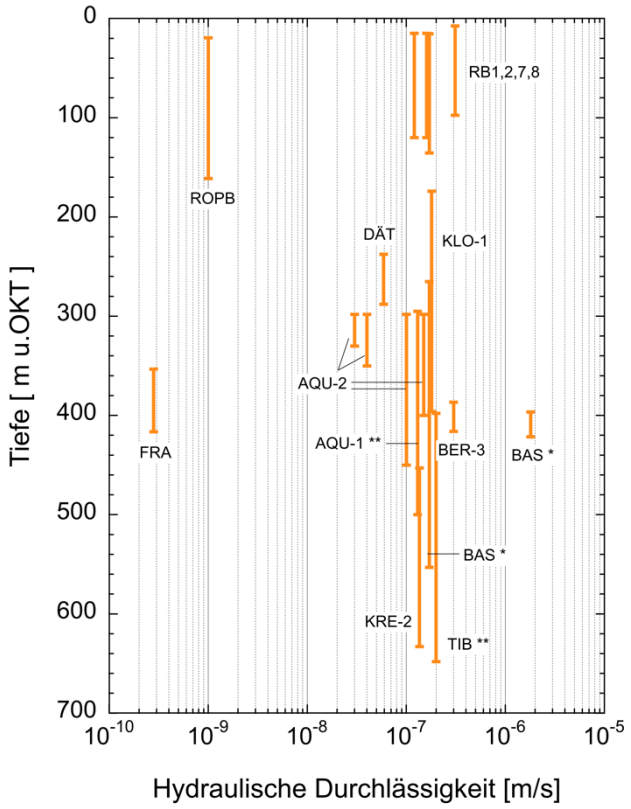


Fig. 2-13: OMM: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'.

Siehe Tab. 2-7 für Herkunft und Referenzen. Die K-Werte sind bezüglich der mittleren Tiefe des Testintervalls dargestellt und die Strichlänge entspricht der Länge des Testintervalls. * gesamtes Testintervall und K-Wert der identifizierten Hauptzuflusszone (ca. 90%) ** Länge Testinterval unklar, gesamte Filterstrecke bei Zeitpunkt Pumptest angenommen.

2.3.4 Beobachtungen in Tunnelbauten

Qualitative Information über die hydrogeologischen Eigenschaften der OMM in Tunnelbauten liegt aus den drei Bözbergtunnels vor (Hartmann et al. 2013). Im SBB-Bözbergtunnel wurden OMM-Gesteine über eine Länge von ~780 m durchfahren, in den N3 Strassentunnels in der Weströhre über eine Länge von ~50 m (an zwei Stellen) und in der Oströhre über ~110 m. Obwohl die OMM nicht ganz schichtparallel durchfahren wurde, wurden selten vereinzelte Feuchtstellen, aber keine Zuflüsse beobachtet und die Tunnelabschnitte werden als 'trocken' bezeichnet (Hartmann et al. 2013). Diese Beobachtungen weisen auch für die OMM-Gesteine darauf hin, dass sich die hydraulische Durchlässigkeit parallel und senkrecht zur Schichtung bzw. der Architekturelemente anisotrop verhält.

2.4 Untere Süsswassermolasse, USM

Die Sedimente der USM bilden die mächtigste Gruppe der Molasse-Einheiten. Die USM weist in der distalen Zone Mächtigkeiten von wenigen Dekametern und in der proximalen Zone am Beckensüdrand solche von bis zu 4–5 km auf (vgl. Sommaruga et al. 2012). Sie bilden den Felsuntergrund oder Aufschlüsse des distalen Molassebeckens vom in einer schmalen Zone vom Raum Schaffhausen bis Aarau und sind westlich davon bis ins zentrale Molassebecken vorhanden (Fig. 2-1) und liegen bis in den Raum Bern diskordant auf den marinen Ablagerungen des Oberjura (Malm). Westlich der Linie Lausanne – Yverdon bilden die ältesten USM-Sedimente (Chattien) den Felsuntergrund oder Aufschlüsse über das ganze Becken und liegen dort meist diskordant auf unterliegenden marinen Ablagerungen der Kreide. Weiter finden sich USM-Ablagerungen auch in den Synklinalen des Faltenjuras.

Die über rund 10 Ma andauernde Geschichte der USM ist komplex und steht im Zusammenhang mit der Hebung der Alpen und der sich mehrfach verändernden Schüttungsfächern, deren Entwässerungssysteme und der Geometrie des entstehenden Molassebeckens (z.B. Schlunegger et al. 1997, Kuhlemann & Kempf 2002). Schlunegger et al. (1997) unterteilen die Entstehung der USM in vier Stadien. Das erste Stadium (~ 30 –25.5 Ma) ist v.a. durch die im proximalen Becken vorhandenen km-mächtigen, vorwiegend konglomeratisch-sandigen Sedimente der grossen Schuttfächer von Fribourg, Thunersee-Honegg, Rigi-Rossberg und Speer-Stockberg charakterisiert, welche gegen Norden in mehrere hundert Meter mächtige Abfolgen von Sand-, Silt- und Tonsteinen übergehen. Im zweiten Stadium (~ 24 – 23 Ma) wurde dieser proximale Teil gehoben und teilweise erodiert, während sich nördlich davon das keilförmige Becken verbreiterte. Es kam zur Ablagerung von einigen hundert Meter mächtigen, sich repetierenden Sand- und Tonsteinen, welche im nördlichen Teil des Beckens auch von dem sich gegen Nordosten ausbreitenden Genfersee-Entwässerungssystem stammten. Das dritte Stadium (~ 23 – 21.5 Ma) ist durch die Umlagerung der im ersten Stadium abgelagerten konglomeratischen Sedimente und die Bildung eines ~ 15 km breiten proximalen Sub-Beckens im Süden und eines ~ 30 km breiten Sub-Beckens im nördlichen distalen Bereich charakterisiert. Im proximalen Sub-Becken dominieren konglomeratische und alternierende sandig-tonigen Wechsellagerungen von alluvialen Schuttfächern (Napf, Höhronen), während im distalen Sub-Becken mehr feinkörnige Sedimente des Genfersee-Entwässerungssystems von Rinnen-, Überschwemmungsebenen- und lakustrinen Ablagerungsmilieus überwiegen. Das vierte Stadium (~ 21.5 – 20 Ma) ist durch die weitere Hebung des Aar-Massivs, die gegen Norden gerichtete Überschiebung und Inkorporation von älteren USM-Sedimenten charakterisiert. Die Abnahme des topographischen Gradienten in den Flusssystemen führte zu mehrheitlich sandigen Ablagerungen im südlichen Becken und lakustrinen Ablagerungen von Silt- und Tonsteinen im nördlichen, distalen Molassebecken. Dabei versiegte das alluviale Höhronen-System, während die Systeme Napf und Genfersee weiterhin aktiv waren. Über die ganze Zeit der USM entwässerten die diversen Ablagerungssysteme in stark mäandrierenden Flusssystemen zuerst gegen Norden in das entstehende Molassebecken (und dessen Sub-Becken) und dort gegen Osten in Richtung Parathetys, deren Küstenlinie sich östlich vom heutigen München bewegte (Kuhlemann & Kempf 2002).

Die über die ganze Zeit der USM schnell wechselnden Ablagerungsbedingungen und die Erosion und Umlagerung von älteren USM-Sedimenten führten lateral und vertikal zu einem äusserst heterogenen lithofaziellen Aufbau der heute vorliegenden USM-Sedimente und damit verbunden zu heterogenen Porositäts- und Permeabilitätsverhältnissen. Zur Veranschaulichung dieser Heterogenität entwickelten Keller et al. (1990) und Keller (1992) ein Modell beruhend auf verschiedenen Fazies-Architekturelementen, welche von Süd nach Nord in die Hauptzonen Alluviale Schuttfächer, Übergangsbereich, Alluvialebene und axiales Rinnensystem unterteilt werden (Fig. 2-14). Diese Hauptzonen wurden dann qualitativ mit der Lithologie und hydrogeologischen Parametern verbunden. Zusammengefasst nach Keller (1992) sind dies:

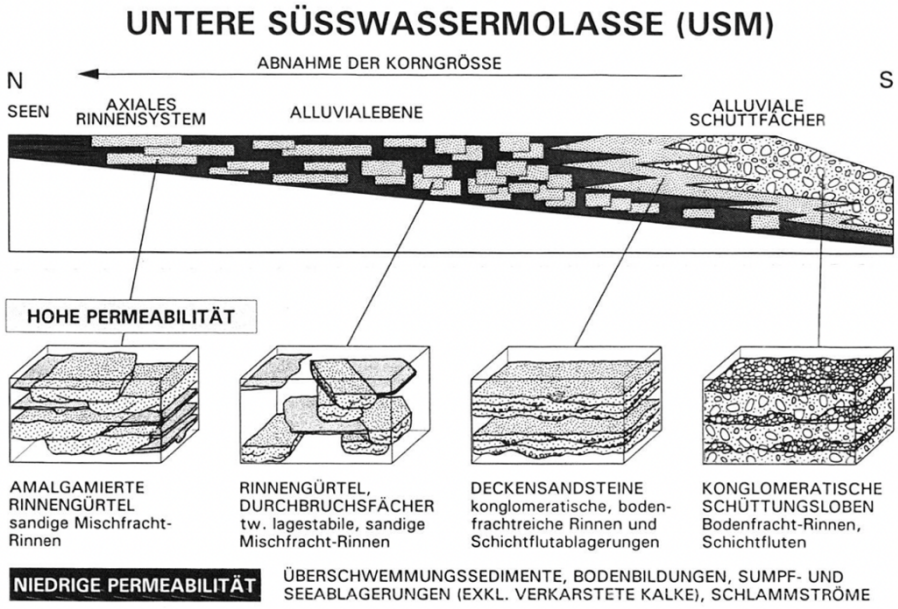


Fig. 2-14: Schematischer hydro-stratigraphischer Schnitt durch die USM mit dreidimensionaler Architektur der prinzipiellen hydrogeologischen Einheiten (aus Keller 1992).

- Konglomeratische alluviale Schuttfächer von Flusssystemen mit Rinnen und Schichtflutablagerungen. Diese flächenhaften, tabularen Sedimentkörper haben eine hohe primäre Durchlässigkeit. Sie können mehrere hundert Meter breit und bis einige Kilometer lang sein und erreichen Mächtigkeiten von mehreren Metern bis einigen Dekametern. Zwischengelagert finden sich schwacher durchlässige Schutt- und Schlammstromablagerungen und geringmächtige Ablagerungen von Überschwemmungsebenen und Bodenbildung und im distalen Bereich auch lakustrische Ablagerungen.
- Im Übergangsbereich zwischen den konglomeratischen Schuttfächern und der eigentlichen Alluvialebene finden sich ebenfalls konglomeratreiche, sandige Flussablagerungen, welche in der subalpinen Molasse und der gefalteten Molasse verbreitet sind. Die durch Rinnenfüllungen entstandenen Deckensandsteine sind von hoher Durchlässigkeit und bilden tabulare Gebilde von einigen hundert Metern Ausdehnung und Mächtigkeiten von einigen Metern bis wenigen Dekametern. Seitlich verfingern sie sich mit Überschwemmungssanden und schwach durchlässigen, fein-detritischen Sedimenten von Überschwemmungsebenen und teilweise lakustrischen Sedimenten.
- Die Alluvialebene, welche wie in der OSM aus primär stark durchlässigen Rinnengürteln (RG) und Durchbruchsfächer und -rinnen (DFR) und den schwach durchlässigen Uferwällen (UW), Überschwemmungsebenen (UPS) und lakustrinen Ablagerungen (LAK) besteht. Neben den oben erwähnten Deckensandsteinkörpern im proximalen Bereich finden sich weiter nördlich mehrere Dekameter breite und tiefe Rinnensandsteine und Mischfrachtrinnen mit unterschiedlichen Bodenfrachtanteilen im beckenquerenden und axialen Hauptstromsystem.
- Sumpf- und Seeablagerungen (UPS, LAK), welche v.a. im westlichen und im distalen Bereich (Genfersee-Entwässerungssystem) verbreitet sind. Diese bis einige Dekameter mächtigen Ablagerungen weisen teilweise Vorkommen von Kohle, Süsswasserkalken und – in der Westschweiz – Evaporiten (Gips) auf. Sie sind generell von geringer Durchlässigkeit, beinhalten aber auch besser durchlässige Sandsteine aus Deltaablagerungen.

Generell besitzen nach Keller (1992) die Ablagerungen der USM in den Rinnengürteln primär gute bis sehr gute horizontale Durchlässigkeiten. Die Durchlässigkeit nimmt aber vom proximalen zum distalen Molassebecken ab aufgrund des zunehmenden Anteils an Suspensionsfracht in den Flüssen. Die primäre vertikale Durchlässigkeit ist sehr unterschiedlich und hängt von der dreidimensionalen sedimentären Architektur der Fazies-Zone ab. Die Ablagerungen der See- und Sumpflandschaften haben nur eine geringfügige vertikale Durchlässigkeit. Eine Ausnahme bilden hier die im westlichen Molassebecken vorhandenen Süsswasserkalke, welche durch Verkarstung gut durchlässige Aquifere bilden können (z.B. Parriaux 1981). Die Alluvialebene mit ihrer teilweise weit ausgedehnten Ablagerungen von Überschwemmungsebenen und Seen weist ebenfalls eine eingeschränkte vertikale Wasserwegsamkeit auf. Im südlichen Bereich der Alluvialebene und dem Übergangsbereich nimmt die primäre vertikale Durchlässigkeit aufgrund der besseren Verbundenheit der Rinnengürtel zu und erreicht eine hohe Durchlässigkeit in den konglomeratischen Schuttfächern im Süden.

Quantitative Angaben über Porosität, Matrix-Permeabilität und hydraulische Durchlässigkeit der tieferliegenden USM-Gesteine liegen vorwiegend aus dem zentralen und östlichen Mittelland vor (vgl. unten). Dabei ist anzunehmen, dass gerade für die Westschweiz mehr Information in nicht öffentlich zugänglichen Untersuchungsberichten sein dürfte. Detaillierte hydrogeologisch-hydrochemische Untersuchungen der oberflächennahen USM finden sich z.B. in Parriaux (1981), Hesske (1995) und Hesske et al. (1997). Hydrogeologisch-hydrochemische Ausführungen über die tiefer gelegene USM in der Nordostschweiz finden sich z.B. in Schmassmann (1990) und Waber & Traber (2022).

2.4.1 Porosität

Bestimmungen der Porosität an Gesteinsproben der USM liegen von frischen Proben aus den Geothermie-, EWS- und Sondierbohrungen Bassersdorf, Burgdorf, Langenthal, Schafisheim und Weiach, dem Grauholztunnel und von an archivierten Bohrkernproben aus diversen Erdöl-Explorationsbohrungen aus dem Mittelländischen Molassebecken 'West' und 'Ost' vor (Tab. 2-8). An einem Teil der Proben von den Geothermie-, EWS-Bohrungen Bassersdorf, Burgdorf, Langenthal und dem Grauholztunnel wurde als Proxi für die hydraulisch effektive Porosität die verbundene Porosität mit Imprägnationsmethoden bestimmt (Dünnschliff-Imprägnations-Porosität, DS-P). Sämtliche diese Einzelproben sind einem Lithologie-Typ und – mit Ausnahme der Proben von der Nagra Sondierbohrung Schafisheim und den archivierten Proben von Leu et al. (2006) – auch einem Architektur-Element (AE) zugeordnet.

In Küpfer (2005) finden sich zudem tabellierte Durchschnittswerte (?) für die gesamte oder Teile der USM in den Bohrungen Berlingen-1, Boswil-1, Hüneberg-1, Küsnacht-1, Lindau-1, Pfaffnau-1, Chapelle-1, Essertine-1, Rupoldsried-1, Savigny-1 ohne Angabe der Methode, Einzelwerte u/o Lithologie-Typ und Architektur-Element. Diese Daten sind hier nicht berücksichtigt.

Aus dem Datensatz von Leu et al. (2006, vgl. Tab. 2-8) ist hier nur die Dichte-Porosität berücksichtigt, welche an Bohrkernproben an der Uni Bern und ETHZ mit unterschiedlichen Methoden bestimmt wurden. Diese an archivierten Proben erhobenen Daten bedürfen einer gewissen Vorsicht. Wegen möglicher induzierter Veränderungen der Raumdichte während der teilweise über Jahrzehnte dauernden, ungeschützten Lagerung der Bohrkerne dürften diese Proben mit einem grösseren Fehler behaftet sein und eher Maximalwerte darstellen (vgl. Abschnitt 1.2.1).

Tab. 2-8: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen in der USM im Mittelländischen Molassebecken.

D-P: Dichte-Porosität berechnet aus Gesteins- und Korndichte; DS-P: Dünnschliff-Imprägnations-Porosität; FE: fossile Energie, Erdöl- & Gas-Explorationsbohrung; GT: Geothermie Bohrung, SB: Nagra Sondierbohrung

Lokalität	Kanton	Bohrung	Zweck	Typ Porosität	Mittelländisches Molassebecken (MB)	Referenz
Bassersdorf	ZH	BAS	GT	D-P, DS-P	MB 'Ost'	Blaser et al. 1994
Burgdorf	BE	M1400	GT	D-P, DS-P	MB 'West'	Amman et al. 1993
Grauholztunnel	BE			D-P, DS-P	MB 'West'	Dollinger 1997
Langenthal	BE	RB101	GT	D-P, DS-P	MB 'Ost'	Keller et al. 1990
Langenthal	BE	RB102	GT	D-P, DS-P	MB 'Ost'	Keller et al. 1990
Langenthal	BE	RB103	GT	D-P, DS-P	MB 'Ost'	Keller et al. 1990
Schafisheim	AG	SHA	SB	D-P	MB 'Ost'	Matter et al. 1988b, Leu et al. 2006
Weiach-1	ZH	WEI-1	SB	D-P	MB 'Ost'	Matter et al.1988a, Leu et al, 2006
Altishofen-1	LU	ALT-1		D-P	MB 'Ost'	Leu et al. 2006 [1)]
Essertine-1	VD	ESS-1	FE	D-P	MB 'West'	
Pfaffnau-1	LU	PFA-1	FE	D-P	MB 'Ost'	
Sonnenberg	LU			D-P	MB 'Ost'	
Tschugg-1	BE		FE	D-P	MB 'West'	

[1)] Die von Leu etal. (2006) an Oberflächenproben u/o Bohrklein (Cuttings) bestimmten oder aus geophysikalischen Logs abgeleiteten Porositätswerte sind hier nicht berücksichtigt.

Die Dichte-Porosität aller 291 untersuchten USM-Gesteine deckt einen grossen Bereich von 0.4 – 35.1 Vol.% ab und beträgt im Mittel 16.1 ± 7.3 Vol.%. Über alle Proben gesehen, gibt es keinen signifikanten Unterschied zwischen USM-Gesteinen im Mittelländischen Molassebecken 'West' und 'Ost' (17.2 ± 7.0 Vol., n = 180 bzw.14.4 ± 7.6 Vol.%, n = 111). Grob-, Mittel- und Feinsandsteine heben sich von den Siltsteinen und Silt-/Tonsteinen durch eine rund 10 Vol.% höhere Dichte-Porosität ab (Tab. 2-9). Die für Siltsteine aus dem Mittelländischen Molassebecken 'Ost' angezeigte hohe Dichte-Porosität ist auf vier kalkige Siltsteine aus der Sondierbohrung Weiach gewichtet, welche wohl eine erhöhte Lösungsporosität haben, und bei der geringen Anzahl Proben nicht für die Siltsteine im Allgemeinen repräsentativ ist. Ein ähnliches Bild ergibt sich für die Dichte-Porosität als Funktion der Architektur-Elemente (Tab. 2-9). Die Gesteine aus Rinnengürteln (RG) und Durchbruchsfächer und -rinnen (DFR) haben im Durchschnitt eine deutlich höhere Dichte-Porosität als Gesteine aus Uferwällen (UW) und den hier als UPS zusammengefassten Überschwemmungsebenen und lakustrinen Ablagerungen (nur drei Silt-/Tonsteinproben sind als lakustrin bezeichnet).

Quantitative Angaben über die Dünnschliff-Imprägnations-Porosität (DS-P) als Proxi für die verbundene Porosität liegen von den USM-Gesteinen in den Geothermie- und EWS-Bohrungen Bassersdorf, Burgdorf und Langenthal vor. Für die Proben aus dem Grauholztunnel liegen nur qualitative Angaben vor. Dabei wird darauf hingewiesen, dass in den RG- und DFR-Sandsteinen die Poren zwischen den detritischen Körnern (Korngrenzen-Porosität) mit Aperturen von > 2µm dominiert, während in pedogenisierten Sandsteinen und Silt-/Tonsteinen aufgrund des höheren Tongehaltes und der sekundären Karbonat-Zementation die Mikroporosität mit Aperturen von < 2µm dominiert (Dollinger 1997).

Wie zu erwarten, ist in den USM-Gesteinen von Burgdorf (Mittelländisches Molassebecken 'West') und Bassersdorf, Langenthal (Mittelländisches Molassebecken 'Ost') die DS-P für alle Lithologie-Typen und Architektur-Elemente generell geringer als die Dichte-Porosität (Fig. 2-15).

Tab. 2-9: Porosität von Gesteinen der Unteren Süsswassermolasse (USM) im Mittelländischen Molassebecken.

Siehe Tab. 2-8 für Herkunft und Referenzen.
Dichte-Porosität berechnet aus Gesteins- und Korndichte. DS-Porosität durch Bildanalyse von imprägnierten Dünnschliffen. AE: Architekturelement; RG: Rinnengürtel; DFR: Durchbruchsfächer und -rinnen; UW: Uferwall; UPS: Überschwemmungsebene; in der Literatur sind nicht alle Proben einem AE zugeordnet; n: Anzahl Proben; Min/Max: Minimal- und Maximalwert; Mittel & Std: arithmetisches Mittel und Standardabweichung.

Geologie	Lithologie / AE	Dichte-Porosität (Vol.%)				DS-Porosität (Vol.%)			
		n	Min	Max	Mittel & Std	n	Min	Max	Mittel & Std
USM	Alle	291	0.4	35.1	16.1 ± 7.3	91	< 0.5	22	10 ± 7
Mittelländisches Molassebecken 'Ost'									
USM	Grobsandstein	15	5.4	30.2	16.8 ± 7.1	10	5	21	13 ± 5
USM	Mittelsandstein	40	3.3	29.8	16.8 ± 7.3	21	< 0.5	22	11 ± 8
USM	Feinsandstein	27	2.6	35.1	14.1 ± 6.9	16	< 0.5	18	7 ± 6
USM	Siltstein	12	0.4	29.0	11.9 ± 9.3	6	<0.5	1	0.5 ± 0.4
USM	Silt- /Tonstein	14	3.0	12.7	7.8 ± 3.0	3	<0.5	9	4 ± 5
USM	RG	39	3.0	29.8	17.4 ± 6.8	27	1	22	13 ± 6.8
USM	DFR	27	2.6	29.0	13.8 ± 6.8	17	<0.5	21	9 ± 7
USM	UW	9	2.3	17.9	8.2 ± 22.6	7	<0.5	1	0.5 ± 0.1
USM	UPS	8	0.4	10.9	6.7 ± 3.8	5	<0.5	9	4 ± 4
Mittelländisches Molassebecken 'West'									
USM	Grobsandstein	32	19.0	28.3	22.2 ± 4.8	2	17	17	17
USM	Mittelsandstein	74	9.0	26.0	20.2 ± 4.1	16	4	21	15 ± 5
USM	Feinsandstein	43	3.0	25.6	13.2 ± 6.0	8	<0.5	16	9 ± 5
USM	Siltstein	22	2.3	18.2	7.9 ± 4.3	7	<0.5	1	0.4 ± 0.4
USM	Silt- /Tonstein	12	2.0	20.0	7.8 ± 5.0	2	<0.5	<0.5	–
USM	RG	83	9.8	28.3	21.9 ± 3.7	10	10	19	16 ± 3
USM	DFR	38	5.6	24.7	18.6 ± 4.7	14	4	21	13 ± 5
USM	UW	31	3.0	25.6	10.1 ± 5.0	3	<0.5	<0.5	–
USM	UPS	20	2.0	13.0	7.0 ± 2.5	3	<0.5	3	1 ± 2

In diesen USM-Gesteinen ist die DS-P in Grob-, Mittel- und Feinsandsteinen rund 30 – 50 % geringer als die Dichte-Porosität (Fig. 2-15, Tab. 2-9). Demgegenüber beträgt in Silt- und Tonsteinen die DS-P weniger als 10 % der Dichte-Porosität (Tab. 2-9). Ein ähnliches Bild ergibt sich für die verschiedenen Architektur-Elemente (Fig. 2-15, Tab. 2-9). Die geringere DS-P als Funktion des Lithologie-Typs bzw. des Architektur-Elements in Abhängigkeit des Tongehalts (nicht quantifiziert) und der allfälligen sekundären Zementation (Karbonat, Quarz) ist zu erwarten. Die angezeigten Unterschiede sind aber aufgrund methodischer Unterschiede und Unsicherheiten (vgl. Abschnitt 1.2.1) mit Vorsicht zu betrachten.

Im Mittelländischen Molassebecken 'West' zeigen die vorhandenen Daten über die Dichte-Porosität von USM-Gesteinen bis in 300 m Tiefe unabhängig vom Lithologie-Typ keine Abhängigkeit mit der Tiefe (Fig. 2-16 links). In der USM im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' wird Ähnliches bis in eine Tiefe von rund 800 m beobachtet (Fig. 2-16 rechts). Die Dichte-Porosität scheint demnach mehr von der Lithologie (Tongehalt, Grad der Zementation) als vom heutigen Auftreten der USM-Gesteine in der Tiefe abzuhängen. Die Anzahl Proben von den einzelnen Lithologie-Typen sind aber zu klein und die Streuung der Daten zu gross, um dies eindeutig zu belegen.

Ebenfalls keinen klar ersichtlichen Trend mit der Tiefe ergibt sich zwischen der Dichte-Porosität und der DS-Porosität (Fig. 2-17). Dies kann dahingehend interpretiert werden, dass zumindest in den sandigen Lithologien eine korngestützte Textur vorliegt, welcher der zunehmenden Kompaktion entgegenhält. Die Unterschiede zwischen Dichte-Porosität und der DS-Porosität wären dann mehrheitlich auf eine Verringerung des Porenraums durch einen unterschiedlichen Grad in der Zementation durch Karbonate und teilweise auch Quarz und der Bildung authigener Minerale (z.B. Tonminerale) zurückzuführen. Solche Prozesse dürften den Porenraum in den Gesteinen der USM aufgrund der komplexen Ablagerungsgeschichte und späteren Überprägungen schon auf lokalem, sicher auf regionalem Massstab unterschiedlich stark modifiziert haben.

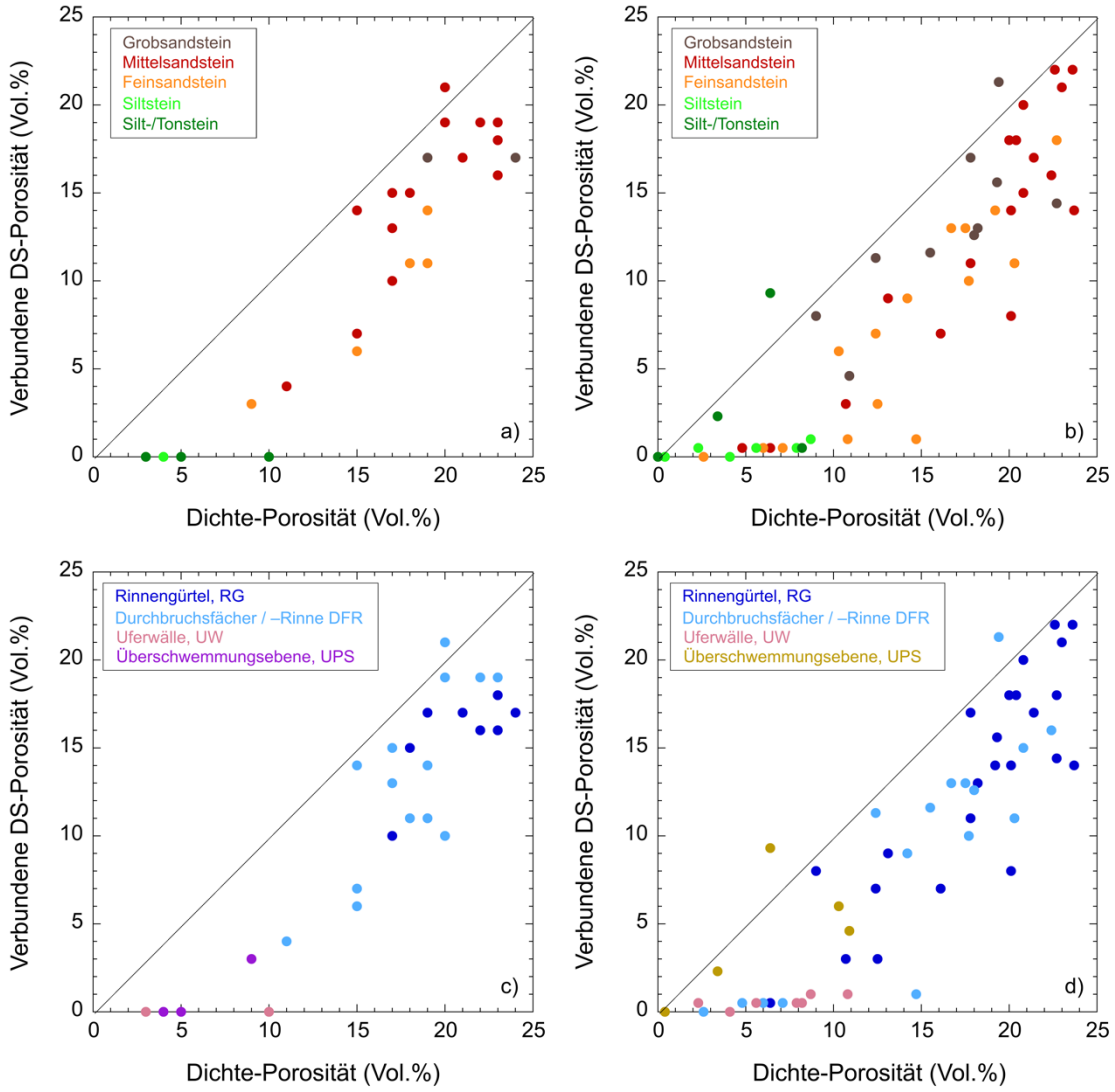


Fig. 2-15: USM: Dichte-Porosität vs. Dünnschliff (DS-) -Porosität im Mittelländischen Molassebecken 'West' (links) und 'Ost' (rechts) als Funktion des Gesteinstyps (oben) und des Architektur-Elements (unten).

Siehe Tab. 2-8 für Referenzen. Proben von Bassersdorf, Burgdorf und Langenthal.
Die Dünnschliff-Porosität dient als Proxi für die verbundene Porosität.

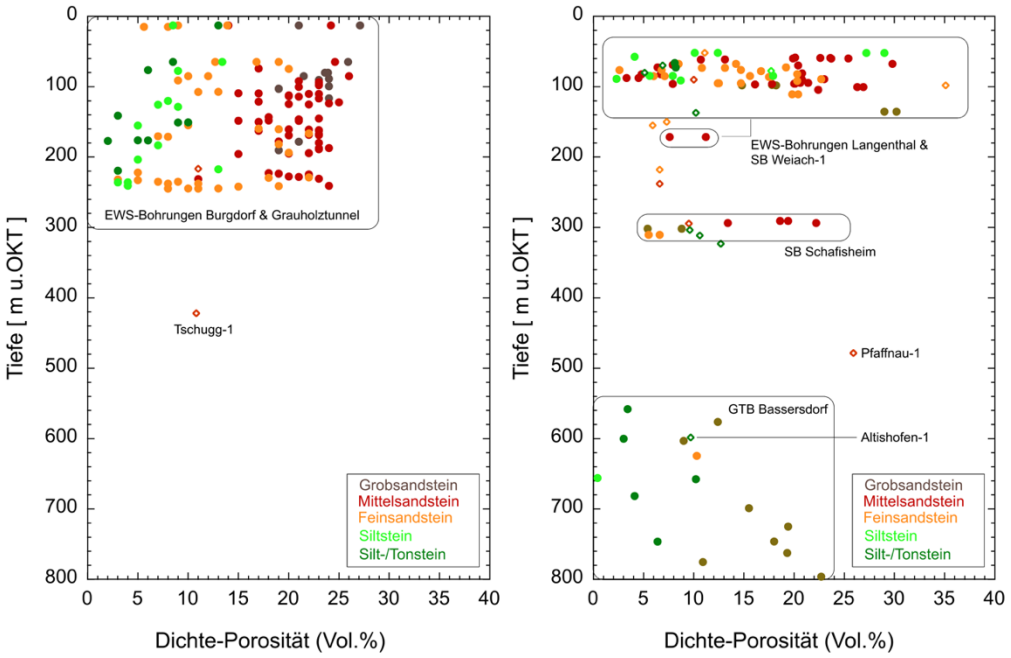


Fig. 2-16: USM: Dichte-Porosität als Funktion der Lithologie und der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'West' (links) und 'Ost' (rechts).

Siehe Tab. 2-8 für Herkunft und Referenzen. Kreise Labormessungen an frischen Bohrkern-Proben; offene Rhomben: Labormessungen von archivierten Bohrkernproben.

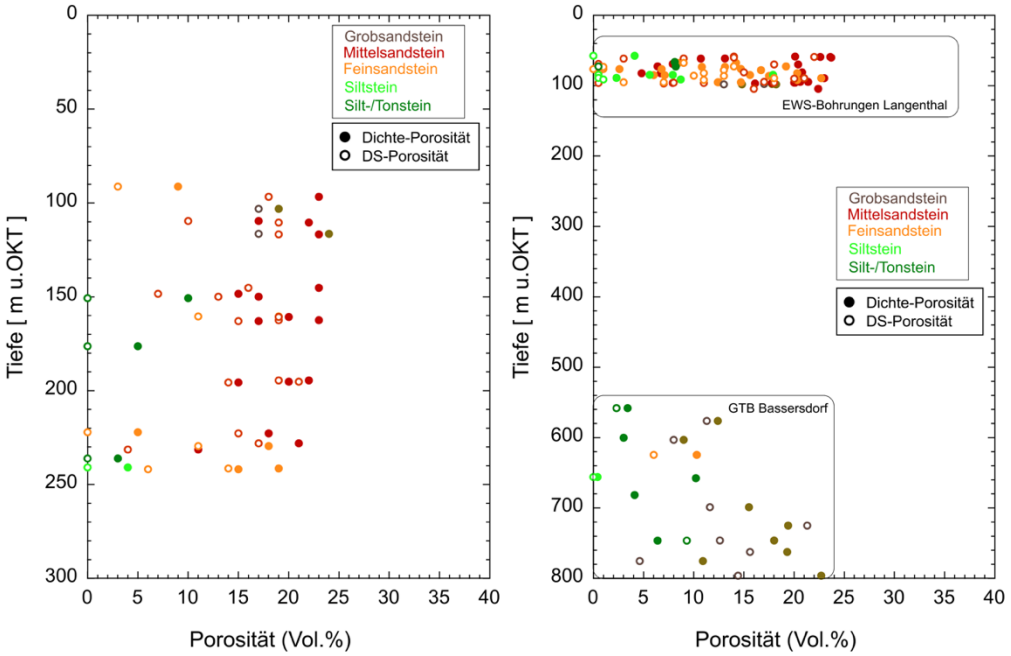


Fig. 2-17: USM: Dichte-Porosität und Dünnschliff- (DS-) Porosität als Funktion der Lithologie und der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'West' (links) und 'Ost' (rechts).

Siehe Tab. 2-8 für Herkunft und Referenzen. Die DS-Porosität dient als Proxi für die verbundene Porosität. Beachte die unterschiedliche Skala der Y-Achse. Proben von Burgdorf (MB 'West') und Bassersdorf, Langenthal (MB 'Ost').

2.4.2 Matrix-Permeabilität

Messungen der Matrix-Permeabilität von Gesteinsproben sind von im Labor überbohrten Bohrkernproben der Geothermie- und EWS-Bohrungen Bassersdorf, Burgdorf und Langenthal, den Nagra Sondierbohrungen Schafisheim und Weiach und aus dem Grauholztunnel bekannt (Tab. 2-10). Alle diese Messungen erfolgten in den Labors des Geologischen Instituts der Universität Bern an kleinen Bohrkernen ('Plugs') von ~30 mm Durchmesser und Länge und decken sämtliche Lithologien und Architektur-Elemente ab. In der Literatur sind die Laborresultate der einzelnen Permeabilitätsmessungen in milli-Darcy (mD) und umgerechnet als hydraulische Durchlässigkeit in m/s angegeben. In der Literatur nicht umgerechnet sind die Matrix-Permeabilitätswerte von den Sondierbohrungen Schafisheim und Weiach, welche hier für die Vergleichbarkeit mit Daten von Hydro-Tests auch umgerechnet wurden.

Küpfer (2005) berichtet zusätzlich an Gesteinsproben gemessene Permeabilitätswerte in mD für die gesamte USM oder Teile davon von den Bohrungen Berlingen-1, Boswil-1, Hüneberg-1, Küsnacht-1, Lindau-1, Pfaffnau-1, Chapelle-1, Essertine-1, Rupoldsried-1, Savigny-1 und Tschugg-1. Die Permeabilitätswerte sind als Bereiche oder als Einzelwerte (unklar ob Durchschnittswerte) angegeben und als '*fraglich*' qualifiziert. Diese Daten sind hier nicht berücksichtigt.

Die Matrix-Permeabilität aller untersuchten USM-Gesteine weist eine grosse Variationsbreite von < 0.01 – 5660 mD auf. Der daraus abgeleitete Bereich der hydraulischen Durchlässigkeit dieser Gesteinsproben erstreckt sich über rund fünf Grössenordnungen (< 1×10^{-10} – 5.4×10^{-5} m/s; n = 225). Grob- und Mittelsandsteine weisen generell eine um 2-3 Grössenordnungen höhere Matrix-Permeabilität auf als die feinkörnigeren Lithologien (Tab. 2-11). Rund 30% der untersuchten Proben ergaben Werte für die Matrix-Permeabilität unterhalb der Nachweisgrenze von 0.01 mD und 0.05 mD (< 1×10^{-10} m/s und < 4.7×10^{-10} m/s). Dabei handelt es sich vorwiegend, aber nicht nur, um die feinkörnigen Silt-/Tonsteine und Siltsteine.

Über das gesamte Mittelländischen Molassebecken ist in der USM eine stetige Abnahme der Matrix-Permeabilität von Grobsandsteinen zu den nur sehr gering permeablen Silt-/Tonsteinen zu beobachten (Tab. 2-11). Gleiches gilt für die Matrix-Permeabilität der verschiedenen Architektur-Elemente der USM. Rinnengürtel und Durchbruchsfächer /-rinnen sind um Grössenordnungen besser durchlässig als die nur sehr gering durchlässigen Gesteine von Uferwällen und Überschwemmungsebenen.

Generell scheinen im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' die USM-Lithologien und Architektur-Elemente geringer durchlässig zu sein, als dies im Mittelländischen Molassebecken 'West' der Fall ist (Tab. 2-11). Methodische Aspekte können diesen Unterschied kaum erklären, da alle Proben innerhalb kurzer Zeit in denselben Labors untersucht wurden. Auch eine Abhängigkeit von der Entnahmetiefe der USM-Gesteine in den beiden Regionen ist nicht erkennbar (siehe unten). Daraus lässt sich folgern, dass diese geographischen Verschiedenheiten in der Matrix-Permeabilität der USM-Gesteine vielmehr auf Unterschiede im primären Ablagerungsmilieu und in der diagenetischen Überprägung zurückzuführen sein dürften.

In der USM im Mittelländischen Molassebecken 'West' und 'Ost' ergibt sich als Funktion der Lithologie und der Architektur-Elemente eine positive Korrelation zwischen der Matrix-Permeabilität und der Dichte-Porosität von Grob- Mittel- und Feinsandsteinen bzw. der Rinnengürtel und Durchbruchsfächer /-rinnen (Fig. 2-18). Demgegenüber haben Siltsteine und Silt-/Tonsteine von Uferwällen und Überschwemmungsebenen mehrheitlich Werte für die Matrix-Permeabilität unterhalb der in der Literatur angegebenen Nachweisgrenze trotz der teilweise hohen Dichte-Porosität solcher Gesteine von > 10 Vol.% (Fig. 2-18). Dies stimmt mit den oben gezeigten Unterschieden zwischen Dichte-Porosität und der als Proxi für die effektive Porosität genommenen DS-Porosität überein und ist mehrheitlich auf den erhöhten Tongehalt und durch (diagenetische) Zementation der Porenaperturen zurückzuführen.

Tab. 2-10: Lokalitäten mit Matrix-Permeabilitätsdaten von Gesteinen in der USM im Mittelländischen Molassebecken.

Matrix-Permeabilität der Gesteine gemessen an einem kleinen Bohrkern ('*Plugs*' von ca. 30 mm Länge und Durchmesser); FE: fossile Energie, Erdöl- & Gas-Explorationsbohrung; GT: Geothermie Bohrung, SB: Nagra Sondierbohrung

Lokalität	Kanton	Bohrung	Zweck	Matrix-Permeabilität	Mittelländisches Molassebecken (MB)	Referenz
Bassersdorf	ZH	BAS	GT	Bohrkern	MB 'Ost'	Blaser et al. 1994
Burgdorf	BE	M1400	GT	Bohrkern	MB 'West'	Amman et al. 1993
Grauholztunnel	BE			Bohrkern	MB 'West'	Dollinger 1997
Langenthal	BE	RB101	GT	Bohrkern	MB 'Ost'	Keller et al. 1990
Langenthal	BE	RB102	GT	Bohrkern	MB 'Ost'	Keller et al. 1990
Langenthal	BE	RB103	GT	Bohrkern	MB 'Ost'	Keller et al. 1990
Schafisheim	AG	SHA	SB	Bohrkern	MB 'Ost'	Matter et al. 1988b
Weiach-1	ZH	WEI-1	SB	Bohrkern	MB 'Ost'	Matter et al.1988a

Tab. 2-11: Matrix-Permeabilität von Gesteinen der Unteren Süsswassermolasse (USM) im Mittelländischen Molassebecken.

Siehe Tab. 2-10 für Herkunft und Referenzen.
Gemessene Matrix-Permeabilität der Gesteine in milli-Darcy (mD) und abgeleitete hydraulische Durchlässigkeit der Gesteinsmatrix in m/s. AE: Architekturelement; RG: Rinnengürtel; DFR: Durchbruchsfächer(rinnen); UW: Uferwall; UPS: Überschwemmungsebene; in der Literatur sind nicht alle Proben einem AE zugeordnet; n: Anzahl Proben; Min/Max: Minimal- und Maximalwert; Mittel & Std: arithmetisches Mittel und Standardabweichung.

Geologie	Lithologie / AE	Matrix-Permeabilität (mD)				hydr. Durchlässigkeit der Gesteinsmatrix (m/s)		
		n	Min	Max	Mittel & Std	Min	Max	Mittel & Std
Mittelländisches Molassebecken 'Ost'								
USM	Grobsandstein	13	1	1170	252± 339	9.7×10^{-9}	1.1×10^{-5}	$2.4\times10^{-6} \pm 3.2\times10^{-6}$
USM	Mittelsandstein	31	<0.01	1766	398 ± 472	$<1\times10^{-10}$	1.7×10^{-5}	$3.8\times10^{-6} \pm 4.6\times10^{-6}$
USM	Feinsandstein	25	<0.01	526	60 ± 143	$<1\times10^{-10}$	5.0×10^{-6}	$5.6\times10^{-7} \pm 1.4\times10^{-7}$
USM	Siltstein	10	<0.01	201	45 ± 78	$<1\times10^{-10}$	1.7×10^{-6}	$2.8\times10^{-7} \pm 6.0\times10^{-7}$
USM	Silt- /Tonstein	7	<0.01	9	1.7 ± 3.4	$<1\times10^{-10}$	8.6×10^{-8}	$1.7\times10^{-8} \pm 3.2\times10^{-8}$
USM	RG	35	<0.01	1766	429± 466	$<1\times10^{-10}$	1.7×10^{-5}	$4.1\times10^{-6} \pm 4.5\times10^{-6}$
USM	DFR	24	<0.01	389	70 ± 114	$<1\times10^{-10}$	3.7×10^{-6}	$8.3\times10^{-7} \pm 1.2\times10^{-6}$
USM	UW	9	<0.01	9	<0.01 ± 9	$<1\times10^{-10}$	8.6×10^{-8}	$<1\times10^{-10} \pm 8.6\times10^{-8}$
USM	UPS	8	<0.01	32	4 ± 11	$<1\times10^{-10}$	3.1×10^{-7}	$4.9\times10^{-8} \pm 1.2\times10^{-7}$
Mittelländisches Molassebecken 'West'								
USM	Grobsandstein	12	285	4050	2138 ± 1161	2.7×10^{-6}	3.8×10^{-5}	$2.0\times10^{-5} \pm 1.1\times10^{-5}$
USM	Mittelsandstein	62	1.5	5660	1154 ± 1088	1.4×10^{-8}	5.4×10^{-5}	$1.1\times10^{-5} \pm 1.0\times10^{-5}$
USM	Feinsandstein	40	<0.01	890	62 ± 158	$<1\times10^{-10}$	8.5×10^{-6}	$5.9\times10^{-7} \pm 1.5\times10^{-6}$
USM	Siltstein	21	<0.01	6	0.3 ±1.3	$<1\times10^{-10}$	5.7×10^{-8}	$2.9\times10^{-9} \pm 1.2\times10^{-8}$
USM	Silt- /Tonstein	10	<0.01	0.05	0.1 ± 0.02	$<1\times10^{-10}$	4.7×10^{-10}	$1.7\times10^{-10} \pm 1.6\times10^{-10}$
USM	RG	54	<0.01	5660	1432 ± 1227	2.8×10^{-8}	5.4×10^{-5}	$1.4\times10^{-5} \pm 1.2\times10^{-5}$
USM	DFR	35	0.05	3084	639 ± 784	4.7×10^{-10}	2.9×10^{-5}	$5.9\times10^{-6} \pm 7.1\times10^{-6}$
USM	UW	31	<0.01	49	3 ± 11	$<1\times10^{-10}$	4.7×10^{-7}	$2.9\times10^{-8} \pm 1.1\times10^{-7}$
USM	UPS	17	<0.01	0.05	<0.01	$<1\times10^{-10}$	4.7×10^{-10}	$1.2\times10^{-10} \pm 9\times10^{-11}$

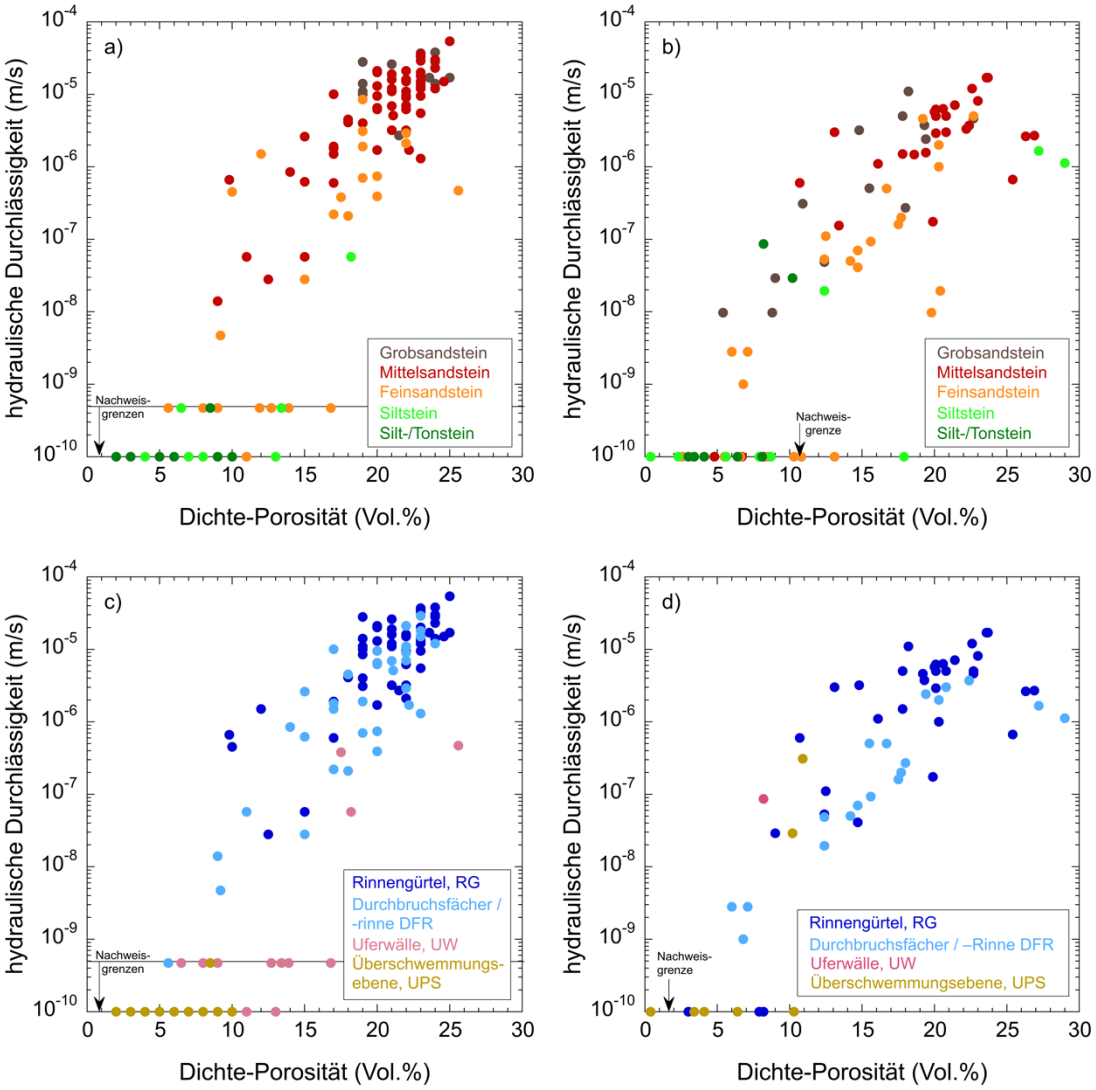


Fig. 2-18: USM: Dichte-Porosität vs. hydraulische Durchlässigkeit von Gesteinsproben im Mittelländischen Molassebecken 'West' (links) und 'Ost' (rechts) als Funktion des Gesteinstyps (a, b) und des Architektur-Elements (c, d).

Siehe Tab. 2-10 für Referenzen. Proben von Grauholztunnel, Burgdorf (MB 'West') und Bassersdorf, Langenthal, Schafisheim, Weiach (MB 'Ost').

In den USM-Gesteinen von den Nagra Sondierbohrungen Schafisheim und Weiach-1 wurden Proben waagrecht und senkrecht zur Schichtung gemessen (Matter et al. 1988a, b). In Anbetracht der kleinen Proben und der kleinen Datensätze kann jedoch keine Aussage über eine vorhandene Anisotropie der Matrix-Permeabilität auf dem cm-Massstab gemacht werden.

Eine Abhängigkeit zwischen Matrix-Permeabilität der USM-Gesteine und Entnahmetiefe ist weder in der westlichen noch in der östlichen USM zu beobachten (Fig. 2-19). In der USM im Mittelländischen Molassebecken 'West' in den EWS-Bohrungen Burgdorf liegt die an Grob- und

Mittelsandsteinen gemessene Matrix-Permeabilität ausgedrückt in m/s bis in eine Tiefe von 250 m unter der Oberfläche rund 1-2 Grössenordnungen über der hydraulischen Durchlässigkeit von nahegelegenen Hydro-Tests (Fig. 2-19). Die in den Testintervallen ebenfalls vorkommenden Feinsandsteine, Siltstein und Silt-/Tonsteine mit einer im Labor unterhalb der Nachweisgrenze von 1×10^{-10} m/s gemessenen Matrix-Permeabilität verdeutlichen, dass auch in kurzen Testintervallen die durch Hydro-Tests ermittelte Durchlässigkeit diejenige der wasserführenden Schicht unterschätzen kann. In der USM im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' ist für Mittelsandstein, Feinsandstein und Siltstein von 50 – 110 m Tiefe in den EWS-Bohrungen Langenthal und der Sondierbohrung Weiach -1 eine ähnliche Matrix-Permeabilität berichtet, wie für die Grobsandsteine zwischen 560 – 800 m Tiefe in der Geothermie-Bohrung Bassersdorf (Fig. 2-19). Dabei scheint in Bassersdorf die Matrix-Permeabilität der Gesteine bis zu 3 Grössenordnungen höher als die vom Hydro-Test über das ganze Testintervall ermittelte hydraulische Durchlässigkeit. Auffällig hierbei ist, dass in den Gesteinsproben die Matrix-Permeabilität mit der Tiefe um rund 2 Grössenordnungen zunimmt. Die Zunahme der Matrix-Permeabilität in diesen Proben korreliert auch positiv mit deren Dichte-Porosität (Fig. 2-18b). Inwieweit Druckentlastung in der Bohrung und die Probenpräparation im Labor zu diesen auffälligen Beziehungen führte (vgl. Abschnitt 1.2), kann heute nur noch schwierig beurteilt werden. Es ist aber zumindest fraglich, ob diese Zunahme der Matrix-Permeabilität (und Porosität) mit der Tiefe in den Grobsandsteinen von Bassersdorf tatsächlich den natürlichen Bedingungen im tiefen Untergrund entspricht.

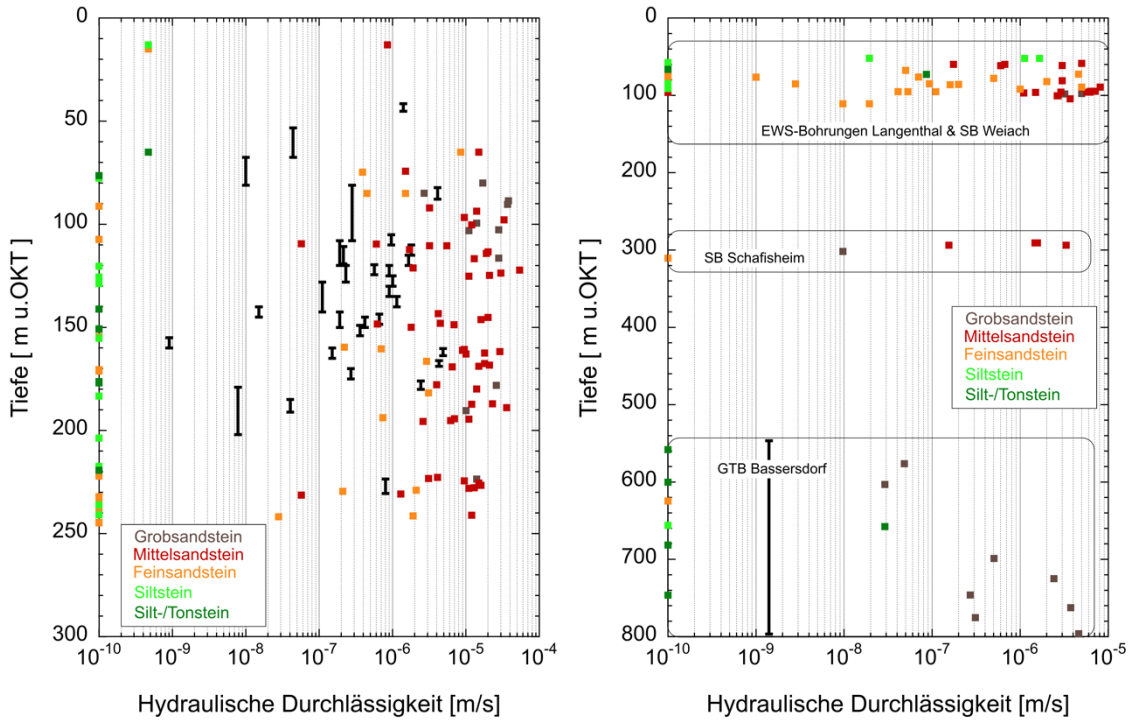


Fig. 2-19: USM: Hydraulische Durchlässigkeit von Gesteinsproben im Vergleich zur hydraulischen Durchlässigkeit aus Hydro-Tests als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'West' (links) und 'Ost' (rechts).

Siehe Tab. 2-10 und Tab. 2-12 (Hydrotests) für Referenzen. Proben von Burgdorf (MB 'West') und Bassersdorf, Langenthal, Schafisheim, Weiach (MB 'Ost').

2.4.3 Hydraulische Durchlässigkeit

Für die USM liegen Daten über die hydraulische Durchlässigkeit von Hydro-Tests in Bohrungen mit unterschiedlicher Zielsetzung aus Tiefen bis rund 1800 m unter der Oberfläche aus dem Mittelländischen Molassebecken 'West' und 'Ost' vor (Tab. 2-12). Diese in der distalen und zentralen USM abgeteuften Bohrungen befinden sich in der Hydrogeologische Zone II nach Keller (1992). Aus dem südlichen Bereich des Mittelländischen Molassebeckens 'Ost' (Hydrogeologische Zone III nach Keller 1992) liegen nur qualitative Angaben von in der Geothermie-Tiefbohrung St. Gallen vor. Hier wurden in der über 3 km mächtigen Abfolge von USM-Sedimenten (768 - 3972 m Tiefe) während dem Bohrbetrieb keine deutlich spürbaren Zufluss- oder Verlustzonen festgestellt (Naef 2015). Aus dem Bereich des Mittelländischen Molassebeckens 'West' liegen Hydro-Test Daten bis in den Kanto Bern vor. Von weiter westlich gelegenen Bohrungen (vorwiegend Erdöl- & Gas-Explorationsbohrungen) sind geologische Aufnahmen zugänglich. Daten von Hydro-Tests in diesen Bohrungen wurden nicht produziert oder sind nicht öffentlich zugänglich.

Entsprechend der Zielsetzung und gekoppelt mit der Länge der Testintervalle variieren die in den Bohrungen gemessenen hydraulischen Durchlässigkeiten über mehrere Grössenordnungen, wobei für 85% der Hydro-Tests K-Werte zwischen 1×10^{-8} bis 5×10^{-6} m/s ermittelt wurden (Fig. 2-20). Die vorhandenen Daten ergeben für die USM im östlichen und westlichen Mittelland eine ähnliche Spannbreite für die hydraulische Durchlässigkeit, mit Ausnahme der geringen K-Werte von $< 1\times10^{-10}$ m/s in einer Bohrung auf rund 1500 m Tiefe (Fig. 2-21).

Tab. 2-12: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen in der USM im Mittelländischen Molassebecken.

DEP: Abfall/Sondermüll Deponie; FE: fossile Energie, Erdöl- & Gas-Explorationsbohrung; GT: Geothermie Bohrung; MW: Mineralwasser Bohrung; SB: Nagra Sondierbohrung; WS: Wärmespeicher.

Lokalität	Kanton	Bohrung	Jahr	Zweck	Mittelländisches Molassebecken, MB	Referenz
Bassersdorf	ZH	BAS	1993	GT	MB 'Ost'	Blaser et al. 1994, Nusch et al. 2013
Berlingen-1	TG	BER-1	1964	FE	MB 'Ost'	Küpfer 2005, Nusch et al. 2013
Bern-Forsthaus	BE	BEF	2024	WS	MB 'West'	Spring et al. 2025
Boswil-1	AG	BOS-1	1965	GT	MB 'Ost'	Küpfer 2005, Nusch et al. 2013
Burgdorf	BE	M1400	1991	GT	MB 'West'	Amman et al. 1993
Burgdorf	BE	M2200	1991	GT	MB 'West'	Amman et al. 1993
Eglisau	ZH	EGL-II	1957	MW	MB 'Ost'	Küpfer 2005
Kölliken	AG	KB128B	2004	DEP	MB 'Ost'	Hug 2005
Kölliken	AG	KB147B	2004	DEP	MB 'Ost'	Hug 2005
Kölliken	AG	KB152B	2004	DEP	MB 'Ost'	Hug 2005
Lindau-1	ZH	LIN-1	1964	FE	MB 'Ost'	Küpfer 2005, Nusch et al. 2013
Pfaffnau Süd-1	LU	PFS-1	1964	FE	MB 'Ost'	Küpfer 2005, Nusch et al. 2013
Pfaffnau Süd-2	LU	PFS-2	1965	FF	MB 'Ost'	Küpfer 2005, Nusch et al. 2013
Pfaffnau Süd-4	LU	PFS-4	1965	FE	MB 'Ost'	Küpfer 2005, Nusch et al. 2013
Pfaffnau Süd-5	LU	PFS-5	1965	FE	MB 'Ost'	Küpfer 2005, Nusch et al. 2013
Pieterlen	BE	–	?	DEP	MB 'West'	Küpfer 2005 [1)]
Ruppoldsried 1	BE	RUPP-1	1977	FE	MB 'West'	Küpfer 2005
Schafisheim	AG	SHA	1983	SB	MB 'Ost'	Nagra 1992a, Küpfer 2005, Nusch et al. 2013

[1)] Für die Lokalität Pieterlen sind keine Tiefenangaben vorhanden.

Für hydrogeologische Modelle berechneten Nusch et al. (2013) für mehrere Bohrungen aus aus den einzelnen Hydro-Tests einen für die USM an der jeweiligen Lokalität repräsentativen K-Wert für das gesamte getestete Tiefenintervall (in Fig. 2-21 mit * bezeichnet). Betrachtet man nur diese langen Intervalle und die (unveränderten) Testintervalle der Bohrungen BAS und EGL II, dann scheint sich bis in eine Tiefe von rund 1800 m eine generelle Abhängigkeit zwischen der hydraulischen Durchlässigkeit und der Tiefe zu ergeben (Fig. 2-21). Betrachtet man aber die einzeln getesteten Intervalle, dann erstrecken sich die K-Werte zumindest bis in eine Tiefe von rund 800 m über die ganze Spannbreite der ermittelten hydraulischen Durchlässigkeiten. Dies ist ein Hinweis darauf, dass sich in der USM bis in diese Tiefen durchaus durchlässige bis schwach durchlässige Horizonte von einigen Metern bis wenigen Dekametern Mächtigkeit vorhanden sind.

Eine Zuordnung der hydraulischen Durchlässigkeit zur Lithologie u/o einem bestimmten Architektur-Element ist nur für die oberflächennahe EWS-Bohrung M1400 in Burgdorf und die Sondermülldeponie Kölliken vorhanden. Eine Auswertung der aus den Testintervallen abgeleiteten K-Werte zur dominierenden Lithologie oder dem dominierenden Architekturelement, wie sie von Klump (2008) für die OSM gemacht wurde, liegt aber nicht vor. Für die als poröse Grundwasserleiter vorliegenden Rinnengürtel in Burgdorf geben Amman et al. (1993) für die K-Werte bis in die Tiefe von 250 m einen Bereich von 4×10^{-8} bis 4×10^{-6} m/s an. Für die bei der Sondermülldeponie Kölliken in den obersten 30 m unter der Oberfläche vorkommenden Sandsteinlagen gibt Hug (2005) für die K-Werte einen Bereich von 1×10^{-6} bis 1×10^{-5} m/s und für die K-Werte der Mergellagen einen solchen von 1×10^{-10} bis 1×10^{-7} m/s an.

Direkte quantitative Angaben über die Anisotropie der aus Hydro-Tests hergeleiteten hydraulischen Durchlässigkeit parallel und senkrecht zur Schichtung bzw. der Architekturelemente der USM-Sedimente sind nicht vorhanden. Amman et al. (2013) führen aber an, dass aufgrund des fehlenden Ausgleichs der starken Potenzialunterschiede zwischen den Rinnengürteln die dazwischen liegenden ton- und siltreichen Sedimente von Überschwemmungsebenen (UPS) '*als effektive hydraulische Barrieren*' wirken.

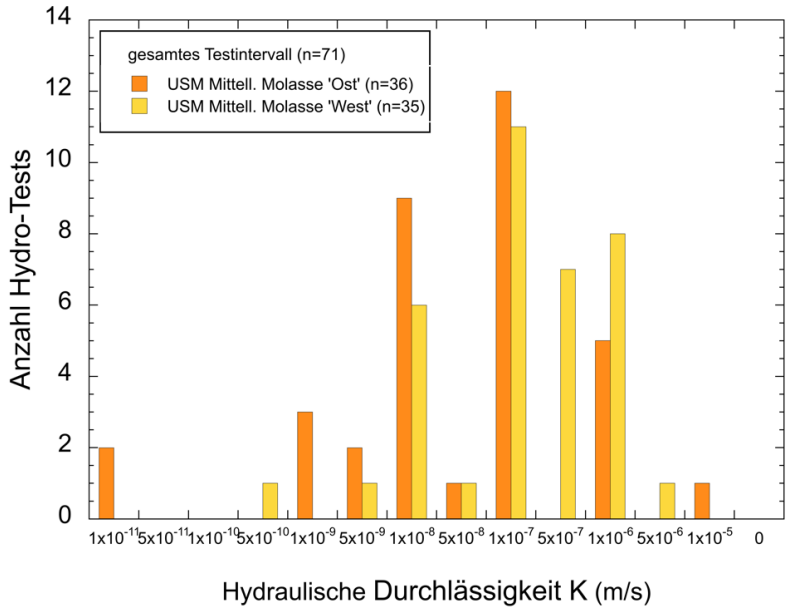


Fig. 2-20: USM: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in Bohrungen im Mittelländischen Molassebecken gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s.

Siehe Tab. 2-12 für Herkunft und Referenzen.

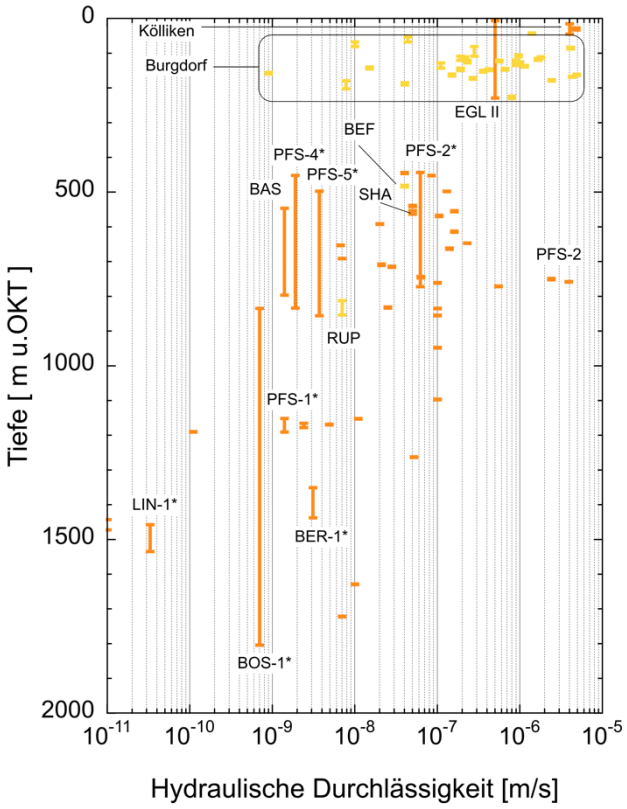


Fig. 2-21: USM: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'West' (gelb) und 'Ost' (orange).

Siehe Tab. 2-12 für Herkunft und Referenzen. Die K-Werte sind bezüglich der mittleren Tiefe des Testintervalls dargestellt und die Strichlänge entspricht der Länge des Testintervalls.
Die mit * bezeichneten Intervalle entsprechen der von Nusch et al. (2013) für einzelne Bohrungen vorgenommenen Auswertung von Hydro-Tests. Die kurzen Intervalle entsprechen den durchgeführten Hydrotests.

2.4.4 Beobachtungen in Tunnelbauten

Qualitative Information über die hydrogeologischen Eigenschaften der USM in Tunnelbauten liegt von den Bözberg N3 Strassentunnels vor (Hartmann et al. 2013). In der Weströhre wurde die USM über eine Länge von ~150 m (an zwei Stellen) und in der Oströhre über ~140 m durchfahren. Obwohl die USM nicht schichtparallel durchfahren wurde, wurden nur selten vereinzelte Feuchtstellen, aber keine Zuflüsse beobachtet und die Tunnelabschnitte werden als 'trocken' bezeichnet (Hartmann et al. 2013).

2.5 Untere Meeresmolasse, UMM

Die Sedimente der UMM wurden im Oligozän (frühes Rupelien, ~34–30 Ma) in einem schmalen Meeresarm entlang dem damaligen Alpennordrand abgelagert. Die Sedimentation begann mit von Süden geschütteten Turbiditien, welche submarine Schuttfächer bildeten (Keller 1992 und dortige Referenzen). Über diesen Sandstein-Mergel-Wechsellagerungen mit untergeordnet konglomeratischen Schüttungen beruhigte sich die Sedimentation. Im verbliebenen untiefen Meeresbecken kam es in der Folge zur Ablagerung von teilweise mächtigen tonig-siltigen Feinsedimenten bis sich das Meer an der Grenze Rupelien / Chattien nach Osten zurückzog und die während der Regression abgelagerten Küsten- und Strandablagerungen (z.B. Horwer Sandstein, Grès de Valruz) das Ende der OMM markieren.

Entsprechend dem Modell von Keller (1992) präsentiert sich die hydrogeologische Architektur der UMM als relativ einfach (Fig. 2-22). Die teilweise miteinander verzahnten hydro-stratigraphischen Einheiten in der Schweiz sind nach Keller (1992):

- Zyklische Turbiditfächer von bis zu mehreren hundert Meter Mächtigkeit und gute primärer Durchlässigkeit. Diese sandig-konglomeratischen Ablagerungen mit Radien von 15–20 km verfingern sich im distalen Bereich mit feindetritischen Beckensedimenten.
- Pelitische Beckensedimente mit weiträumiger Ausdehnung und Mächtigkeiten bis zu 800 m, welche vorwiegend aus Silt- und Tonsteinen bestehen und primär sehr schwach durchlässig sind. Daneben treten in Küstennähe auch mehrere Meter mächtige Sturmsandlagen auf, welche eine gute primäre Durchlässigkeit aufweisen.
- Wellendominierte Küstenablagerungen während der Regression des UMM-Meeres. Die schwach keilförmigen Sandsteinkörper mit guter Durchlässigkeit können eine grosse laterale Ausdehnung haben.

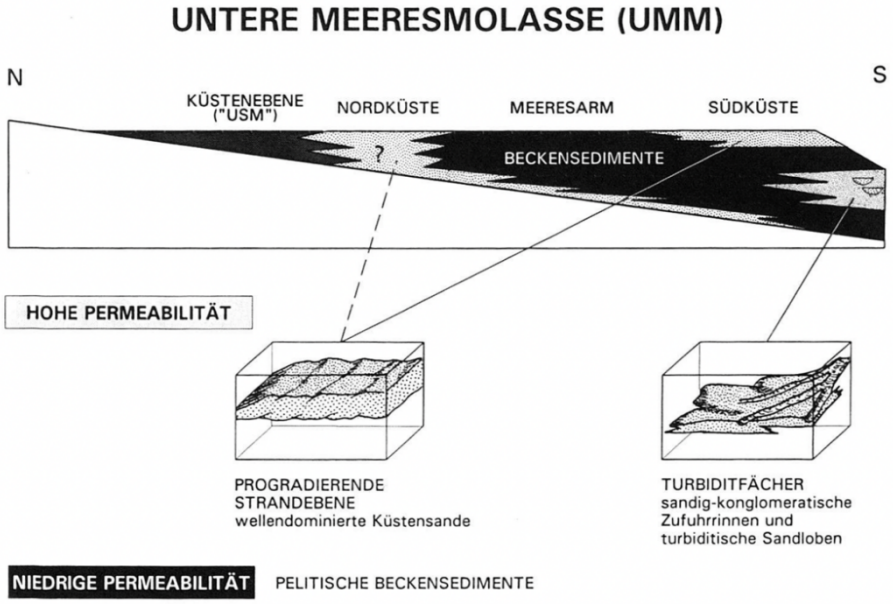


Fig. 2-22: Schematischer hydro-stratigraphischer Schnitt durch die UMM mit dreidimensionaler Architektur der prinzipiellen hydrogeologischen Einheiten (aus Keller 1992).

Aufgrund des beschränkten Auftretens der UMM-Sedimente in grosser Tiefe im Molassebecken und in der Subalpinen Molasse liegen keine quantitativen Angaben über die hydrogeologischen Eigenschaften der UMM vor.

Entsprechend der in Sommaruga et al. (2012) dargestellten Profilen von Tiefbohrungen finden sich UMM-Sedimente in von West nach Ost zunehmender Tiefe in den Bohrungen Cuarny-1 (VD, 470-476 m), Savigny-1 (VD, 2307-2321 m), Romanens-1 (FR, 2849-2857 m), Sorens (FR, 3099-3157 m) und Linden-1 (BE, 4278-4380 m). In weiter nördlich und nordöstlich gelegenen Tiefbohrungen in zentralen und distalen Molassebecken wurden keine UMM-Sedimente angetroffen. Im proximalen Molassebecken wurde weiter östlich die UMM in der Geothermie-Bohrung St. Gallen in einer Tiefe von 3972-3992 m durchfahren (Naef 2015).

Aus all diesen Bohrungen liegen nur qualitative Angaben über hydrologischen Eigenschaften der UMM-Sedimente vor. Von keiner der Bohrungen sind bemerkbare Wasserzuflüsse in den UMM-Sedimenten beschrieben.

2.6 Subalpine Molasse

Der Nordrand der Subalpinen Molasse wurde in der Geothermie-Bohrung Weggis (LU) erfasst (Greber et al. 1994). Die Bohrung durchfuhr den basalen Bereich der Überschiebungsdecke des Rigi-Schuttfächers (Rigi-Rossberg-Schuppe) mit der USM der Rigi-Decke in 0 – 632 m Tiefe und der UMM der Rigi-Decke in 632 – 780 m Tiefe. Unterhalb der Überschiebungszone (780 – 805 m) wurden von 805 – 2302 m Tiefe die proximale USM des Molassebeckens erfasst. Die durchfahrenen Molasse-Sedimente gehören nach Keller (1992) zur hydrogeologischen Zone IV.

Die Bohrung wurde mit destruktiven Techniken gebohrt, so dass die Sedimentologie/Mineralogie makroskopisch an Bohrklein (Cuttings) durchgeführt wurde. Qualitative Angaben über hydraulische Eigenschaften der angetroffenen Sedimente basierend auf Bohrlochlog-Daten und drei (einfachen) Hydrotests über praktisch die ganze Bohrtiefe. In keinem dieser Tests wurden nennenswerte Wasserzuflüsse festgestellt. Greber et al. (1994) schliessen daraus, dass '*Die Sedimente der subalpinen Molasse sind generell durch relativ geringe Porositäten und Durchlässigkeiten gekennzeichnet*' und weiter '*Die Wasserführung der angetroffenen Sedimente ist bescheiden. Der generell hohe Tonanteil und die starke Kompaktion der Gesteine ist auch aus den geophysikalischen Logs ersichtlich.*'

Quantitative Daten über die hydraulischen Eigenschaften der Sedimente in der Subalpinen Molasse sind nicht verfügbar, falls überhaupt vorhanden.

2.7 Flysch-Ablagerungen s.l.

Innerhalb der Untersuchungen der Nagra am Wellenberg (NW) wurden in den Sondierbohrungen SB1 und SB3 in Tiefen von rund 1400 –1600 m unter der Oberfläche Gesteinseinheiten des Nord- und Südhelvetischen Flyschs angetroffen (Nagra 1997).

In der Sondierbohrung SB1treten diese Gesteine in zwei ungestörten Abfolgen (1502.5 –1516.4 m und 1520.2 – 1558.6 m) und einem tektonisierten Packet (1601.1 – 1670.3 m) unterhalb des Äquivalents der Wissberg-Firrenband-Scholle auf[3]. Bei den Sedimenten handelt es sich um siltige, glimmerreiche Tonmergel der 'Dachschiefer' von geringer totaler Hg-Porosität (0.53 Vol.%, nur eine Probe) und bis zu 20 m mächtigen, teilweise feinkonglomeratischen oder feinbrekziösen

[3] Der einfacheren Rückverfolgbarkeit der hydrogeologischen Daten wegen, wird hier die geologisch-tektonische Einteilung von Nagra (1997) verwendet. Diese wurde von Hänni & Pfiffner (2013) teilweise korrigiert, siehe auch Menkfeld-Gfeller et al. (2016) für die heute gebräuchliche lithostratigraphische Einteilung des helvetischen Palaeogens.

Grobsandsteinen des Altdorfer-Sandsteins, von welchen keine Porositätsdaten vorliegen (Waber et al. 1992).

In der Sondierbohrung SB3 treten in 1377 – 1419 m Tiefe Abfolgen von Südhelvetischen Flysch mit glimmerführenden, siltigen Tonen und Tonmergeln und bis zu 15 cm mächtigen Sandsteinbänken auf (Waber & Bläsi 1992). Von diesen Lithologien liegen keine Porositätsdaten vor.

2.7.1 Hydraulische Durchlässigkeit

In den Abfolgen des Nordhelvetischen Flyschs in der Nagra Sondierbohrung SB1 am Wellenberg wurden drei Hydrotests (Doppel- und Einfachpacker-Konfiguration) durchgeführt. Die getesteten Intervalle beinhalteten neben den Gesteinen des eigentlichen Nordhelvetischen Flyschs auch solche von interhelvetischen Mélanges (an Überschiebungszonen gebundene, tektonisierte Abfolgen, welche hauptsächlich aus sehr schwach durchlässigen Tonschiefern bestehen, teilweise aber auch kalkige Einheiten beinhalten). In den drei Testintervallen von 1552-1633 m, 1529-1550 m und 1551-1670 m wurden K-Werte von 2.8×10^{-11} m/s bis 1.2×10^{-9} m/s, wobei der höchste Wert dem Intervall mit Altdorfer-Sandstein und interhelvetischen Mélanges entspricht (Nagra 1997, 2009). Die über die ganzen Testintervalle ermittelten K-Werte dürften die hydraulische Durchlässigkeit insbesondere des Altdorfer-Sandsteins unterschätzen, wie das auch auf die dort festgestellten sub-artesischen Verhältnisse angedeutet wird (Nagra 1997).

In den Abfolgen des Südhelvetischen Flyschs in der Nagra Sondierbohrung SB3 am Wellenberg wurden zwei Hydrotests (Doppel- Konfiguration) durchgeführt. Beide getesteten Intervalle beinhalteten neben den Gesteinen des eigentlichen Südhelvetischen Flyschs auch noch Lithologien der nahezu wasserundurchlässigen Palfris-Formation und interhelvetischen Mélange mit kalkigen Einlagen. Im Intervall von 1349 – 1381 m wurde ein K-Wert von 6.3×10^{-10} m/s ermittelt und im Intervall von 1400 – 1432 m ein solcher von 1.9×10^{-12} m/s (Nagra 1997, 2009). Auch hier beschreiben die über die ganzen Testintervalle ermittelten K-Werte kaum die hydraulische Durchlässigkeit der wasserführenden Zonen, wie das auf die dort festgestellten sub-artesischen Verhältnisse und die mögliche Entnahme von Grundwasserproben angedeutet wird (Nagra 1997).

2.7.2 Beobachtungen in Tunnelbauten

Information über die hydrogeologischen Eigenschaften von Flysch-Ablagerungen ist aus dem Lötschberg NEAT-Basistunnel, dem Gas-Transitstollen Sörenberg und dem Seelisberg N2-Nationalstrassentunnel vorhanden.

Der Lötschberg NEAT-Basistunnel durchquert auf der Nordseite eine rund 4.3 km lange Strecke von (nord)helvetischem Flysch und der Taveyannaz-Serie (Ziegler & Isler 2013). Die Flysch-Abfolge beinhaltet Flyschschiefer mit einer Wechsellagerung von ton- oder kalkreichen Mergelschiefern und Sandsteinlagen und Flysch-Sandsteine mit feinkörnigen, massigen Sandsteinen inklusive einem Turbiditzyklus. Die Taveyannaz-Serie umfasst eine Wechsellagerung von Silt-/Sandsteinen, Silt- und Mergellagen (Dachschiefer) und dem grünlichen Taveyannaz-Sandstein. Weiter südlich wurde nochmals mehr als 1 km Flysch-Ablagerungen (Kalk- und Mergelschiefer) der Doldenhorn-Decke durchfahren. Bei einer Überlagerung von weniger als 100 m bis maximal rund 800 m war der Bergwasserandrang im gesamten ersten Flysch-Abschnitt gering und es wurden nur einzelne Wasserzutritte von < 300 L/min und vermehrt Tropfwasserstellen beobachtet. Auch der Flysch der Doldenhorn-Decke erwies sich bis auf die Kontaktzone zu den Kreide-Kalken, wo Wasserzutritte von > 300 L/min angetroffen wurden, als 'trocken' mit nur wenigen Feuchtstellen.

Der rund 5.2 km lange Gas-Transitstollen Sörenberg durchfährt im mittleren Abschnitt den Schlierenflysch der penninischen Schlieren-Decke (Hartmann 2002). Im nördlichen und südlichen Abschnitt wurde das Sörenberg-Mélange durchfahren, welches die tektonische Unterlage

des Schlierenflyschs bildet. Der im mittleren Abschnitt zwischen ~1.6 – 3 km Stollenlänge und einer Überlast von ~400–500 m durchfahrende Schlierenflysch besteht aus einer Wechsellagerung von fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen und Tonschiefern. Der Schlierenflysch weist eine Anhäufung von Kluftwasserzutritten auf und stellt einen Kluft-Aquifer dar. Einzelne Kluftzonen wiesen Schüttungen von bis zu 300 L/min Wasser auf. Eine detaillierte hydrogeologische Aufnahme ergab, dass im Stollenintervall von 1520 – 1570 m mit ~40–50 L/min rund 10% und im Intervall von 1990 – 2240 m mit ~350 – 400 L/min rund 85% des gesamten Stollenwassers anfiel. Der Grossteil des anfallenden Wassers ist Frischwasser und stellt eine Mischung von jungem ^{3}H und ^{85}Kr-haltigen Oberflächenwasser mit einer alten, höher mineralisierten und ^{3}H-freien Wasserkomponente dar. Demgegenüber wird das Sörenberg-Mélange, welches aus vorwiegen feinkörnigen, tonigen Gesteinen mit Kies- bis Block-grossen Gesteinsfragmenten besteht, als vorwiegend 'trocken' beschrieben.

Im Seelisberg N2-Nationalstrassentunnel wurde der Ultrahelvetische Flysch und die Altdorfer-Standstein Gruppe auf einer Länge von 38 m und 450 m unter einer Überlast von ~50 – 100 m durchfahren (Schindler 1984). Der Ultrahelvetische Flysch wird als mittel bis gut durchlässiges, geklüftetes Gestein eingeteilt, wobei die Wasserführung beschränkt war (Tropfstellen, 1 Quelle mit < 6 L/min). Dem Altdorfer-Standstein wird aufgrund der Wechsellagerung von Sandstein und Tonschiefer eine anisotrope hydraulische Durchlässigkeit zugeschrieben. Es wurden zwar Tropfstellen, aber keine signifikanten Wasserzutritte beobachtet.

3 Kreide-Aquifer

Unter dem hydrogeologischen Begriff '*Kreide-Aquifer*' werden in der Schweiz die vorwiegend auf seichten Karbonatplattformen gebildeten, repetitiven bioklastischen Kalkabfolgen der Unterkreide zusammengefasst. Solche Sedimente der Kreide-Zeit finden sich heute im Faltenjura und im mittelländischen Molassebecken ungefähr westlich der Linie Biel – Thun, in den helvetischen und penninischen Decken der Voralpen und teilweise auch im ostalpinen Raum. Aufgrund der Verbreitung der Kreide-Sedimente ist der Kreide-Aquifer von lokaler bis regionaler Ausdehnung.

Die Kreide-Sedimente bestehen vor allem aus Abfolgen von Kalk-, Mergel- und Tongesteinen der Unterkreide (v.a. Barremien bis Berriasien) und reichen selten bis in die untere Oberkreide (Cenomanien). Auf den Kreide-Sedimenten liegen diskordant die Verwitterungsprodukte des eozänen Siderolithikums. Für die heutige Wasserführung sind die auf seichten Karbonatplattformen gebildeten, repetitiven bioklastischen Kalkabfolgen von Bedeutung (z.B. Urgon-Fazies, Pierre Jaune de Neuchâtel, Calcaire roux; vgl. Strasser et al. (2016) für die aktuelle lithostratigraphische Nomenklatur). Erste Wasserwegsamkeiten entstanden während der kontinentalen Phase von der späten Kreide bis ins Eozän durch Verkarstung (Paläokarst). Diese Wegsamkeiten wurden später durch die siderolitischen Ablagerungen im Eozän grösstenteils versiegelt. Die siderolithischen Ablagerungen sind Zeugen der langandauernden Erosionsphase und beinhalten neben Laterit- und Terra Rossa-Bildungen lokal auch Quarz-reiche Sandsteine, Brekzien und Konglomerate. Sie weisen normalerweise eine Mächtigkeit von einigen Dezimetern bis wenigen Metern auf. Aus dem Genfer Becken sind aber auch siderolithische Ablagerungen von <150 m Mächtigkeit bekannt (z.B. Bohrung GEO-2, Eruteya et al. 2024).

Publizierte quantitative Daten der hydrogeologischen Eigenschaften vom Kreide-Aquifer im Faltenjura, Molassebecken und in den Voralpen sind rar und beschränken sich grossenteils auf Schüttungsangaben von Karstquellen im Faltenjura und in den helvetischen Decken der Voralpen und Angaben über die Matrixporosität und hydraulische Durchlässigkeit in helvetischen Decken der Voralpen.

Kreide-Aquifer im Faltenjura

Im Faltenjura führte die Jurafaltung in den kompetenten Kreide-Kalkabfolgen zur Ausbildung von ausgedehnten Kluftnetzwerken und tektonischen Störungszonen. Zusammen mit der teilweisen Freilegung der Kalkgesteine begünstigte das die bis heute andauernde Verkarstung. Die Freilegung führte zudem zur Erosion der Kreide-Sedimente, so dass diese heute im Faltenjura meist nur noch in den Synklinalen der Jurafalten vorhanden sind. Dort erreichen sie Mächtigkeiten von wenigen Metern bis einigen Dekametern. Im Faltenjura bilden die Kreide-Sedimente lokale, eigenständige Karst-Aquifer Systeme oder mit den unterliegenden Kalkabfolgen des Malms verbundene Systeme. Die Schüttungen von Karstquellen in Kalken der Unterkreide variieren dabei von einigen 600 L/min bis zu > 600'000 L/min und zeigen die für Karst-Aquifere typischen saisonalen Schwankungen (z.B. Burkhard et al. 1998, Perrin et al. 2000, Luetscher & Perrin 2005, Perrin & Luetscher 2008).

Kreide-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'West'

Im Mittelländischen Molassebecken 'West' treten die Kreide-Sedimente generell vom Jurasüdfuss gegen das Beckenzentrum in zunehmender Tiefe auf (vgl. Bohrprofile in Sommaruga et al. 2012, dortige Referenzen und https://map.geo.admin.ch). Dabei nimmt die Mächtigkeit von weniger als 100 m bis zu mehr als 400 m in der Region Genf zu. Auch im Molassebecken dominieren die in seichten Meerestiefen auf einer Karbonatplattform gebildeten bioklastischen Kalkabfolgen mit zwischengelagerten Mergel- und Tongesteinen der Unterkreide. Sedimente der (frühen) Oberkreide sind bisher selten beschrieben (z.B. SEAG Tiefbohrung Savigny-1, VD; Lemcke 1963).

Den Kalkabfolgen der Unterkreide wird bisweilen eine erhöhte Matrixporosität und Kluftintensität und ein Potential für Verkarstung attestiert. Signifikante Zuflüsse von Grundwasser sind aber nicht dokumentiert und die Kreideabschnitte in der Tiefe des zentralen, westlichen Molassebeckens werden mehrheitlich als 'trocken' beschrieben (z.B. Chapelle-1, VD, Lemcke 1959; Essertine-1, VD, Büchi et al. 1965b; Savigny-1, VD, Lemcke 1963; Thônex-1, GE, Jenny et al. 1995). Auch in der Geothermie-Bohrung Montagny-2 nahe Yverdon-les-Bains wurde in den Sedimenten der Unterkreide keine signifikante Wasserführung angetroffen (siehe Dokumentation auf https://map.geo.admin.ch).

Aufgrund vorhandener Daten aus dem westlichen Molassebecken weist der Kreide-Aquifer in der Tiefe mehr lokalen Charakter auf. Ohne die angestrebten ökonomischen Ziele immer zu erreichen, scheinen ergiebigere Grundwasservorkommen einerseits an tektonische Strukturen gebunden und zumindest teilweise auch im Zusammenhang mit dem unterliegenden Malm-Aquifer zu stehen (z.B. Mineral- und Thermalwasserbohrungen Noreaz-1 und Yverdon F4; VD, Muralt 1991; Geothermiebohrungen GEo-1, GEo2, GE, siehe Dokumentation auf https://map.geo.admin.ch, Guglielmetti et al. 2022).

Kreide-Aquifer in Helvetischen Decken

In den Helvetischen Decken der Voralpen ist je nach Lage noch die gesamte Sedimentsequenz der Kreide vorhanden und bildet dort lokale und regionale Karst- und Kluft-Aquifere. Die Sedimente der Oberkreide (v.a. Cenomanien) sind gegenüber denjenigen der Unterkreide (v.a. Aptien, Barremien, Hauterivien, Valanginien, Berriasien) generell von mehr tonig-mergeliger Zusammensetzung und bestehen mehrheitlich aus mikritischen oder kieselig-sandigen Kalken, Mergeln und Tonsteinen. Die Unterkreide beinhaltet ähnliche Abfolgen von bioklastischen Kalkabfolgen der Karbonatplattform (Urgon-Fazies) wie im Juragebirge und dem westlichen Molassebecken. Diese Kalkabfolgen sind für die Wasserführung von Bedeutung. Die tektonische Beanspruchung mit mehrfacher Verfaltung und Überschiebungen zusammen mit der erosiven Freilegung solcher Abfolgen während der Alpenbildung führten in diesen Kalkabfolgen zu einer ausgeprägten Klüftung und Verkarstung. In solchen Karst-Kluft-Systemen ist eine ausgeprägte Wasserführung bis in Tiefen von > 1000 m bekannt. Von besonderer Bedeutung sind die bis > 200 m mächtigen Kalkabfolgen der in Urgon-Fazies vorliegenden Schrattenkalk-Formation (Aptien/Barrémien) mit ihren ausgedehnten Vorkommen von Karsthöhlen mit grosser Wasserführung. Als Grundwasserstauer für die Karstvorkommen in der Schrattenkalk-Formation wirken an vielen Orten die unterliegenden, dünnbankigen Wechsellagerungen von glaukonitischen Mergeln und knolligen, feinkörnigen Kalkgesteinen des Drusberg-Member der bis zu 350 m mächtigen Tierwis-Formation (Barrémien/Hautrivien) (vgl. Pictet et al. 2022, 2023 für Stratigraphie und geologische Profile).

Bekannte Karst- und Höhlensysteme in der Schrattenkalk-Formation sind von West nach Ost das Tsanfleuron-Santesch System (Gremaud 2009), der Karstkomplex der Wildhorn-Decke (Wildhorn – Rawilpass – Wildstrubel, Wildberger 1985), die St. Beatus Höhlen (Häuselmann et al. 2008), das Sieben Hengste Höhlensystem mit dem Bärenschacht (z.B. Häuselmann et al. 2003, Luetscher et al. 2021), im Muototal das Hölloch-Höhlensystem (z.B. Jeannin 2001) und das in den überliegenden Seewer Kalken (Seewen-Formation) liegende Silberen-Höhlensystem (z.B. Wildberger et al. 2010). Die untersuchten Höhlen des Sieben Hengste Höhlensystem weisen eine Länge von mehr als 160 km auf. In Hölloch-Höhlensystem beträgt die Länge bekannter Höhlen mehr als 185 km und eine Entwässerung an der Schlichenden Brünnen Quelle von 0.5 – 15 m^3/s (Jeannin 2001) auf. Mit Datierungen von Tropfsteinen und Raten für die Hebung und Erosion der Kalksteine konnten Wildberger et al. (2010) den Beginn der Verkarstung im Hölloch-Silberen-Karstsystem auf zwischen 4 – 3 Ma vor heute eingrenzen. Diese Karstsysteme spielen demnach schon seit langer Zeit eine wesentliche Rolle im Wasserhaushalt der Voralpen. Auch der heutige Klimawandel (re-)aktiviert Karst-Systeme in den Helvetischen Decken der Voralpen, wie das z.B. für das Tsanfleuron-Santesch-System beschrieben wird (Gremaud 2009).

Kreide-Aquifer in Penninischen Decken

Die penninischen Decken umfassen je nach paläogeographischer Lage mächtige Abfolgen von Tiefseesedimenten (Wallis-Trog, Piemont Ozean) und seichten Ablagerungen auf einer Karbonatplattform (Briançon-Schwelle), welche sich vom Jura in die Oberkreide erstrecken. Die Tiefseesedimente bestehen v.a. aus tonig-sandigen Kalken und Tonsteinen und werden als 'Bündnerschiefer' bezeichnet. Die seichten Ablagerungen der Karbonatplattform bestehen hauptsächlich aus (bioklastischen) Kalken mit zwischengelagerten Mergelhorizonten und sind die wichtigsten wasserführenden Lithologien der Kreide-Sedimente im penninischen Raum. Über die Wasserführung in den penninischen Kreide-Sedimenten ist in der Literatur wenig bekannt.

3.1 Porosität

Messungen der Porosität von Kreide-Sedimenten wurden an schwach-metamorph überprägten kalkigen und mergeligen Lithologien der Unterkreide im Helvetikum der Axen- und Drusberg-Decken am Wellenberg (NW) durchgeführt (Tab. 3-1; zusammengefasst in Nagra 1997). An Bohrkernproben wurde dort die verbundene Porosität mittels Quecksilber-Druck Porosimetrie (Hg-Porosität) bestimmt. Die für die untersuchten Gesteine ermittelte Hg-Porosität ist generell gering und meist < 2 Vol.% (Tab. 3-2). Ausnahmen bilden tektonisch beanspruchte kataklastische Zonen ('*Fault Gouge*'), welche besonders im Kieselkalk der Drusberg-Decke eine verbundene Porosität von rund 5 – 18 Vol.% aufweisen können (Mazurek et al 1993). Wie detaillierte Untersuchungen der strukturellen Verhältnisse zeigen, bilden solche Zonen auch die wichtigsten Wasserwegsamkeiten in diesen Gesteinen (Nagra 1997). Entsprechend der vorhandenen Daten macht die Mikro-Porosität (Porenapertur < 7.5 µm) 60 – 90 % der gesamten verbundenen Hg-Porosität in diesen Gesteinen aus.

Der beschränkte Datensatz weist auf eine gewisse Tiefenabhängigkeit der Porosität in den Lithologien der Unterkreide am Wellenberg hin, während eine Abhängigkeit von der Fazies bzw. Lithologie nicht ersichtlich ist (Fig. 3-1, vgl. Tab. 3-2). Obwohl auf einem beschränkten Datensatz beruhend, könnte das darauf hinweisen, dass bis in Tiefen von ca. 500 m unter der Oberfläche die dort vorhandene Grundwasserzirkulation in tektonisierten Zonen und Klüften zu einer stetigen Erhöhung der Porosität durch Karbonatlösung führt.

Tab. 3-1: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen vom Kreide-Aquifer im Helvetikum der Axen- und Drusberg-Decken am Wellenberg (NW).

Hg-P: Quecksilber-Druck Porosität, SB: Nagra Sondierbohrung

Lokalität	Kanton	Bohrung	Zweck	Typ Porosität	Tektonischer Grossraum	Referenz
Wellenberg	NW	SB1	SB	Hg-P	Helvetikum, Drusberg-Decke	Waber et al. 1992
Wellenberg	NW	SB2	SB	Hg-P	Helvetikum, Drusberg-Decke	Mazurek et al. 1993

3.2 Matrix-Permeabilität

Von den Sedimenten des Kreide-Aquifers sind in der zugänglichen Literatur keine Messungen der Matrix-Permeabilität an Gesteinsproben bekannt.

Tab. 3-2: Porosität von Gesteinen vom Kreide-Aquifer im Helvetikum der Axen- und Drusberg-Decken am Wellenberg (NW).

Siehe Tab. 3-1 für Herkunft der Bohrungen und Referenzen.
Hg-Porosität: Quecksilber-Druck Porosität (Mikro- & Makro-Porosität), dient als Proxi für die verbundene Porosität; n: Anzahl Proben; Min/Max: Minimal- und Maximalwert; Mittel & Std: arithmetisches Mittel und Standardabweichung.

Serie	Stufe	Stratigraphie *	Lithologie	Hg-Porosität (Vol.%)			
				n	Min	Max	Mit.& Std
Helvetikum Wellenberg							
Unter-Kreide	Hautrivien	Kieselkalk	Kalk, Kalkmergel, Sandkalk, Sandstein, Fault Gouge, kataklastische Zonen	15	0.2	17.9	3.5±5.4
Unter-Kreide	Valanginien	Sichelkalk, Diphoïdeskalk, Gemsmättli-Schichten, Graue Mergelschiefer	Kalk, Kalkmergel, Mergel	5	0.4	2.9	1.4±1.0
Unter-Kreide	Berriasien	Öhrli-Fm (Öhrli-Kalk & Öhrli-Mergel)	Kalk, Kalkmergel	5	0.4	0.6	0.5±0.1

* Der einfacheren Rückverfolgbarkeit der hydrogeologischen Daten wegen, wird hier die stratigraphische Einteilung von Nagra (1997) verwendet. Siehe https://www.strati.ch für die heute gebräuchliche lithostratigraphische Einteilung der helvetischen Kreide.

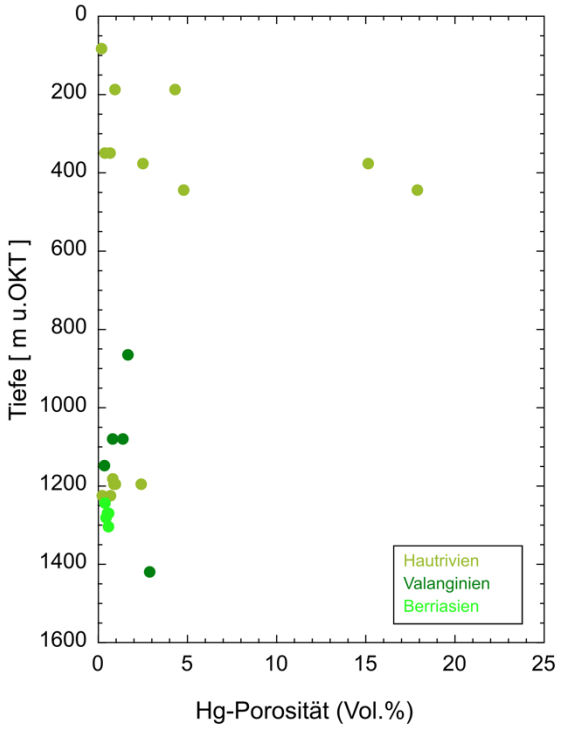


Fig. 3-1: Kreide: Hg-Porosität als Funktion der Lithologie und der Tiefe im Helvetikum der Axen- und Drusberg-Decken am Wellenberg (NW).

Siehe Tab. 3-1 für Herkunft und Referenzen.
Hautrivien: Kalk, Kalkmergel, Sandkalk, Sandstein, Fault Gouge & kataklastische Zonen; Valanginien: Kalk, Kalkmergel & Mergel; Berriasien: Kalk & Kalkmergel,

3.3 Hydraulische Durchlässigkeit

Vom Kreide-Aquifer im Faltenjura und dem Mittelländischen Molassebecken 'West' liegen keine Daten von aus Hydro-Tests in Bohrungen hergeleiteten hydraulischen Durchlässigkeiten vor. Publizierte Hydro-Tests Daten gibt aber von den Sondierbohrungen der Nagra am Wellenberg (NW) und aus dem Lötschberg-Basistunnel (BE) von Vorausbohrungen in der durchfahrenen Doldenhorn-Decke (Tab. 3-3).

Tab. 3-3 Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen im Kreide-Aquifer im Helvetikum (Doldenhorn-Decke, Drusberg-Decke).

VB: Vorausbohrung in Tunnel; SB: Nagra Sondierbohrung.

Lokalität	Kanton	Bohrung	Jahr	Zweck	Tektonischer Grossraum	Referenz
Lötschberg NEAT-Basistunnel	NW	diverse	2002/03	VB	Helvetikum	Pesendorfer & Löw 2010
Wellenberg	NW	SB2	1992	SB	Helvetikum	Lavanchy & Marschall 1997; Nagra 1997, 2009
Wellenberg	NW	SB3	1991	SB	Helvetikum	
Wellenberg	NW	SB3	1991	SB	Helvetikum	

Kreide-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'West'

Vom Kreide-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'West' sind qualitative und teilweise quantitative Angaben über den Wasserzufluss in den Bohrungen am Südrand des Juragebirges und im Genfer Molassebecken vorhanden. In der Mineralwasser-Bohrung Noréaz-1 nahe Yverdon ist aus den Kalken des Hautrivien und Valanginien ein artesischer Ausfluss beschrieben, welcher für eine Nutzung aber zu klein war und deshalb die Bohrung nie in Produktion ging (Muralt 1991). In der nur unweit entfernten Bohrung Yverdon-F4 wurde aus den Kalken des Hautrivien in ~70 m Tiefe ein Zufluss von ~18 m^3/h und aus den bioklastischen Kalken des Valanginien in ~150 m Tiefe ein solcher von ~72 m^3/h festgestellt (Muralt 1991). Auch aus der in der Nähe von Genf abgeteuften Bohrung Thônex-1 gibt es nur qualitative Angaben über die hydrogeologischen Bedingungen der in Urgon-Fazies vorliegenden bioklastischen Kreide-Kalke des oberen Hautrivien bis Barremien (Jenny et al 1995). Obwohl eine sekundäre Karstporosität beobachtet wurde und Versuche mit Säurestimulation durchgeführt wurden, wird der Kreide-Aquifer in dieser Bohrung als '*nicht genügend produktiv*' beschrieben.

Kreide-Aquifer in Helvetischen Decken

Im Helvetikum der Voralpen erstreckt sich die aus Hydro-Tests abgeleitete hydraulische Durchlässigkeit der untersuchten Kreide-Sedimente der Doldenhorn-Decke im Lötschberg NEAT-Basistunnel (BE) und der Axen- und Drusberg-Decken am Wellenberg (NW) über rund 5 Grössenordnungen von $x\times10^{-11}$ – $x\times10^{-6}$ m/s (Fig. 3-2).

Im Lötschberg NEAT-Basistunnel sollte mit Vorausbohrungen die mögliche tiefgreifende Klüftung und Verkarstung der kretazischen Öhrli-Kalke (Berriasien) und der anschliessenden Quinten-Kalke (Malm, vgl. Kapitel 4) der Doldenhorn-Decke untersucht werden (Ziegler & Isler 2013). In vier zwischen 99 m und 207 m langen, subhorizontalen Vorausbohrungen bestimmten Pesendorfer & Löw (2010) mit diversen Hydro-Tests eine Transmissivität 1.6×10^{-5} – 2.8×10^{-4} m^2/s. Über die gesamten Testintervalle mit Öhrli-Kalken und teilweisen Anteilen von Öhrli-Mergeln entspricht das einer hydraulischen Durchlässigkeit K von 7.7×10^{-8} – 2.5×10^{-6} m/s. In einzelnen Bohrungen wurde auch eine Beeinflussung der Testresultate durch benachbarte Bohrungen festgestellt. Die Wasserzuflüsse erfolgten entlang spröden Störungszonen und Karstzonen (Pesendorfer & Löw 2010, Ziegler & Isler 2013; vgl. auch Abschnitt 3.4.). Bei einer aus dem

Tunnelprofil (vgl. Ziegler & Isler 2013) abgeschätzten Überdeckung von ~900 – 1100 m Tiefe stellen diese K-Werte die höchsten Werte in solchen Tiefen in den Kreide-Kalken in den Voralpen dar (Fig. 3-3).

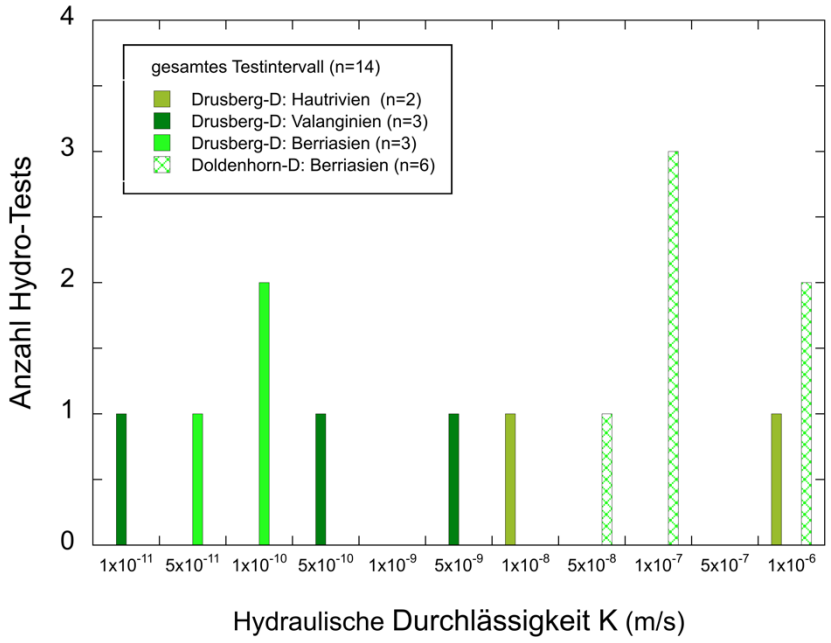


Fig. 3-2: Kreide: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in Bohrungen im Helvetikum im Lötschberg NEAT-Basistunnel (Doldenhorn-Decke) und am Wellenberg (Drusberg-Decke) gruppiert nach 1–5×10^{-x} und 5–10×10^{-x} m/s.

Siehe Tab. 3-3 für Herkunft und Referenzen. Die Länge der Testintervalle betrug 99–207 m in den Bohrungen im Lötschberg Basistunnel und 12–430 m am Wellenberg.

Am Wellenberg wurden die Abfolgen der Kreide-Sedimente in den Nagra Sondierbohrungen SB1, SB2 und SB3 in neun Hydrotests (Doppel- und Einfachpacker-Konfiguration) untersucht (vgl. Tab. 3-3 für Referenzen). Davon deckt das Testintervall KK3 von 36 m Länge und in einer mittleren Tiefe von 1133.5 m in der Bohrung SB2 eine steilgestellte Wechsellagerung von Kalken mit Ton- und Mergellagen im Sichelkalk ab. Der abgeleitete geringe K-Wert von 3.9×10^{-13} m/s (Nagra 1997) reflektiert mehrheitlich die hydraulische Durchlässigkeit senkrecht zur Schichtung und ist deshalb in den nachfolgenden Figuren nicht dargestellt.

Die restlichen acht Hydrotests decken verschiedene lithostratigraphische Einheiten der Drusberg-Decke und dem (sub-helvetischen) Äquivalent der Wissberg-Firrenband-Scholle[4] mehrheitlich parallel zur Schichtung ab. Für den helvetischen Kieselkalk der Drusberg-Decke wurde bis in eine Tiefe von rund 450 m aus mehreren Hydrotests ein mittlerer K-Wert von 2.0×10^{-6} m/s ermittelt (Nagra 1997). Die anderen Testintervalle beinhalten jeweils auch mergelig-tonige Gesteinsabfolgen unterschiedlicher lithostratigraphischen Einheiten und repräsentieren somit nicht nur reine Kalkabfolgen. Die hydraulische Durchlässigkeit dieser Gesteinsabfolgen des Hautrivien bis zum

[4] Der einfacheren Rückverfolgbarkeit der hydrogeologischen Daten wegen, wird hier die geologisch-tektonische Einteilung von Nagra (1997) verwendet. Diese wurde von Hänni & Pfiffner (2013) teilweise korrigiert, siehe auch https://www.strati.ch für die heute gebräuchliche lithostratigraphische Einteilung der helvetischen Kreide.

Berriasien sind generell < 10^{-8} m/s und erstrecken sich über rund drei Grössenordnungen (Fig. 3-2). Dabei wird der gesamte Bereich von K-Werten zwischen 10^{-11} m/s und 10^{-8} m/s bis in eine Tiefe von rund 1400 m unter der Oberfläche beobachtet (Fig. 3-3). Mit Ausnahme der in reinen Kalkgesteinen des Kieselkalks bis in eine Tiefe von rund 450 m ergibt sich in den Kreideabfolgen des Helvetikums unabhängig von deren tektonischer Zuordnung keine Abhängigkeit zwischen hydraulischer Durchlässigkeit und Tiefe (Fig. 3-3).

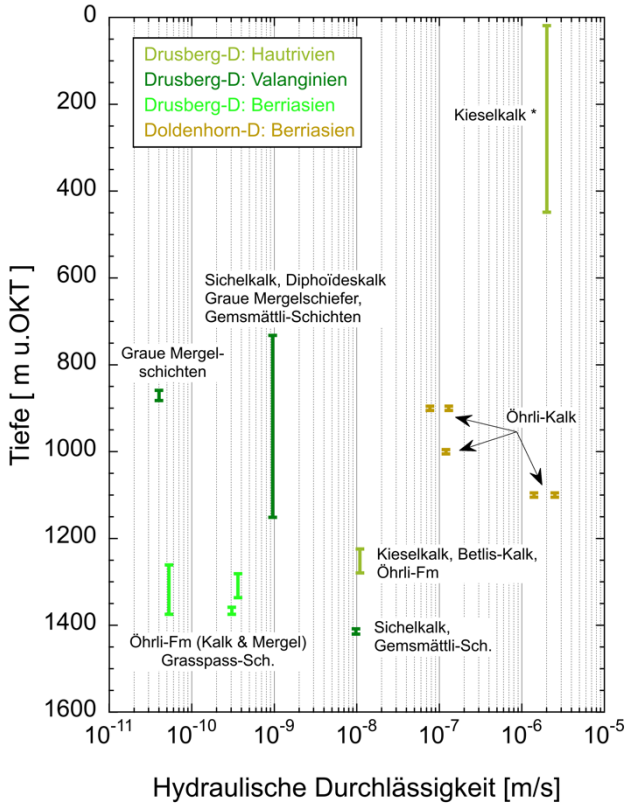


Fig. 3-3: Kreide: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests als Funktion der Tiefe im Helvetikum im Lötschberg Basistunnel (Doldenhorn-Decke) und am Wellenberg (Drusberg-Decke).

Siehe Tab. 3-3 für Herkunft und Referenzen. Die K-Werte sind bezüglich der mittleren Tiefe des Testintervalls dargestellt und die Strichlänge entspricht der Länge des Testintervalls. Die Testintervalle im Lötschberg Basistunnel (Länge 99–207 m) sind subhorizontal und die Tiefe entspricht der ungefähren Überdeckung.
* Der K-Wert entspricht dem Mittelwert von mehreren kurzen Testintervallen innerhalb des Kieselkalks (vgl. Nagra 1997).

3.4 Beobachtungen in Tunnelbauten

Im Lötschberg NEAT-Basistunnel durchquert im Nordabschnitt das Helvetikum mit der Wildhorn- und Doldenhorn-Decke (Ziegler & Isler 2013). Im Nordabschnitt wurden über ~5300 m in der Wildhorn-Decke eine Wechselfolge von Sichelkalk und Palfris-Schiefern durchfahren. In diesen unter einer Überlast von ~800 – 1100 m liegenden Gesteinen wurden mehrere Feuchtstellen,

drei Wasserzutritte mit < 5 L/min und zwei Zutritte mit 60 – 300 L/min angetroffen, welche alle an Kluftzonen in kalkigen Lithologien gebunden waren. Gesamthaft war aber die ganze Strecke wenig wasserführend. Demgegenüber erwiesen sich die weiter südlich anschliessenden, geklüfteten und teilweise verkarsteten Öhrli-Kalke (Berriasien) der Doldenhorn-Decke als deutlich wasserführender (vgl. Abschnitt 3.3). So wurden in der Weströhre im Kieselkalk, Betlis-Kalk, und Öhrli-Kalk der Doldenhorn-Decke über eine Distanz von ~1900 m und ~450 – 1100 m unter der Oberfläche mehrere Wasserzuflüsse mit Schüttungen von < 5 L/min bis > 300 L/min verzeichnet. Im Öhrli-Kalk wurde zudem aus einer steilen Karstzone mit einer Öffnung von ~50 cm anhand von Hydro-Tests in einer Vorausbohrung ein Zufluss von gegen 30'000 L/min geschätzt. Nach erfolgter Gebirgsinjektion betrug der Wasseranfall aus dieser Zone nur noch etwa 300 L/min. In der Oströhre war diese Struktur von Beginn weg geringer durchlässig und es traten ohne Behandlung schätzungsweise gerade mal 300 L/min aus.

Im Seelisberg N2-Nationalstrassentunnel wurden die kalkigen und tonig-mergeligen Abfolgen der Oberkreide und der Unterkreide von der Axen- und Drusberg-Decke durchfahren (Schneider 1984). Die Wasserführung in den Gesteinen der Axen-Decke, welche vorwiegend aus den kalkigen Einheiten der Unterkreide bestehen war allgemein deutlich grösser als in den Gesteinen der Drusberg-Decke, von welcher vorwiegend die mergeligen Abfolgen des Valanginien vorhanden sind. Begünstigt wird die Wasserführung durch die starke Tektoniserung der Gesteine und durch Verkarstung der kalkigen Lithologien. Häufige Wasserzuflüsse von > 600 L/min wurden v.a. in den Abschnitten mit Schrattenkalk (~400 m) und Kieselkalk (~1000 m) entlang von Klüften beobachtet. Im Nordteil des Tunnels wurde im Schrattenkalk in rund 200 – 250 m unter der Oberfläche zudem ein Karstsystem mit Höhlen von bis zu 30 cm Durchmesser angetroffen, dessen Einzugsgebiet mit Färbversuchen mit den an der Oberfläche vorhanden Dolinen und Karstseen verbunden werden konnte. Die im Tunnel beobachteten Schüttungen der Karstquellen im Schrattenkalk variierten stark von 120 – 6'000 L/min. Bei Starkregen konnte aber die grösste Quelle innerhalb eines Tages auf 48'000 L/min anschwellen, was die ausgeprägte Verbindung zur Oberfläche manifestiert (Schneider 1984).

4 Malm-Aquifer

Unter dem hydrogeologischen Begriff '*Malm-Aquifer*' werden historisch und der besseren Rückverfolgbarkeit halber bedingt generell die kalkigen Lithologien des oberen Juras vom Oxfordien bis Tithonien bezeichnet. In den tektonischen Grossräumen der Schweiz (vgl. Fig. 1-1) liegen die Lithologien gleichen Alters wegen den unterschiedlichen Ablagerungsmilieus im Jura-Meer je nach paläogeographischer Lage in verschiedener Ausbildung vor (z.B. Karbonatplattform-interne und -externe Fazien, Lagunen- und Riff-Fazien). Als Folge davon ist die Wasserführung im Malm-Aquifer in kalkigen Lithologien von unterschiedlichem Alter ausgebildet. Aufgrund der geologischen Lage und paläohydrogeologischen Entwicklung bestehen in den tektonischen Grossräumen der Schweiz auch Unterschiede in der Ausbildung des Malm-Aquifers als Kluft- u/o Karst-dominierter Aquifer auf lokalem oder regionalem Massstab und somit in seinen hydrogeologischen Eigenschaften.

- In der Literatur über den Malm-Aquifer in der Westschweiz wird meist die chronostratigraphische Einteilung mit einer heute teilweise nicht mehr gebräuchlichen Terminologie verwendet. Demgegenüber sind die Malm-Abfolgen in der Nordostschweiz in der Literatur mehrheitlich lithostratigraphisch unterteilt. Der Vergleichbarkeit halber sind hier die verfügbaren hydrogeologischen Daten deshalb sowohl chrono- als auch lithostratigraphisch eingeteilt. Laut der heute gültigen stratigraphischen Einteilung der Malm-Gruppe (vgl. Gygi 2000 und https://www.strati.ch) entsprechen die v.a. in der älteren Literatur in der Westschweiz verwendeten, heute nicht mehr gebräuchlichen Begriffe (in *kursiv*) von oben nach unten:'*Portlandien*' (spätes Kimmeridgien bis spätes Tithonien): heute Twannbach-Formation; in der Ostschweiz nicht vorhanden.
- '*Kimméridgien*' (frühes bis spätes Kimmerdgien): Reuchenette-Formation; chronostratigraphisches Äquivalent in der Ostschweiz ist die Burghorn-Formation bzw. die 'Felsenkalk'/'Massenkalk' Einheit (in der älteren Literatur werden auch die Begriffe 'Plattenkalk' und 'Quaderkalk' verwendet).
- '*Sequanien*' (spätes Oxfordien bis frühes Kimmeridgien): von West nach Ost in etwa Courgenay-Formation und Balsthal-Formation; geht östlich der Aare in die sehr schwach durchlässige Beckenfazies der Villigen-Formation über.
- '*Argovien*' (mittleres bis spätes Oxfordien): Vellerat-Formation; geht östlich der Aare in die sehr schwach durchlässige Beckenfazies der Wildegg-Formation mit dem Effingen-Member über.
- '*Rauracien*' (mittleres Oxfordien): von West nach Ost in etwa der St. Ursanne-Formation, Pichoux-Formation und Günsberg-Formation; geht östlich der Aare in die sehr schwach durchlässige Beckenfazies der Wildegg-Formation mit dem Birmenstorf-Member (mit lokal beschränkter Wasserführung) bzw. dem Effingen-Member über.

Im Tafeljura, Faltenjura und mittelländischen Molassebecken bildet der Malm-Aquifer regionale Aquifere mit unterschiedlichen hydrogeologischen Eigenschaften. Der Fazieswechsel von der Beckenfazies ('Argovien') im Osten zu der Karbonatplattform- und Riff-Fazies im Westen findet im Raum Brugg ungefähr entlang der Aare statt. Östlich dieser Linie wird der Malm-Aquifer durch die Kalkabfolgen der Burghorn-Formation und teilweise der oberen Villigen-Formation gebildet. Gegen unten nehmen hier in der Villigen-Formation die Kalk-Mergel-Wechsellagerungen zu und gehen in diejenigen der unterliegenden Wildegg-Formation (inkl. Effingen-Member) über. Diese Abfolgen sind generell nur sehr schwach durchlässig bis nahezu undurchlässig und wirken senkrecht zur Schichtung als Grundwasserstauer (z.B. Mazurek et al. 2012). Westlich dieser Linie wird der Malm-Aquifer durch bis mehrere hundert Meter mächtige Kalkabfolgen gebildet, welche

sich von der Twannbach-Formation bis in die St. Ursanne- bzw. Pichoux-Formation erstrecken und gegen unten durch die mergeligen Tonsteine der Bärschwil-Formation begrenzt wird.

In allen drei tektonischen Grossräumen war der Malm dort, wo keine Kreide-Sedimente abgelagert oder diese erodiert wurden, von der Kreide bis ins Eozän der oberflächennahen Verwitterung und damit der Verkarstung ausgesetzt. Dieser Paläokarst wurde später im Eozän durch die siderolithischen Ton- und Bohnerz-Ablagerungen weitgehend versiegelt (Fig. 1-1). In Bohrungen werden solche Paläokarst-Strukturen bis in Tiefen von rund 80 m unter der lokalen Malm-Oberfläche beschrieben (z.B. Bohrung Weiach-1, Matter et al. 1988a). Im Malm-Aquifer des Tafeljuras, Faltenjuras und des mittelländischen Molassebeckens sind solche Paläokarst-Strukturen heute hydraulisch wenig bis nicht aktiv (vgl. Abschnitt 4.3). Demgegenüber ist die post-Eozäne und bis heute andauernde Verkarstung der Malm-Kalke von hydrogeologischer Bedeutung. Diese ist in den tektonischen Grossräumen sehr unterschiedlich ausgebildet und hängt von der tektonischen und hydrogeologischen Entwicklung der einzelnen Regionen ab.



Fig. 4-1: Beispiel von mit siderolithischen Ablagerungen versiegelten Paläokarst-Strukturen im 'Felsenkalk' des Mittelländischen Molassebecken 'Ost'.

Die abgebildeten Paläokarst-Strukturen mit typisch ocker- und braunfarbenen, siderolithischer Boluston-Füllung im 'Felsenkalk' der Nagra Sondierbohrung Bülach-1-1 befinden sich knapp 50 m unterhalb dem rund 2 m mächtigen Siderolithikum (502 – 504 m Tiefe). Diese Schwachzone wurde nach der Versiegelung noch tektonisch beansprucht, während der unterliegende graue 'Felsenkalk' kaum eine solche Beanspruchung aufweist.
Kernphotographie aus Kaehr & Gysi (2001).

Quantitative Daten von hydrogeologischen Eigenschaften vom Malm-Aquifer sind aus dem Tafeljura, Faltenjura, dem Molassebecken und dem Helvetikum der Voralpen vorhanden. Sie umfassen an Gesteinsproben des Malm-Aquifers im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' bestimmte Daten über die Porosität (Abschnitt 4.1) und Matrix-Permeabilität (Abschnitt 4.2) aus den diversen Sondierbohrungen der Nagra. Aus den gleichen und anderen Bohrungen sind auch Hydro-Test Daten über die hydraulische Durchlässigkeit der dortigen Malm-Kalke vorhanden (Abschnitt 4.3). Aus dem westlichen Tafeljura, dem Faltenjura und Mittelländischen Molassebecken 'West' sind einzelne Angaben über Hydro-Tests in Bohrungen und hydrologische Beobachtungen aus spezifischen Karst-Systemen vorhanden. Werte der hydraulischen Durchlässigkeit von Malm-Kalken im Helvetikum der Voralpen sind aus Vorausbohrungen im Lötschberg NEAT-Basistunnel und aus der Nagra Sondierbohrung SB1 am Wellenberg bekannt (vgl. Abschnitt 4.3).

Malm-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und im östlichen Tafeljura

Im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura ist der Malm-Aquifer regional verbreitet und vorwiegend als Kluft-Aquifer ausgebildet. Hier fallen die kalkigen Lithologien des Malms leicht gegen Süden ein und liegen flach unter den mehr oder weniger mächtigen Ablagerungen des Eozäns und der Molasse-Sedimente. Den eigentlichen Malm-Aquifer bilden hier die 'Felsenkalke' / 'Massenkalke' der Burghorn-Formation (Kimmeridgien) und – mehr lokal – die Kalkabfolgen der oberen Villigen-Formation (z.B. 'Wohlgeschichtete Kalke' in der Nagra Sondierbohrung Benken, Nagra 2001). Gegen unten wirken die nur sehr schwach durchlässigen bis nahezu undurchlässigen Kalk-Mergel-Wechsellagerungen der Villigen-Formation und besonders diejenigen der Wildegg-Formation (inkl. Effingen-Member) als Grundwasserstauer (z.B. Nagra 2008, 2024, Mazurek et al. 2012).

Im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und östlichen Tafeljura ist die post-Eozäne Verkarstung praktisch nur entlang der Südabdachung des Schwarzwald-Kristallins ausgebildet, wo die Malm-Sedimente aufgeschlossen sind. Hier wurde die Verkarstung durch die Veränderung der Hauptentwässerungssysteme während dem Pliozän und Pleistozän (Aare – Donau – Alpenrhein, Aare – Rhone gefolgt von der Umlenkung des Alpenrheins in die heutigen Bahnen des Hochrheins) in den oberflächennah-gelegenen Malm-Kalken begünstigt (siehe Waber & Traber 2022 und dortige Referenzen). Mit zunehmender Überdeckung nimmt diese Verkarstung gegen Süden hin rasch ab. Die Malm-Kalke wurden hier aber durch die seit dem Miozän anhaltenden Beckenbildung und der Reaktivierung paläozoischer Strukturen (z.B. Hegau – Bodensee – Graben) immer wieder tektonisch beansprucht, was zur Ausbildung von teilweise komplexen Kluft- und Bruchsystemen führte (z.B. Madritsch 2015). Ähnliches gilt für das südliche Mittelländische Molassebecken 'Ost', wo in einer Tiefe von ~4000 m in der Geothermiebohrung St. Gallen die ~360 m mächtigen Abfolgen der Burghorn- und Villigen-Formationen ('Bankkalke', 'Felsenkalke / Massenkalke', 'Wohlgeschichtete Kalke') zwar geklüftet, aber nicht verkarstet sind (Naef 2015, Altwegg et al. 2015).

Malm-Aquifer im westlichen Tafeljura

In dem an den französischen Jura angrenzenden westlichen Tafeljura in der Region Pruntrut (Ajoie, JU) ist der Malm-Aquifer vorwiegend als Karst-Aquifere ausgebildet, wie das z.B. durch die diversen Karstvorkommen in der Ajoie und dem dort gut untersuchten Bure Plateau mit dem Milandre Karsthöhlen-System (~10.5 km Stollen) veranschaulicht wird (z.B. Schweizer 1970, Kovács & Jeannin 2003, Perrin et al. 2003, Affolter et al. 2015, 2020). Verkarstet sind hier die flachliegenden Kalkabfolgen der Reuchenette-Formation ('*Kimméridgien*') und der St. Ursanne-Formation ('*Rauracien*', mittleres Oxfordien), welche durch die Kalkmergelabfolgen der Courgenay- und Balsthal-Formation ('*Sequanien*', '*Marne à Astarte*' und '*Marne Huméralis*', spätes Oxfordien / frühes Kimmeridgien) in einen oberen und einen unteren Aquifer unterteilt werden. Die intensivste Verkarstung findet sich in den Riff- und Korallenkalken der St. Ursanne-Formation. Die Schüttungen der einzelnen Karstquellen im Karst-System des Bure Plateaus variieren

zwischen 0.001 m^3/s zu 0.8 m^3/s (Kovács & Jeannin 2003). Der unterliegende 'Dogger-Aquifer' ('*Grande Oolithe*', Hauptrogenstein, siehe Kapitel 5) wird durch die bis zu 120 m mächtigen Ton-Mergel Abfolgen der Bärschwil-Formation (frühes Oxfordien) abgetrennt.

Malm-Aquifer im Faltenjura

Wie im westlichen Tafeljura liegen die Abfolgen des Malms vom Tithonien bis ins Oxfordien in der Karbonatplattform-und Riff-Fazies mit häufigen stark bioklastischen Anteilen vor (z.B. Riffkalke der St. Ursanne-Formation) und bilden bis über hunderte Meter mächtige Kalkabfolgen. Auch im Faltenjura weisen die Malm-Sedimente eine prä-Eozäne Verkarstung auf, welche durch siderolithische Ablagerungen weitgehend versiegelt wurde (vgl. Abschnitt 4.3). Die darauffolgende Jurafaltung führte anschliessend zu einer intensiven tektonischen Beanspruchung der Kalkabfolgen und deren teilweiser Freilegung. Das begünstigte im Faltenjura die bis heute anhaltende post-Eozäne Verkarstung, welche entlang dem südlichen Faltenjura auch noch durch die Gletscherzyklen des Pleistozäns verstärkt wurde.

Im Faltenjura ist der Malm-Aquifer als Karst- und Kluft-Aquifere ausgebildet. Ähnlich wie im westlichen Tafeljura finden sich die Grundwasservorkommen in den post-Eozän verkarsteten Kalkabfolgen von der Twannbach-Formation ('*Portlandien*', spätes Tithonium) über die Reuchenette-Formation ('*Kimméridgien*', spätes Kimmeridgien) bis zur St. Ursanne-Formation ('*Rauracien*', mittleres Oxfordien). Von der Letzteren liegen bis über hunderte Meter mächtige Kalkabfolgen vor, welche im westlichen Juragebirge den Malm-Aquifer mitgestalten (z.B. Becken von Delémont, Muralt 1991; Region von Tramelan, Bertrand 1990). Falls nicht durch tektonische Störungszonen verbunden, bilden auch im Faltenjura die unterliegenden Ton-Mergel Abfolgen der Bärschwil-Formation (frühes Oxfordien) den Grundwasserstauer zum unterliegenden 'Dogger-Aquifer' ('*Grande Oolithe*', Hauptrogenstein, siehe Kapitel 5).

Einzelne Karstwasservorkommen im Malm-Aquifer des Faltenjuras sind detailliert auf ihre hydrologischen, hydrochemischen und geomorphologischen Eigenschaften hin und ihren Einfluss auf technische Bauten untersucht (z.B. Fierz & Monbaron 1999, Kohler et al. 2001, Luetscher & Perrin 2005, Bollinger & Kellerhals 2005, Perrin & Luetscher 2008, Jeannin et al. 2015). Die mittlere Ergiebigkeit der diversen Systeme variiert stark und liegt z.B. für die grössten Karstquellen im Aubonne Karstsystem zwischen 0.5 m^3/s und 4 m^3/s (Luetscher & Perrin 2005). Im Twannbach-Holiloch System liegt die mittlere Ergiebigkeit bei rund 0.5 m^3/s und in der assoziierten Brunnmühlequelle bei 0.1 m^3/s und erreicht Extremwerte von rund 15 m^3/s bzw. 1 m^3/s (Bollinger & Kellerhals 2005, Jeannin et al. 2015). Ähnliche Bereiche der Ergiebigkeit von 0.2 – 5 m^3/s werden für das Gerlette-System im Fées de Vallorbe Karsthöhlensystem berichtet (Jeannin 2016). In allen diesen Systemen werden die für Karst-Aquifere typischen saisonalen Schwankungen in der Schüttung und der chemischen Zusammensetzung beobachtet.

Malm-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'West'

Im Mittelländischen Molassebecken 'West' ist der unter den Molasse-Sedimenten und westlich der Linie Biel – Thun unter Kreide-Sedimenten liegende, regionale Malm-Aquifer vorwiegend als Kluft-Aquifer ausgebildet. Auch hier weisen die Malm-Sedimente eine prä-Eozäne Verkarstung auf, welche durch siderolithische Ablagerungen auf den obersten Malm- bzw Kreide-Sedimenten (vgl. Kapitel 3) weitgehend versiegelt wurde. In den gleichen Malm-Kalkabfolgen wie im Faltenjura ist zwar ein Einfluss von post-Eozäner Verkarstung entlang dem südlichen Faltenjura ersichtlich und den Abfolgen im zentralen Becken wird ein Potential zur Verkarstung zugeschrieben. Die Grundwasserführung ist aber vorwiegend an tektonische Störungszonen und Klüfte gebunden, wie das durch die Beispiele von Yverdon-les-Bains, (Muralt 1991) und im Raum Genf von den Geothermiebohrungen Thônex-1 (Jenny et al. 1995) und GEo-1und GEo2 (siehe Dokumentation auf https://map.geo.admin.ch) verdeutlicht wird.

Malm-Aquifer in helvetischen Decken

In den Helvetischen Decken der Voralpen ist in der Literatur vergleichbar wenig über die hydraulischen Eigenschaften der Malm Einheiten publiziert. Hydrogeologische und strukturelle Angaben sind von den Malm-Kalken ('*Kimméridgien*') der Wildhorn-Decke (BE) im unvollendeten Rawiltunnel (Bianchetti 1993), der Quinten-Formation der Doldenhorn-Decke (BE) im Lötschberg NEAT-Basistunnel (Quinten-Kalk; Ziegler & Isler 2013, Pesendorfer & Löw 2010) und von einer Sondierbohrung der Nagra am Wellenberg (NW) aus der Wissberg-Firrenband-Scholle[5] (Tros-Kalk, Nagra 1997) vorhanden. Die Wasserführung in den an diesen Lokalitäten vorhandenen Malm-Kalken ist bis in rund 1380 m unter der Oberfläche an Karst- und Kluftstrukturen gebunden.

4.1 Porosität

Daten über die Porosität des Malm-Aquifers sind von den Sondierbohrungen der Nagra im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' vorhanden, wo diese mit verschiedenen Methoden an den Kalkgesteinen der Burghorn-Formation und der oberen Villigen-Formation bestimmt wurden. Aus den helvetischen Decken der Voralpen liegt ein einziger Porositätswert aus dem Tros-Kalk der Axen-Decke aus einer Sondierbohrung der Nagra vor (Tab. 4-1).

Malm-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'

Bei den auf ihre Porosität untersuchten Gesteinen des Malm-Aquifers im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' in der Nordostschweiz handelt es sich vorwiegend um reine Kalke mit einem Kalzit-Gehalt von > 90 Gew.% und untergeordnet um mergelige Kalke mit einem Kalzit-Gehalt von 60 – 80 Gew.%. In der Burghorn-Formation variiert die Dichte-Porosität der kalkigen Lithologien zwischen 0.2 – 9.2 Vol.%, wobei die vier höchsten Werte von > 4.5 Vol.% zu drusigen oder mergeligen Kalken gehören. Die durchschnittliche Dichte-Porosität ist mit 2.6 ± 2.2 (n = 45) gering (Tab. 4-2). Die kalkigen Lithologien der oberen Villigen-Formation weisen zwar einen etwas höheren Anteil an mergeligen Kalken und kalkigen Mergeln auf, die Spannbreite und durchschnittliche Dichte-Porosität sind aber sehr ähnlich wie in den Kalken der Burghorn-Formation (Tab. 4-2).

Die Spannbreite und Durchschnittswerte der Wasserverlust- und Isotopenaustausch-Porosität (WL- bzw. IsoEx-Porosität), welche als Proxi für die verbundene Porosität gelten, sind für die kalkigen Lithologien der Burghorn- und Villigen-Formation ähnlich denjenigen der Dichte-Porosität (Tab. 4-2). Über diese Lithologien ergibt sich eine gute Korrelation zwischen der Dichte- und der WL-Porosität (Tab. 4-2). Gleiches gilt auch für die Iso-Ex-Porosität (siehe hierzu Aschwanden et al. 2024). Dabei ist die durchschnittliche WL- und IsoEx-Porosität in den etwas Ton-reicheren Gesteine der oberen Villigen-Formation aufgrund der Tonporosität leicht höher als in den reineren Kalken der Burghorn-Formation (Tab. 4-2). Dies weist darauf hin, dass in diesen Ton-reicheren Gesteinen zwar eine höhere verbundene Porosität vorhanden ist als in den Kalken des Malm-Aquifers, diese Porosität aber zum grössten Teil in den Tonlagen mit geringen Porenaperturen vorhanden ist. Diese Porosität trägt somit nur bedingt zum Wasserfluss bei, ist aber für den diffusiven Stofftransport zugänglich.

Im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' besteht in den Kalken des Malm-Aquifers bis in eine Tiefe von ~800 m unter der Oberfläche keine Abhängigkeit zwischen der Dichte-Porosität – und wo vorhanden der WL- und IsoEx-Porosität – und der Tiefe (Fig. 4-3). Bis in diese Tiefe finden sich auch vereinzelt hohe Dichte-Porositäten von bis ca. 9.5 Vol.% und – wo vorhanden – nur

[5] Der einfacheren Rückverfolgbarkeit der hydrogeologischen Daten wegen, wird hier die geologisch-tektonische Einteilung von Nagra (1997) verwendet. Diese wurde von Hänni & Pfiffner (2013) teilweise korrigiert, siehe auch https://www.strati.ch für die heute gebräuchliche lithostratigraphische Einteilung der helvetischen Kreide.

unwesentlich geringere Werte für die WL-Porosität (Fig. 4-3). Diese hohen Porositätswerte sind an tektonische Störungszonen gebunden und auf Karbonatlösung zurückzuführen. Die Entwicklung solcher Lösungsporosität reicht bis mindestens ins Paläogen zurück (z.B. Aschwanden et al. 2024). Unter den heutigen Bedingungen sind aber bei weitem nicht alle so alten Strukturen noch hydraulisch aktiv (vgl. Waber & Traber 2022 und Literatur in Tab. 4-3).

Tab. 4-1: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen im Malm-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'.

D-P: Dichte-Porosität berechnet aus Gesteins- und Korndichte, WL-P: Wasserverlust-Porosität bei 105°C, IsoEx-Porosität: Isotopenaustausch-Porosität, Hg-P: Quecksilber-Druck Porosität; GT: Geothermie Bohrung; SB: Nagra Sondierbohrung; MB: Mittelländisches Molassebecken.

Lokalität	Kanton	Bezeichnung Bohrung	Zweck	Typ Porosität	Tektonischer Grossraum	Referenz
Bachs-1-1	ZH	BAC-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Gaucher et al. 2023
Benken	ZH	BEN	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Langer et al. 2001, Nagra 2001
Bülach-1-1	ZH	BUL-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Mazurek et al. 2021
Marthalen-1-1	ZH	MAR-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Mäder et al. 2021
Schafisheim	AG	SHA	SB	D-P	MB 'Ost'	Matter et al. 1988b
Stadel-2-1	ZH	STA-2	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Zwahlen et al. 2022
Stadel-3-1	ZH	STA-3	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Aschwanden et al. 2022
Trüllikon-1-1	ZH	TRU-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Aschwanden et al. 2021
Weiach-1	ZH	WEI-1	SB	D-P, Hg-P *	MB 'Ost'	Matter et al. 1988a

* Siehe Text für Hg-Porosität

Tab. 4-2: Porosität von Gesteinen im Malm-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'.

Siehe Tab. 4-1 für Herkunft der Bohrungen und Referenzen.
Dichte-Porosität: berechnet aus Gesteins- und Korndichte, WL-Porosität: Wasserverlust-Porosität bei 105°C, IsoEx-Porosität: Isotopenaustausch-Porosität;n: Anzahl Proben; Min/Max: Minimal- und Maximalwert; Mit. & Std: arithmetisches Mittel und Standardabweichung.

Stufe	Formation / Member	Dichte-Porosität (Vol.%)				WL-Porosität (Vol.%)				IsoEx-Porosität (Vol.%)			
		n	Min	Max	Mit. & Std	n	Min	Max	Mit. & Std	n	Min	Max	Mit.& Std
Mittelländisches Molassebecken 'Ost'													
Kimmeridgien	Burghorn Fm / 'Felsenkalke' & 'Massenkalk'	45	0.2	9.2	2.6±2.2	54	0.4	7.7	1.9±1.6	27	0.5	6.7	1.9±1.6
Unt. Kimmer. – Ob. Oxfordien	Villigen Fm	63	0.6	9.5	3.3±2.0	65	0.75	7.3	2.9±1.8	40	1.0	7.7	3.5±2.2

Siehe Text für Hg-Porosität (n = 7)

Aus der im Jahr 1983 abgeteuften Bohrung Weiach-1 liegen zusätzlich zu den Messungen der Dichte-Porosität auch Messungen der Quecksilber-Porosität (Hg-Porosität) vor, welche ebenfalls als Proxi für die verbundene Porosität gesehen wird. Für die massigen Kalke der Burghorn-Formation ist eine Hg-Porosität von 1.1 ± 0.9 Vol.% (n = 6) und für die Gesteine der Villigen-Formation eine leicht höhere von 1.9 ± 0.7 Vol.% (n = 5) dokumentiert (Matter et al. 1988a). Diese Durchschnittswerte sind etwas geringer als die WL- und IsoEx-Porosität der Gesteine in den kürzlich abgeteuften Nagra Bohrungen (Tab. 4-2) und sind am ehesten auf methodische Limitationen der Hg-Porosität zurückzuführen (vgl. Abschnitt 1.2.1).

Malm-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'West', Faltenjura und westlicher Tafeljura

Aus dem Malm-Aquifer der drei tektonischen Grossräume in der Westschweiz liegen keine publizierten Daten von an Gesteinsproben bestimmten Porositätswerten vor. Den im Mittelländischen Molassebecken 'West' vorkommenden Jurakalke in Riff-Fazies ('*Oxfordien*') wird in der Geothermiebohrung Thônex-1 eine aus geophysikalischen log-Daten abgeleitete Matrixporosität um die 5 Vol.% bis maximal 10 Vol.% und eine erhöhte Kluft-Porosität zugeschrieben (Jenny et al. 1995). Im westlichen Tafeljura zitieren Kovács & Jeannin (2003) für den Malm Karst-Aquifer im Bure Plateau (Milandre Karst-System) mit Kalkabfolgen der St. Ursanne- und Reuchenette-Formationen ('*Rauracien*' und '*Kimméridgien*') eine aus hydraulischen Daten abgeschätzte effektive Porosität der Gesteinsmatrix von 0.7 – 1 Vol.%.

Malm-Aquifer in helvetischen Decken

Aus dem Malm-Aquifer in den helvetischen Decken ist die Porosität nur von einer einzigen Probe aus dem Tros-Kalk aus einer Nagra Sondierbohrung am Wellenberg bekannt. Die an dieser Probe bestimmte Hg-Porosität beträgt 0.71 Vol.% (Waber et al. 1992) ist vergleichbar mit der im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' für die massigen Kalke der Burghorn-Formation bestimmten Hg-Porosität.

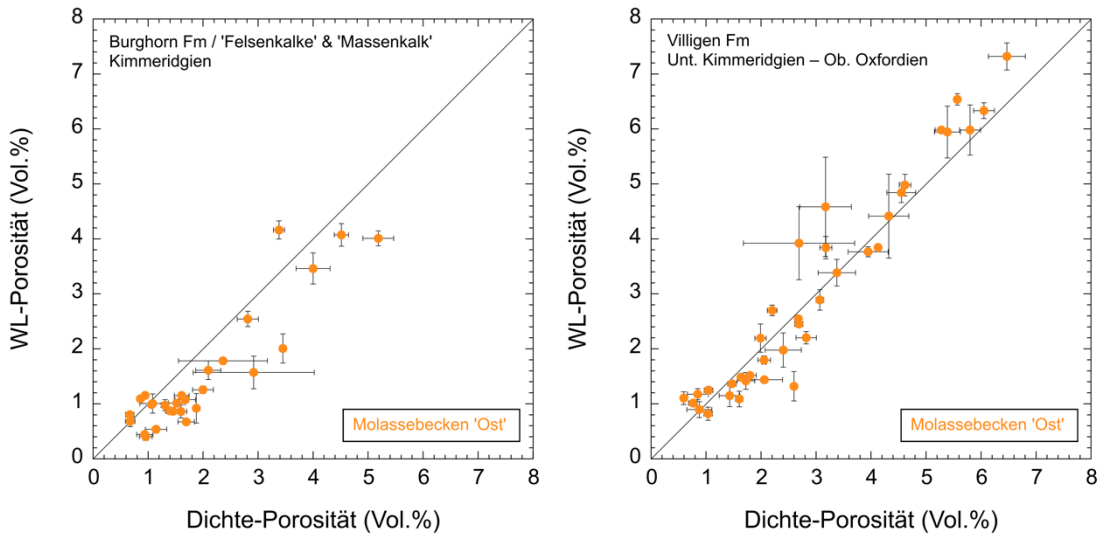


Fig. 4-2: Malm: Dichte-Porosität vs. Wasserverlust-(WL-)Porosität der kalkigen Gesteine des Malm-Aquifers im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'.

Siehe Tab. 4-1 für Herkunft und Referenzen.

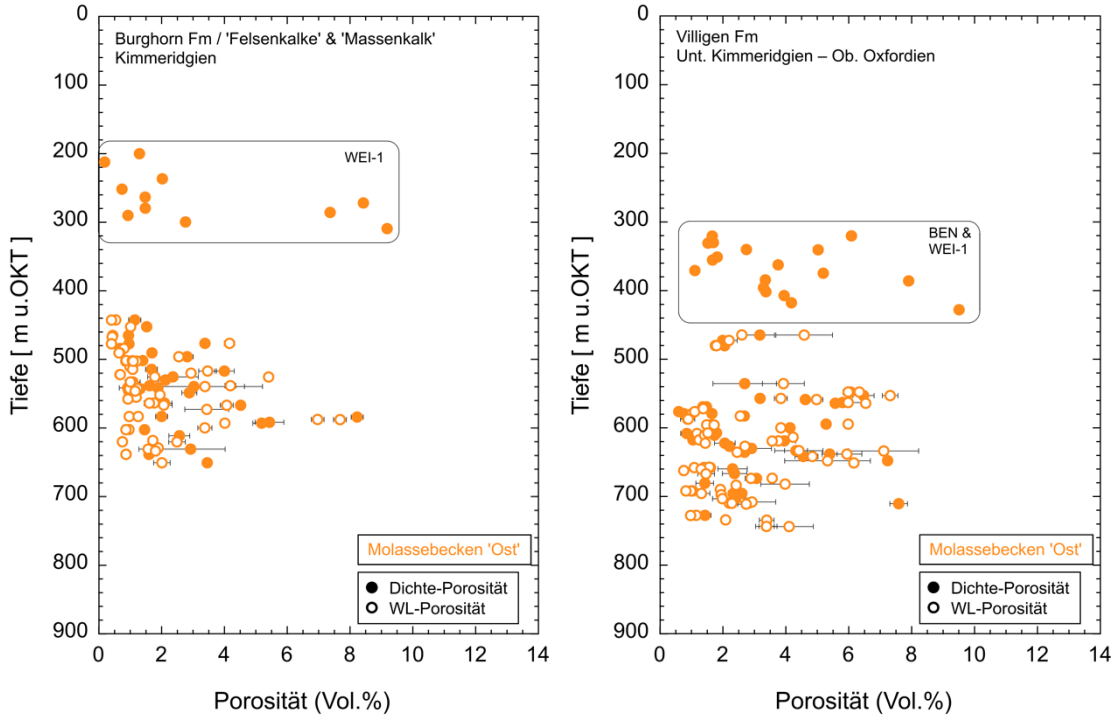


Fig. 4-3: Malm: Dichte-Porosität und Wasserverlust-(WL-)Porosität als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'.

Siehe Tab. 4-1 für Herkunft, Bohrungsbezeichnungen und Referenzen.

4.2 Matrix-Permeabilität

An Gesteinsproben bestimmte Werte der Matrix-Permeabilität liegen einzig aus der 1983 abgeteuften Bohrung Weiach-1 im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' vor (Matter et al. 1988a). Alle sieben Proben aus den Kalken des Malm-Aquifers (hier 'Massenkalk/Quaderkalk' der Burghorn-Formation) und fünf kalkige Gesteinsproben aus der unterliegenden, oberen Villigen-Formation ergaben k-Werte unterhalb der Nachweisgrenze der damaligen Messapparatur von 0.05 mD (entspricht einer hydraulischen Durchlässigkeit von $\sim 5\times10^{-10}$ m/s).

4.3 Hydraulische Durchlässigkeit

Die Mehrzahl der aus Hydro-Tests in Bohrungen ermittelten Werte für die hydraulisch Durchlässigkeit des Malm-Aquifers stammt aus den Nagra Sondierbohrungen in der Nordschweiz (Tab. 4-3). Weniger K-Werte sind aus dem Mittelländischen Molassebecken 'West', dem Faltenjura und dem Helvetikum der Voralpen vorhanden.

Malm-Aquifer im östlichen Tafeljura

Im östlichen Tafeljura weisen die zur Wasserversorgung abgeteuften Bohrungen von Altdorf und Lohn in einer Tiefe von 111 – 158 m vergleichbar hohe K-Werte von 1.3×10^{-7} m/s und 3.0×10^{-6} m/s auf (Fig. 4-5; Oekogeo AG 1997). Der Malm-Aquifer liegt hier vorwiegend als Kluft-Aquifer vor, zeigt aber auch gewisse Verkarstungserscheinungen.

Tab. 4-3: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen im Malm-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken, Tafeljura, Faltenjura und im Helvetikum der Voralpen.

FE: fossile Energie, Erdöl- & Gas-Explorationsbohrung; GT: Geothermie Bohrung; MW: Mineralwasser Bohrung; SB: Nagra/Mont Terri Sondierbohrung; VB: Vorausbohrung in Tunnel; WV: Wasserversorgung (Trink- u/o Brauchwasser); MB: Mittelländisches Molassebecken

Lokalität	Kan -ton	Bohrung	Jahr	Zweck	Tekton. Grossraum	Referenz
Altdorf	SH	ALT	1996	WV	östl.Tafeljura	Oekogeo AG 1997, Nusch et al. 2013
Benken	ZH	BEN	1998	SB	MB 'Ost'	Nagra 2001, Nusch et al. 2013
Berlingen-1	BE	BER-1	1964	FE	MB 'Ost'	Nusch et al. 2013
Boswil-1	AG	BOS-1	1965	FE	MB 'Ost'	Nusch et al. 2013
Bülach-1-1	ZH	BUL-1	2019	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2021a
Delémont	JU	S1, S2, S3	1990	WV	Faltenjura	Flury et al. 1991, Muralt 1999
Lohn	SH	LOH-B1	1997	WV	östl. Tafeljura	Oekogeo AG 1997, Nusch et al. 2013
Lötschberg NEAT-BT	Be	diverse	2002/03	VB	Helvetikum	Pesendorfer & Löw 2010
Marthalen-1-1	ZH	MAR1	2020	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2021b
Mont Terri	JU	BDS-5	2011	SB	Faltenjura	Jaeggi & Bossart 2016
Moutier	JU	La Foule	1967	WV	Faltenjura	Muralt 1999
Oftringen	AG	OFT	2007	GT	MB 'Ost'	Mazurek et al. 2012, Nusch et al. 2013
Schlattingen-1	TG	SLA-1	2011	GT	MB 'Ost'	Frieg et al. 2015
Stadel-2-1	ZH	STA-2	2021	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2022a
Stadel-3-1	ZH	STA-3	2021	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2022b
Thônex-1	GE	Thônex-1	1993	GT	MB 'West'	Jenny et al. 1995
Trüllikon-1-1	ZH	TRU-1	2019	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2021c
Weiach-1	ZH	WEI-1	1983	SB	MB 'Ost'	Nagra 1989, Nusch et al. 2013
Wellenberg	NW	SB1	1991	SB	Helvetikum	Lavanchy & Marschall 1997, Nagra 1997, 2009
Yverdon-les-Bains	VD	F4	1982	GT	MB 'West'	Muralt 1991
Yverdon-les-Bains	VD	La Grève	1987	MW	MB 'West'	Muralt 1991
Zürich-Sonnengarten	ZH	GTB-1	2010	GT	MB 'Ost'	EWZ Zürich 2014, Daten nicht publiziert

Malm-Aquifer im westlichen Tafeljura

Aus dem westlichen Tafeljura im Bure Plateau mit dem Milandre Karsthöhlen-System zitieren Kovács & Jeannin (2003) von Bohrlochtests in den Riffkalken der St. Ursanne-Formation ('*Rauracien*') durchschnittliche K-Werte von 1×10^{-7} m/s und 1×10^{-6} m/s, ohne weitere Angaben, weshalb diese in Fig. 4-4 und Fig. 4-5 nicht dargestellt sind. Weiter geben diese Autoren an, dass in dieser Region kein Kontakt zwischen dem Malm-Aquifer und dem unterliegenden Dogger Aquifer ('*Grand Oolith*', Äquivalent zum Hauptrogenstein, vgl. Kapitel 5) bestehe. Von anderen Malm-Aquifer Vorkommen im westlichen Tafeljura gibt es keine publizierten Daten.

Malm-Aquifer im Faltenjura

Im Faltenjura liegt der Malm-Aquifer als Karst- oder Kluft-Aquifere vor. Im Becken von Delémont (Karst-Aquifer) wurden von Hydro-Tests in Tiefen von 288 – 556 m K-Werte zwischen 3.0×10^{-7} m/s und 3.8×10^{-7} m/s abgeleitet (Muralt 1991). Ein höherer K-Wert von 2.5×10^{-5} m/s wird für die 195 m tiefe Bohrung La Foule in Moutier berichtet (Muralt 1991), wobei keine

Angaben über die Länge des Testintervalls vorliegen (in Fig. 4-5 deshalb nicht dargestellt). Keine Angaben über die hydraulische Durchlässigkeit, aber Angaben über die Schüttung sind in Muralt (1991) für die Bohrungen im Malm-Karst des Faltenjuras von Malleray Les Rosier (147 – 196 m^3/h), Tavannes L' Arsenal (10 –15 m^3/h) und Devieliers-Dessus 40 – 140 m^3/h) zu finden. Demgegenüber war die Schüttung aus dem Malm in der 'Sondage No1' in der Nähe von Tramelan eher bescheiden (< 3.6 m^3/h; Bertrand 1990).

Die nördlich des Mont Terri aus Hydro-Tests in der Bohrung MT-BDS-5 erhaltenen K-Werte scheinen auf den ersten Blick ungewöhnlich niedrig für den Malm-Aquifer (Fig. 4-5; 7.3×10^{-11} m/s und 1.9×10^{-10} m/s; Jäggi & Bossart 2016). Die in kurzen Intervallen (0.7 m) durchgeführten Tests zielten spezifisch auf tektonisch ungestörte Zonen in den steilstehenden Malm-Kalken und auf Paläokarst-Zonen, welche mit siderolitischen Ablagerungen verfüllt sind. Sie zeigen damit die effektive hydraulische Versiegelung des kretazischen Paläokarsts im Malm des Faltenjuras an. Den gleichen Fokus hatte ein Test in der Nagra Sondierbohrung Bülach-1-1 (BUL-1) im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' (siehe unten).

Malm-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'

Im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' liegt der Malm-Aquifer vorwiegend als Kluft-Aquifer vor und publizierte Hydro-Tests fokussierten mit einer Ausnahme (siehe unten) auf geklüftete Abschnitte in den flach-liegenden, massiven Kalkabfolgen der Burghorn-Formation. Die in Nagra Sondierbohrungen ermittelte hydraulische Durchlässigkeit erstreckt sich in Tiefen von 370 – 650 m unter der Oberfläche über einen grossen Bereich von 1.9×10^{-12} m/s bis 7.0×10^{-7} m/s, wobei die Mehrheit der K-Werte < 1×10^{-8} m/s beträgt (Fig. 4-4). In den gleichen Bereich fallen auch die K-Werte aus dem Malm-Aquifer in grösserer Tiefe im zentraleren Teil des Mittelländischen Molassebecken 'Ost'. Obwohl die höchsten K-Werte in relativ seichter Tiefe von 188 – 267 m in der Nagra Sondierbohrung Weiach-1 angetroffen wurden, ergibt sich im Malm Kluft-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' keine Abhängigkeit zwischen K-Wert und Tiefe (Fig. 4-5).

Lokal wurde auch in den gering-mächtigen Kalkbänken des Geissberg-Members zuunterst in der Villigen-Formation (und damit nicht Teil des Malm-Aquifer s.s.) eine gewisse Wasserführung angetroffen. So ergaben Hydro-Test in der EWS-Bohrung Oftringen in geklüfteten, mikritischen Kalken des ~20 m mächtigen Geissberg-Members in ~400 m Tiefe minimale und maximale K-Werte von 2.4×10^{-8} m/s und 4.9×10^{-6} m/s mit einem '*best guess*' K-Wert von 3.2×10^{-7} m/s auf (Mazurek et al. 2012, Nusch et al. 2013). Die hydraulische Durchlässigkeit des Geissberg-Members in Oftringen ist somit vergleichbar mit derjenigen des Malm-Aquifers in der Bohrung Weiach-1 (Fig. 4-5).

Der geringste K-Wert von 1.9×10^{-12} m/s wurde in der Nagra Sondierbohrung Bülach-1-1 (BUL-1) im Dach der 'Felsenkalke' /'Massenkalke' zwischen 537.2 – 545.0 m Tiefe ermittelt (Fig. 4-5; Schwarz et al. 2021a). Dieser Test wurde spezifisch in der aufgearbeiteten Verwitterungszone mit Paläokarst durchgeführt. Er illustriert auch für die flach liegenden Malm-Kalke im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' die effiziente Versiegelung des kretazischen Paläokarsts durch die siderolitischen Ablagerungen, wie es Mont Terri im Faltenjura beobachtet wurde (siehe oben).

Malm-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'West'

In dem als Kluft-Aquifer ausgebildeten, regionalen Malm-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'West' wurden in den Bohrungen rund um Yverdon-les-Bains von Hydro-Tests in Tiefen von 400 – 666 m K-Werte zwischen 3.2×10^{-6} m/s und 1.9×10^{-5} m/s abgeleitet (Muralt 1991). In diesen Bohrungen ist die Wasserführung an grossräumige, tektonische Störungszonen gebunden, welche sich bis in den angrenzenden Faltenjura erstrecken.

Weiter westlich im Mittelländischen Molassebecken 'West' wurden im Genfer Becken in der Geothermiebohrung Thônex-1 drei Zuflüsse von Kluftwasser in einer Tiefe von 1950 – 2150 m in Korallen-führenden Kalken ('*Complexe récifal*') der Etioletts-Formation (Kimmeridgien/Tithonien) angetroffen (Jenny et al. 1995). Die natürliche Schüttung dieser Zuflüsse war gering und es wurde eine Stimulation mit Säure durchgeführt. Nach der Stimulation betrug die mittlere Schüttung ~14.4 m^3/h und die Transmissivität wurde auf 1×10^{-6} m^2/s und 1.5×10^{-5} m^2/s geschätzt. Die Länge des Testintervalls ist nicht klar, sie scheint aber von 2040 m bis 2130 m gereicht zu haben. Unter der Annahme, dass diese Länge des Intervalls zutrifft, entspräche dies nach der Stimulation ungefähr einem K-Wert von 1.9×10^{-9} m/s und 3.3×10^{-8} m/s (in Fig. 4-5 als Mittelwert dargestellt). Eine solche hydraulische Durchlässigkeit entspricht in etwa denjenigen wie sie unter natürlichen Bedingungen in mehreren Bohrungen im östlichen Mittelländischen Molassebecken angetroffen wurde (Fig. 4-5). Für einen Wasserzutritt in 2590 m Tiefe liegen keine weiteren Angaben vor.

Von weiteren Geothermie- und Explorationsbohrungen im Mittelländischen Molassebecken 'West', welche den Malm-Aquifer durchfuhren und wo teilweise auch Wasserzuflüsse festgestellt wurden (z.B. Essertine-1, Hermrigen-1, Montagny-2, Vinzel-1 und in Bearbeitung befindende Projekte im Grossraum Genf) liegen keine publizierten K-Werte vor.

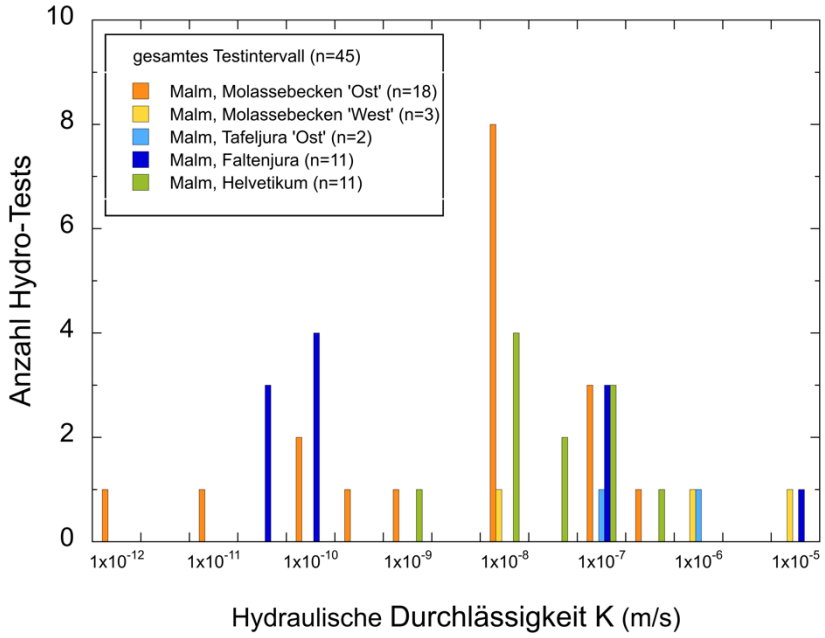


Fig. 4-4: Malm: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in Bohrungen vom Malm-Aquifer aufgeteilt nach tektonischen Grossräumen und gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s.

Siehe Tab. 4-3 für Herkunft und Referenzen.
Der Malm-Aquifer beinhaltet die Lithologien des Kimmeridgien und Ob. Oxfordien (Nordost-Schweiz) und des Thitoniens bis Oxfordiens (West-Schweiz, Helvetikum). Die niedrigsten Werte im Malm-Aquifer des Faltenjuras stammen aus versiegelten Paläokarstzonen im Malm am Mont Terri (siehe Text).

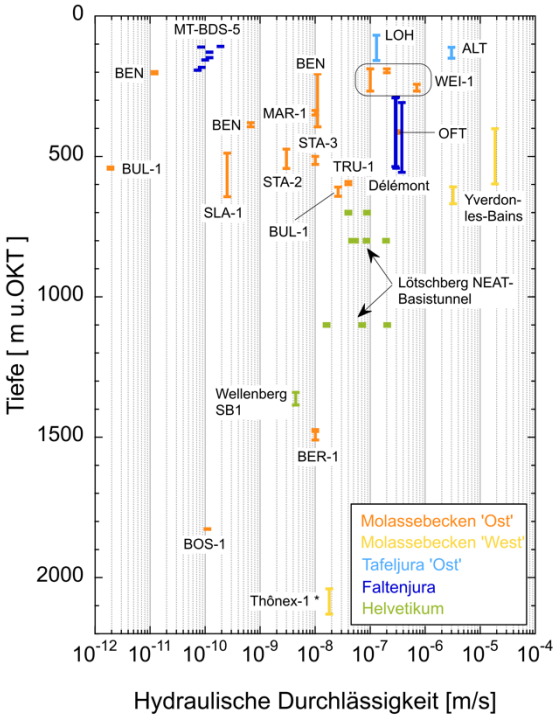


Fig. 4-5: Malm: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests als Funktion der Tiefe vom Malm-Aquifer und aufgeteilt nach tektonischen Grossräumen.

Siehe Tab. 4-3 für Herkunft und Referenzen. Die K-Werte sind bezüglich der mittleren Tiefe des Testintervalls dargestellt und die Strichlänge entspricht der Länge des Testintervalls. Die niedrigsten Werte im Malm-Aquifer des Faltenjuras (Bohrung MT-BDS-5) und Molassebecken Ost (BUL-1) stammen aus versiegelten Paläokarstzonen im Dach des Malm-Aquifers (siehe Text).
* Die Länge des Testintervalls in der Bohrung Thônex-1 ist unsicher und der K-Wert entspricht demjenigen nach der Säure-Stimulation.

Malm-Aquifer in helvetischen Decken

Werte über die hydraulische Durchlässigkeit der Malm-Kalke im Helvetikum der Voralpen sind aus Vorausbohrungen in der Doldenhorn-Decke im Lötschberg NEAT-Basistunnel (BE) und der Wissberg-Firrenband-Scholle aus der Nagra Sondierbohrung SB1 am Wellenberg (NW) bekannt.

Im Lötschberg NEAT-Basistunnel wurden die schräg einfallenden Quinten-Kalke der Doldenhorndecke bei einer Überlast von ~550 – 750 m durchfahren. Zur Abklärung von möglichen Kluft- und Karstwasserzutritten wurden in mehreren 220 – 300 m langen Vorausbohrungen Hydro-Tests durchgeführt. Die daraus ermittelte Transmissivität variierte zwischen 3.9×10^{-6} m^2/s und 5.8×10^{-5} m^2/s (Pesendorfer & Löw 2010), was mit der entsprechenden Länge des Testintervalls K-Werte zwischen 1.6×10^{-8} m/s und 2.1×10^{-7} m/s entspricht. Während diese K-Werte die Durchlässigkeit des Gebirges über die getestete Länge widerspiegeln, unterschätzen sie die Durchlässigkeit der transmissiven Kluft- und Karststrukturen deutlich (vgl. Abschnitt 4.4).

Am Wellenberg wurde in der Nagra Sondierbohrung SB1 im Tros-Kalk (spätes Tithonien) in 1340 m Tiefe eine wasserführende Zone angetroffen, aus welcher Grundwasser unter artesischen Bedingungen beprobt werden konnte. Für das 45.2 m lange Testintervall wurde in den geklüfteten Kalksteinen ein '*best guess*' K-Wert von 4.4×10^{-9} m/s bestimmt (Nagra 1997).

4.4 Beobachtungen in Tunnelbauten

Mehrheitlich qualitative Information über die hydrogeologischen Eigenschaften vom Malm-Aquifer in Tunnelbauten sind aus dem Faltenjura, der Vorfaltenzone des Tafeljuras und dem Helvetikum in den Voralpen vorhanden.

In den drei Bözbergtunnels (SBB-Bahntunnel, N3-Nationalstrassentunnel West- und Oströhre) wurden insgesamt rund 3.5 km Kalkgesteine des Malms durchfahren (Hauber & Schmidt 1983, Hauber 1994, Hartmann et al 2013). Im nördlichen Teil der Tunnels liegen diese Sedimentabfolgen flach und fallen leicht gegen Süden ein (Malm ~3200 m). Im südlichen Teil wurden diese durch die Jura-Hauptüberschiebung rückverfaltet und stehen mehr oder weniger steil (Malm ~300 m; vgl. geologisches Profil in Hauber 1994).

Für den Bözberg SBB Tunnel liegen keine Aufzeichnungen über die Wasserführung während des Baus (1871/75) vor. Während Revisionsarbeiten wurden die Abschnitte in den Kalken des Malms jeweils als *'trocken*' bis '*wasserlos*' beschrieben (Hartmann et al 2013).

In den Bözberg N3-Nationalstrassentunnels wurden im flach gelegenen Malm im nördlichen Teil in der Weströhre mehrere und in der Oströhre einzelne, an Klüfte gebundene Feuchtstellen und Wasserzutritte mit maximal ~14 L/min beobachtet (Hartmann et al 2013, siehe auch Wegmüller 2001). In den südlichen, steilgestellten Abschnitten wurden in der Weströhre mehrere Feuchtstellen beobachtet. In der Oströhre werden die Kalke des Malms als 'trocken' beschrieben.

Im Helvetikum wurden im (unvollendeten) Rawiltunnel (BE) in den geklüfteten und verkarsteten Kalken des Malms (Kimmeridgien) der Wildhorn-Decke in rund 850 – 1200 m unter der Oberfläche grosse Zutritte (12'000 – 36'000 L/min) von gering mineralisiertem Wasser beobachtet, welches im Jahr 1981 gering Tritium-haltig war (Bianchetti 1993). Obwohl sich die Schüttungen mit der Zeit auf 100 – 650 L/min einpendelten, weisen diese Zutritte auf das in grosse Tiefen reichende Potential der Wasserführung in den Malm-Kalken des Helvetikums hin.

Im Lötschberg NEAT-Basistunnel wurden Malm-Kalke in der helvetischen Doldenhorn-Decke auf der Nordseite (BE) und im Gampel-Baltschieder Autochthon auf der Südseite (VS) angetroffen (Ziegler & Isler 2013). In der Doldenhorn-Decke sind die steilgestellten Malm-Kalke (Tros-Kalk, Quinten-Kalk) geklüftet und teilweise verkarstet. In den mit Vorausbohrungen erkundeten Kalken wurde über eine Distanz von ~1100 m und unter einer Überdeckung von ~550 – 750 m neben geringeren Zutritten von Kluftwasser von 5 – 60 L/min auch Karsthohlräume mit einer Schüttung von ~390 L/min angetroffen (siehe auch Abschnitt 4.3). Im Quinten-Kalk des Gampel-Baltschieder Autochthons wurden über ~510 m und unter einer Überdeckung von ~850 m einige Karströhren von 1 – 2 dm Durchmesser angefahren, welche *'einige*' L/s Wasser führten. In einer Vorausbohrung wurde ein Karstwasserzutritt mit ~1'800 L/min angetroffen, welcher von den saisonalen Bedingungen beeinflusst wurde und eine rasche Kommunikation mit der Oberfläche anzeigte.

Im Gotthard Strassentunnel wurden in den nicht weiter differenzierten Jura-Kalken der Urseren Zone über eine Distanz von ~78 m bzw. ~40 m in Sicherheitsstollen der totale Wasserzutritt auf 120 – 360 L/min geschätzt, wobei der maximale Einzelzufluss 15 L/min betrug (Keller et al. 1987).

5 Hauptrogenstein-Aquifer

Unter dem hydrogeologischen Begriff '*Hauptrogenstein-Aquifer*' werden hier die Sedimente des Doggers vom Mittleren Bathonien bis Mittleren Bajocien bezeichnet. Diese weisen besonders in der Westschweiz lokal oder regional Aquifer-Eigenschaften auf und werden in der Literatur auch als '*Dogger-Aquifer*' bezeichnet. Etwas westlich des unteren Aaretals entlang der Linie Schinznach Dorf – Gansingen bestand im Bathonien/Bajocien ein Fazieswechsel von marinen Karbonatablagerungen (oolitische, sparitische und biodetritische Kalke) im Westen zu den mehrheitlich tonig-mergeligen Beckenablagerungen im Osten. Diese gegen Westen an Mächtigkeit von ~30 m bis zu 130 m zunehmenden Karbonatablagerungen ('*Spatkalk*', '*Grand Oolith*') bilden den Hauptrogenstein-Aquifer. Der Hauptrogenstein-Aquifer ist je nach geologisch-tektonischer Lage mehrheitlich als Karst- oder Kluft-Aquifere ausgebildet.

Östlich des unteren Aaretals im östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone und dem Mittelländischen Molassebecken 'Ost' liegen die chronostratigraphischen Äquivalente des Hauptrogensteins als (untere) Ifenthal-Formation und Klingnau-Formation in eher gering-mächtigen Wechsellagerungen von gegen Osten zunehmenden Tonsteinen, Mergeln und nur noch untergeordneten Kalkbänken vor. Hier wirken die Lithologien der chronostratigraphischen Äquivalente des Hauptrogensteins als Grundwasserstauer.

Bezüglich den in Fig. 1-1 angegebenen, vereinfachten tektonischen Grossräumen haben Hauptrogenstein-Aquifer somit eine Verbreitung im westlichen Tafeljura (Region Ajoie), dem Faltenjura und dem Mittelländischen Molassebecken 'West'. In der Literatur werden dabei besonders in der Westschweiz häufig informelle, heute überholte stratigraphische Begriffe verwendet, welche für die Rückverfolgbarkeit jeweils in *kursiver* Schrift angegeben sind. Zum Vergleich der hydrogeologischen Eigenschaften des Hauptrogenstein-Aquifers sind hier – wo vorhanden – auch diejenigen seiner chronostratigraphischen Äquivalente östlich des unteren Aaretals angegeben. Aus dem Alpenraum liegen einige Beobachtungen aus Tunnelbauten über die hydrogeologischen Eigenschaften der Hauptrogenstein-Lithologien vor (vgl. Abschnitt 5.4).

Hauptrogenstein-Aquifer im westlichen Tafeljura

Im westlichen Tafeljura tritt der Hauptrogenstein-Aquifer in der Ajoie im Bure Plateau (z.B. Courtemaîche, JU) in Tiefen von ~140 – 180 m unter der Oberfläche auf (Boem et al. 2006). Die hier als '*Grand Oolith superieur und inferieur*' bezeichneten Kalkabfolgen des Hauptrogensteins entsprechen in etwa dem '*Spatkalk*' des oberen und den (bio) oolitischen Kalkabfolgen des unteren Hauptrogensteins und weisen eine Mächtigkeit von ~140 – 150 m auf. Die teilweise ausgeprägte Wasserführung erfolgt in verkarsteten und geklüfteten Horizonten. Die überliegenden, mächtigen '*Argiles à Renggeri'* (frühes Oxfordien, Renggeri-Member der Bärschwil-Formation) trennen hier den Hauptrogenstein-Aquifer vom überliegenden Malm-Aquifer ab (Boem et al. 2006).

Hauptrogenstein-Aquifer im östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone

In der Vorfaltenzone des östlichen Tafeljuras wurde der Hauptrogenstein in drei Nagra Sondierbohrungen angetroffen und hydrogeologisch untersucht. In der Bohrung Bözberg-1-1 (AG) wurden 12.2 m '*Spatkalk*' in einer Tiefe von ~400 m durchfahren (Schwarz et al. 2022). In der Bohrung Bözberg-2-1 (AG) fanden sich 79.8 m von Kalkabfolgen der '*Movelier Beds*', des '*Spatkalks*' und der '*oolithische Serien*' in einer Tiefe von ~300 m (Jordan et al. 2022a). In der nahegelegenen Bohrung Riniken liegen die Lithologien des Bathonien/Bajocien (AG) in einer Tiefe von 219 – 290.5 m als '*Spatkalk*' gefolgt von den *Parkinsoni-Schichten* als Äquivalente des oberen Hauptrogensteins und dem unteren Hauptrogenstein s.l. vor (Matter et al. 1987). Die Lithostratigraphie weist an diesen Lokalitäten gerade auf den Übergang zwischen den Karbonatplattform-Ablagerungen im Westen und den tonig-mergeligen Becken-Ablagerungen im Osten hin. So konnten in

den Bohrungen Bözberg-1-1 und Riniken keine Wasserführung festgestellt. In der Sondierbohrung Riniken wurde demzufolge im Äquivalent des oberen Hauptrogensteins in einem Intervall mit '*Spatkalk*' (~18 m, hellgraue bis weissliche Kalke) und '*Parkinsoni-Schichten'* (~14 m, sandige, bioklastische Mergel) auch nur ein sehr geringer K-Wert abgeleitet (vgl. Abschnitt 5.3). Demgegenüber manifestierten sich in der Sondierbohrung Bözberg-2-1 die '*oolithische Serien*' des oberen Hauptrogensteins verbunden mit einem erhöhten K-Wert als gut wasserführend (vgl. Abschnitt 5.3). Anzeichen der Verkarstung wurden in dieser Bohrung nicht beobachtet und der Hauptrogenstein-Aquifer an dieser Lokalität wird als Kluft-Aquifer beschrieben (Schwarz et al. 2022d).

Hauptrogenstein-Aquifer im Faltenjura

In Faltenjura im Gebiet des Weissensteins (SO) bilden der dort 25 – 30 m mächtige '*Spatkalk*' des oberen Hauptrogensteins und die 60 – 70 m mächtigen (bio-)oolithischen Kalkabfolgen des unteren Hauptrogensteins einen, über weite Strecken verfolgbaren, durchgehenden Karst-Aquifer, in welchem auch der Kluft-Wasserfluss von Bedeutung ist (Herold 1997, Herold et al. 2000).

Im westlichen Faltenjura in der Region von Saignelégier (JU) wird der Hauptrogenstein-Aquifer (v.a. '*Grand Oolith*') in den Grundwasserbohrungen Muriaux in einer Tiefe von > 340 m als Karst-Aquifer mit Kluft-Wasserfluss beschrieben (Hessenauer et al. 2001). Dabei scheint der Hauptrogenstein-Aquifer mit dem überliegenden Malm-Aquifer hydraulische verbunden zu sein.

Hauptrogenstein-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'West'

Im Mittelländischen Molassebecken 'West' ist der Hauptrogenstein-Aquifer vom überliegenden Malm-Aquifer durch die bis zu 120 m mächtigen Ton-Mergel Abfolgen der Bärschwil-Formation (frühes Oxfordien) abgetrennt. In der Region Yverdon-les-Bains (NE) bestehen aber aufgrund von hydrochemischen Kriterien Evidenzen für eine Kommunikation zwischen den beiden Aquiferen entlang von tektonischen Störungszonen (Muralt 1991, Muralt et al. 1997). In dem hier in Tiefen von > 1000 m als Kluft-Aquifer vorhandenen Hauptrogenstein-Aquifer wurden zwar in mehreren Bohrungen meist nur geringe Durchlässigkeiten angetroffen. In der Bohrung F5 konnten jedoch aus den kalkigen Lithologien des Bathonien in einer Tiefe von 1117 m rund 100 L/min eines unter artesischen Bedingungen stehenden Thermalwassers (T = 45°C) gepumpt werden (Muralt 1991).

In Hermrigen (BE, südlich Biel) wurde in einer Erdöl- & Gas-Explorationsbohrung im Hauptrogenstein-Aquifer in einer Tiefe von > 1300 m ein ähnliches Thermalwasser (T = ~50°C) bei einer Förderung von ~10 m^3/h wie in der Region Yverdon-les-Bains angetroffen (zitiert in Muralt 1991 und Muralt et al. 1997).

Äquivalente des Hauptrogensteins im östl. Tafeljura und Mittelländischen Molassebecken 'Ost'

Im östlichen Tafeljura und östlich des unteren Aaretals im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' bilden die Lithologien der chronostratigraphischen Äquivalente des Hauptrogensteins generell einen Grundwasserstauer. Die meist gering-mächtigen Wechsellagerungen von Tonsteinen und Mergeln mit Tongehalten von > 30 Gew.% (vgl. Fig. 5-1) und untergeordneten Kalkbänken weisen generell eine geringe bis sehr geringe vertikale hydraulische Durchlässigkeit auf.

Gerade in der Übergangszone zwischen den Karbonatplattform-Ablagerungen im Westen und den tonig-mergeligen Becken-Ablagerungen im Osten findet sich der Hauptrogenstein am Jurasüdfuss entlang der Aare im Kanton Aargau in der Sondierbohrung Gösgen SB2 in einer Tiefe von 320 m und in einer EWS-Bohrung in Oftringen in einer Tiefe von 665 m (Mazurek et al. 2012). An diesen Lokalitäten ist der Hauptrogenstein-Aquifer als sehr schwach durchlässiger Kluft-Aquifer ausgebildet (vgl. Abschnitt 5.3).

Weiter östlich des unteren Aaretals im östlichen Mittelländischen Molassebecken wurden die chronostratigraphischen Äquivalente des Hauptrogensteins in mehreren Sondierbohrungen der Nagra untersucht (vgl. Lokalitäten in Tab. 5-1 und Tab. 5-3). Die hier in der Beckenfazies vorliegenden, vorwiegend tonig-mergeligen Ablagerungen des Mittleren Bathonien bis Mittleren Bajocien der unteren Ifenthal-Formation und der Klingnau-Formation erwiesen sich als sehr schwach durchlässig bis nahezu wasserundurchlässig.

5.1 Porosität

Vom Hauptrogenstein-Aquifer s.s. gibt es Daten über die Porosität von Gesteinsproben aus Sondierbohrungen der Nagra im Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone aus der Übergangszone von der Karbonatplattform- zur Becken-Fazies und aus dem Mittelländischen Molassebecken 'Ost' von den chronostratigraphischen Äquivalenten östlich des unteren Aaretals (untere Ifenthal-Formation, obere Klingnau-Formation). Vom Hauptrogenstein-Aquifer s.s im Faltenjura, Mittelländischen Molassebecken 'West' und dem Alpenraum sind solche Daten nicht vorhanden.

In den oolithischen, sparitischen und biodetritischen Kalke des Hauptrogenstein-Aquifers im östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone erstreckt sich die Dichte-Porosität über einen weiten Bereich mit einem hohen Durchschnittswert von 9.1 ± 3.0 Vol.% (Tab. 5-2). Die mittels Wasserverlust (WL) und Isotopenaustausch (IsoEx) bestimmte verbundene Porosität dieser Lithologien sind praktisch identisch und sind im Durchschnitt nur unwesentlich geringer als die Dichte-Porosität (Tab. 5-2). In den stärker kalkigen Lithologien mit < 20 Gew.% Tonanteil ist die WL- (und IsoEx-) Porosität nicht mit dem Tongehalt korreliert (Fig. 5-1) und widerspiegelt hier die Porosität, wo Wasserfluss stattfindet. Die durchschnittliche WL-Porosität dieser kalkigen Proben (8.1 ± 2.7 Vol.%, n = 35) unterscheidet sich nur geringfügig von derjenigen von allen Proben (Tab. 5-2). Für den Hauptrogenstein-Aquifer im östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone dürfte die advektiv zugängliche Porosität in der Matrix der Kalkgesteine demzufolge bei etwa 8 ± 2 Vol.% liegen.

Im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' weisen die tonig-mergeligen Abfolgen der chronostratigraphischen Äquivalente zum Hauptrogenstein eine noch etwas höhere durchschnittliche Dichte-Porosität von 11.2 ± 2.6 Vol.% auf (Tab. 5-2). Die Porosität WL- und IsoEx-Porosität, beide Proxi für die verbundene Porosität, sind im Mittel ebenfalls in etwa gleich hoch (Tab. 5-2). In diesen tonig-mergeligen Lithologien korreliert aber die WL-Porosität (und auch die IsoEx-Porosität) positiv mit dem Tongehalt der Gesteine (Fig. 5-1). Die angezeigte hohe verbundene Porosität ist in diesen Gesteinen zum grössten Teil in den Tonlagen mit geringen Porenaperturen ausgebildet und trägt nur bedingt zum Wasserfluss bei, ist aber Ionen-spezifisch für den diffusiven Stofftransport zugänglich.

In Tiefen von 300 – 500 m unter der Oberfläche, ist im Hauptrogenstein-Aquifer im östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone keine Abhängigkeit zwischen Porosität und Tiefe ersichtlich (Fig. 5-2). Die höchsten Porositätswerte sind an einzelne Kluftzonen gebunden und weisen auf eine gewisse Karbonat-Lösungsporosität entlang von wasserführenden Zonen hin. Auch in den chronostratigraphischen Äquivalenten des Hauptrogensteins im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' ist bis in eine Tiefe von 880 m unter der Oberfläche keine Korrelation zwischen Porosität und Tiefe vorhanden und die Variabilität der Porosität ist vor allem abhängig von der jeweiligen Lithologie (Fig. 5-2).

Tab. 5-1: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen im Hauptrogenstein-Aquifer und dessen chronostratigraphischen Äquivalenten in der Nordostschweiz.

D-P: Dichte-Porosität berechnet aus Gesteins- und Korndichte, WL-P: Wasserverlust-Porosität bei 105°C, IsoEx-Porosität: Isotopenaustausch-Porosität, Hg-Porosität: Quecksilber-Druck Porosität; SB: Nagra Sondierbohrung; MB: Mittelländisches Molassebecken.

Lokalität	Kan-ton	Bezeichnung Bohrung	Zweck	Typ Porosität	Tektonischer Grossraum	Referenz
Bözberg-1-1	AG	BOZ-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	östl. Tafeljura & VZ	Wersin et al. 2022
Bözberg-2-1	AG	BOZ-2	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	östl. Tafeljura & VZ	Gimmi et al. 2022
Äquivalente des Hauptrogensteins im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' (= Lithologien des unteren Bajocien bis Oberen Bathonien)						
Bachs-1-1	ZH	BAC-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Gaucher et al. 2023
Benken	ZH	BEN	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Langer et al. 2001, Nagra 2001
Bülach-1-1	ZH	BUL-1	SB	D-P, WL-P-, soEx-P	MB 'Ost'	Mazurek et al. 2021
Marthalen-1-1	ZH	MAR-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Mäder et al. 2021
Schlattingen-1	TG	SLA-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Wersin et al. 2013
Stadel-2-1	ZH	STA-2	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Zwahlen et al. 2022
Stadel-3-1	ZH	STA-3	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Aschwanden et al. 2022
Trüllikon-1-1	ZH	TRU-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Aschwanden et al. 2021
Weiach-1	ZH	WEI-1	SB	D-P, Hg-P [1)]	MB 'Ost'	Matter et al. 1988a

[1)] Siehe Text für Hg-Porosität

Tab. 5-2: Porosität von Gesteinen im Hauptrogenstein-Aquifer und dessen chronostratigraphischen Äquivalenten in der Nordostschweiz.

Siehe Tab. 5-1 für Herkunft der Bohrungen und Referenzen.
Dichte-Porosität: berechnet aus Gesteins- und Korndichte, WL-Porosität: Wasserverlust-Porosität bei 105°C, IsoEx-Porosität: Isotopenaustausch-Porosität; n: Anzahl Proben; Min/Max: Minimal- und Maximalwert; Mittel & Std: arithmetisches Mittel und Standardabweichung.

Stufe	Formation	Dichte-Porosität (Vol.%)				WL-Porosität (Vol.%)				IsoEx-Porosität (Vol.%)			
		n	Min	Max	Mit. & Std	n	Min	Max	Mit. & Std	n	Min	Max	Mit. & Std
Tafeljura inkl. Vorfaltenzone; Übergangszone von Karbonatplattform- zu Becken-Fazies													
Unt. Bathonien / Ob. Bajocian	Hauptrogenstein	27	5.5	18.0	9.1±3.0	44	4.9	16.6	8.5±2.8	23	6.1	16.0	8.9±2.2
Mittelländisches Molassebecken Ost, Äquivalente zum Hauptrogenstein (= Lithologien des Unt. Bathonien/ Ob. Bajocien)													
Unt. Bathonien / Ob. Bajocian	U. Ifenthal-Fm & O. Klingnau-Fm	54	2.6	16.0	11.9±2.6	93	4.3	17.5	12.1±2.4	49	5.4	18.9	13.4±2.8

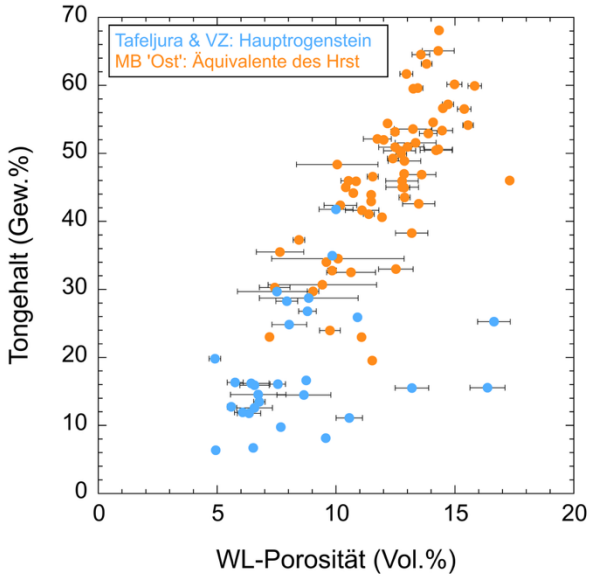


Fig. 5-1: Hauptrogenstein und dessen chronostratigraphischen Äquivalenten in der Nordostschweiz: Wasserverlust-(WL-) Porosität als Funktion des Tongehalts der Gesteine.

Siehe Tab. 5-1 für Herkunft und Referenzen. Chronostratigraphische Äquivalente des Hauptrogenstein (Hrst) in der Nordostschweiz sind die Lithologien des Unteren Bathonien und Oberen Bajocien (Ifenthal-Fm, Klingnau-Fm).

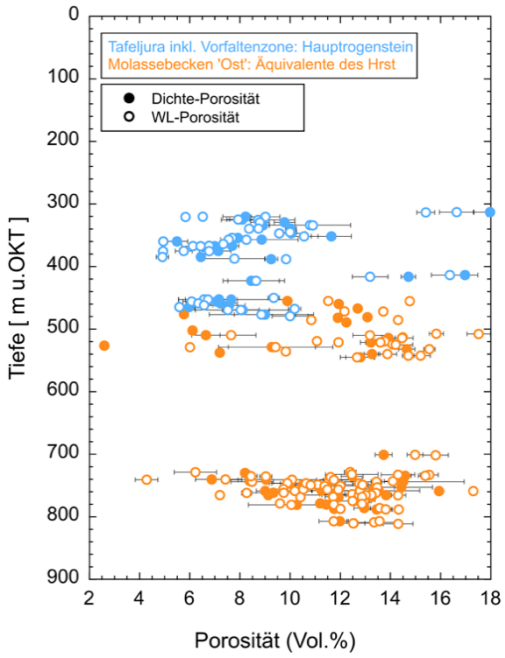


Fig. 5-2: Hauptrogenstein und dessen chronostratigraphischen Äquivalente in der Nordostschweiz: Dichte-Porosität und Wasserverlust-(WL-) Porosität als Funktion der Tiefe.

Siehe Tab. 5-1 für Herkunft und Referenzen. Chronostratigraphische Äquivalente des Hauptrogenstein (Hrst) in der Nordostschweiz sind die Lithologien des Unteren Bathonien und Oberen Bajocien (Ifenthal-Fm, Klingnau-Fm).

5.2 Matrix-Permeabilität

Für die kalkigen Gesteine des Hauptrogenstein-Aquifers liegen keine an Gesteinsproben gemessene Werte für die Matrix-Permeabilität vor.

In der 1983 abgeteuften Bohrung Weiach-1 wurde die Matrix-Permeabilität an drei Mergel- bzw. Kalkproben der chronostratigraphischen Äquivalente des Hauptrogensteins im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' (Klingnau-Formation) bestimmt (Matter et al. 1988a). Parallel zur Schichtung wurde für diese Gesteine eine Matrix-Permeabilität von < 0.05 – 2 mD bestimmt, was etwa einer hydraulischen Durchlässigkeit von $< 5\times10^{-10}$ m/s bis 2×10^{-8} m/s entspricht. Senkrecht zur Schichtung lag die Matrix-Permeabilität für aller Proben bei < 0.05 mD.

5.3 Hydraulische Durchlässigkeit

Im Hauptrogenstein wurde die aus Hydro-Tests ermittelte hydraulische Durchlässigkeit in Bohrungen für die Wasserversorgung, Geothermie und Tunnelbauten, und in Sondierbohrungen der Nagra bestimmt (Tab. 5-3). Die Durchlässigkeitswerte für die chronostratigraphischen Äquivalente des Hauptrogensteins im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' stammen alle aus Sondierbohrungen der Nagra (Tab. 5-3).

Hauptrogenstein-Aquifer im westlichen Tafeljura

Aus dem westlichen Tafeljura sind die Daten bezüglich der hydraulischen Durchlässigkeit des Hauptrogenstein-Aquifers aus Bohrungen in der Region von Courtemaîche bekannt (Boem 2006). Der Hauptzufluss befand sich in ~220 m Tiefe in einer verkarsteten Zone in den Kalksteinen, aus welcher im stationären Zustand 475 L/min unter artesischen Bedingungen gefördert wurden. Die mit Hydro-Tests ermittelten K-Werte variierten zwischen 2.4×10^{-7} m/s und 2.2×10^{-5} m/s (Fig. 5-3).

Hauptrogenstein-Aquifer im östlichen Tafeljura inklusive Vorfaltenzone

Die Nagra Sondierbohrungen Bözberg-2-1 und Riniken in der Vorfaltenzone liegen in der Übergangszone von der Karbonatplattform-Fazies zur Becken-Fazies. In der Bohrung Bözberg-2-1 wurde dafür in einem Intervall mit zerklüfteten, oolitischen Kalken noch ein relativ hoher K-Wert von 1×10^{-8} m/s abgeleitet (Schwarz et al. 2022d). In der Bohrung Riniken ergaben die Ooid-führenden und zugleich stark mergeligen Lithologien im Testintervall einen um Grössenordnungen geringerer K-Wert von 1×10^{-12} m/s (Nagra 1990). Der Hauptrogenstein in Riniken besteht also mehr aus Lithologien ähnlich denjenigen der östlichen Beckenfazies im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und weist eine ähnlich sehr geringe Durchlässigkeit auf (Fig. 5-3 und Fig. 5-4).

Hauptrogenstein-Aquifer im Faltenjura

Im Faltenjura weist der Hauptrogenstein-Aquifer die bisher höchsten bekannten Durchlässigkeiten auf. Die von Hydro-Tests in Bohrungen abgeleiteten K-Werte erstrecken sich über einen Bereich von 1.0×10^{-8} m/s bis 3.3×10^{-6} m/s (Fig. 5-3). Bis in Tiefen von 600 m unter der Oberfläche zeigt sich hier im Hauptrogenstein-Aquifer keine Abhängigkeit zwischen hydraulischer Durchlässigkeit und Tiefe (Fig. 5-4). Vielmehr ist in dem hier als Karst- u/o Kluft-Aquifer ausgebildeten Hauptrogenstein eine Abhängigkeit zwischen hydraulischer Durchlässigkeit und tektonischer Beanspruchung und dem Grad der Verkarstung zu erwarten.

Im Vergleich zu den chronostratigraphischen Äquivalenten des Hauptrogensteins im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' ist die hydraulische Durchlässigkeit des Hauptrogenstein-Aquifers im Faltenjura und westlichen Tafeljura rund drei bis sechs Grössenordnungen höher (Fig. 5-3).

Tab. 5-3: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen im Hauptrogenstein-Aquifer und seinen chronostratigraphischen Äquivalenten in der Nordostschweiz.

GT: Geothermie; SB: Nagra Sondierbohrung; WV: Wasserversorgung (Trink- u/o Brauchwasser); TB: Tunnelbohrung; MB: Mittelländisches Molassebecken, östlicher Tafeljura inkl. Vorfaltenzone (VZ).

Lokalität	Kanton	Bohrung	Jahr	Zweck	Tektonischer Grossraum	Referenz
Courtemaîche	JU	GB No.3	2000	WV	westl. Tafeljura	Boem et al. 2006
Diepflingen *	BL	RB 24	1988	TB	Faltenjura	Nusch et al. 2013
Bözberg-2	AG	BOZ-2	2020	SB	östl. Tafeljura & VZ	Schwarz et al. 2022d
Gösgen	SO	GOS-SB2	2008	SB	MB 'Ost'	Nusch et al. 2013
Häfelingen *	BL	RB 28	1988	TB	Faltenjura	Nusch et al. 2013
Muriaux	JU	FM1	1999	WV	Faltenjura	Hessenauer et al. 2001
Muriaux	JU	FM2	1999	WV	Faltenjura	Hessenauer et al. 2001
Oftringen	AG	OFT	2007	GT	MB 'Ost'	Nusch et al. 2013
Riniken	AG	RIN	1983	SB	östl. Tafeljura & VZ	Nagra 1990
Rümlingen *	BL	RB 27	1988	TB	Faltenjura	Nusch et al. 2013
Wisen *	SO	RB 29	1988	TB	Faltenjura	Nusch et al. 2013
Äquivalente zum Hauptrogenstein im östlichen Mittelländischen Molassebecken und östlichen Jura (= Lithologien des Bathonien)						
Bachs-1-1	ZH	BAC-1	2021	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2023
Bülach-1-1	ZH	BUL-1	2019	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2021a
Marthalen-1-1	ZH	MAR-1	2020	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2021b
Stadel-2-1-	ZH	STA-2	2021	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2022a
Stadel-3-1	ZH	STA-3	2021	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2022b
Trüllikon-1-1	ZH	TRU-1	2019	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2021c

* Sondierbohrungen im Zusammenhang mit dem Projekt Wisenberg-Bahntunnel (SBB 1990 - Bahn 2000, Ing. Gemeinschaft Wisenbergtunnel zitiert in Nusch et al. 2013)

Äquivalente des Hauptrogensteins im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'

Die chronostratigraphischen Äquivalente des Hauptrogensteins im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' (untere Ifenthal-Formation und Klingnau-Formation) haben aufgrund ihrer tonig-mergeligen Ausbildung generell eine sehr geringe hydraulische Durchlässigkeit von $< 2\times10^{-12}$ m/s (Fig. 5-3). Für die in den Nagra Sondierbohrungen in Tiefen von 500 – 850 m angetroffenen vorwiegend mergeligen und tonigen Lithologien ist keine Abhängigkeit zwischen hydraulischer Durchlässigkeit und Tiefe ersichtlich (Fig. 5-4). In keiner dieser Bohrungen wurde ein Wasserzufluss beobachtet.

Die entlang der Aare liegenden Bohrungen in Oftringen und Gösgen befinden sich in der Übergangszone des Hauptrogensteins von der Karbonatplattform- zur Becken-Fazies. In beiden Bohrungen beinhalten die getesteten Intervalle neben Wechsellagerungen von Mergeln mit oolitischen und biodetritischen Kalksteinen des Hauptrogensteins auch jeweils > 10 m von den überliegenden Lithologien des Birmenstorf-Members der Wildegg-Formation (Malm, unteres Oxfordien) und Eisenoolith und spätige Kalksteinen der Ifenthal-Formation (Dogger, Callovien; vgl. Mazurek et al. 2012). In der EWS-Bohrung Oftringen wurde kein Wasserzufluss festgestellt. Für das in 650 m Tiefe gelegene, 50 m lange Testintervall wurde ein geringer K-Wert von 7×10^{-12} m/s hergeleitet (Nusch et al. 2013). Dieser Wert ist ähnlich denjenigen, wie sie für die weiter

östlich gelegenen Gesteine der chronostratigraphischen Äquivalente des Hauptrogensteins bestimmt wurden (Fig. 5-4). Demgegenüber konnte in 317 m Tiefe aus dem 30.1 m langen Testintervall der Bohrung Gösgen SB2 hoch-mineralisiertes Grundwasser unter artesischen Bedingungen beprobt werden (vgl. Waber & Traber 2022). Ohne eine eindeutige Identifikation wurde der Grundwasserzufluss den spätigen und oolithischen Kalksteinen der unteren Ifenthal-Formation und dem Hauptrogenstein zugeschrieben. Der ermittelte, durchschnittliche K-Wert von 5.3×10^{-10} m/s (Nusch et al. 2013) dürfte deshalb eher der gesamten Abfolge dieser Kalksteine zu zuordnen sein als nur diejenigen des Hauptrogenstein-Aquifers (Fig. 5-4).

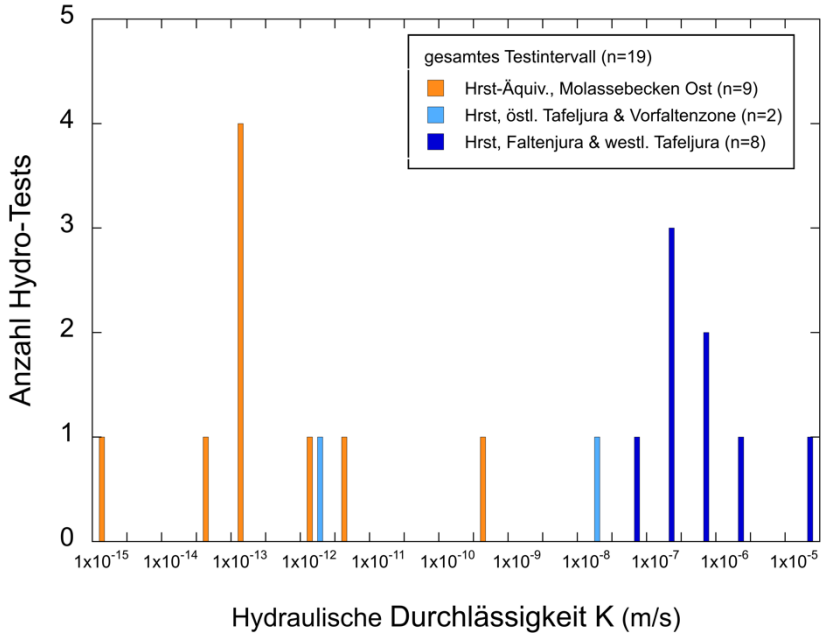


Fig. 5-3: Hauptrogenstein und dessen chronostratigraphische Äquivalente in der Nordostschweiz: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte aufgeteilt nach tektonischen Grossräumen und gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s.

Siehe Tab. 5-3 für Herkunft und Referenzen. Chronostratigraphische Äquivalente des Hauptrogenstein (Hrst) in der Nordostschweiz sind die Lithologien des Unteren Bathonien und Oberen Bajocien (Ifenthal-Fm und Klingnau-Fm).

5.4 Beobachtungen in Tunnelbauten

Im Faltenjura wurden im Rahmen von Projektarbeiten für einen möglichen Wisenberg Bahntunnel (SO, BL) der Hauptrogenstein-Aquifer in vier Sondierbohrungen hydraulisch getestet (vgl. Nusch et al. 2013 und, Fig. 5-3 und Fig. 5-4). Der Hauptrogenstein-Aquifer wird in diesen Bohrungen als Kluft-Aquifer bezeichnet, welcher oberflächlich verkarstet ist.

Weiter östlich im Bözberg Bahntunnel und den Bözberg N3-Nationalstrassentunnels (AG) wurde der Hauptrogenstein nicht angetroffen (Hauber 1994, Hartmann et al. 2013).

Im Alpenraum wurden kalkige Sedimente in den Helvetischen Decken im unvollendeten Rawiltunnel (BE) und dem Lötschberg NEAT-Basistunnel (BE, VS) angetroffen.

Im unvollendeten Rawiltunnel wurden in der Wildhorn-Decke in den geklüfteten Spatkalken des Bajocien ('*calcaire echinodermique*') über eine Distanz von ~950 m und ~650 – 800 m unter der Oberfläche an mehreren Stellen Wasserzutritte mit < 10 L/min (Bianchetti 1993) beobachtet. Das gering-mineralisierte Wasser war im Jahr 1981 ^{3}H-haltig, was auf eine gute Verbindung zur Oberfläche hinweist. Die Kalke werden als geklüftet und an der Oberfläche verkarstet beschrieben.

Im Lötschberg NEAT-Basistunnel wurden über ~60 m geringmächtige Kalkabfolgen des Doggers auf der Südseite innerhalb des Gampel-Baltschieder Autochthons südlich vom Zentralen-Aare-Granit durchfahren (Ziegler & Isler 2013). Die gegen Süden einfallenden, schräggestellten Kalke erreichen oberhalb des Tunnelniveaus eine Mächtigkeit von ~850 m im Norden und eine solche von ~450 m im Süden. Die Kalkgesteine sind '*leicht an deren Wasserführung erkenntlich*' und es wurden mehrere Feuchtstellen und zwei Wasserzutritte mit bis > 300 L/min beobachtet. Die Kalke sind als geklüftet beschrieben.

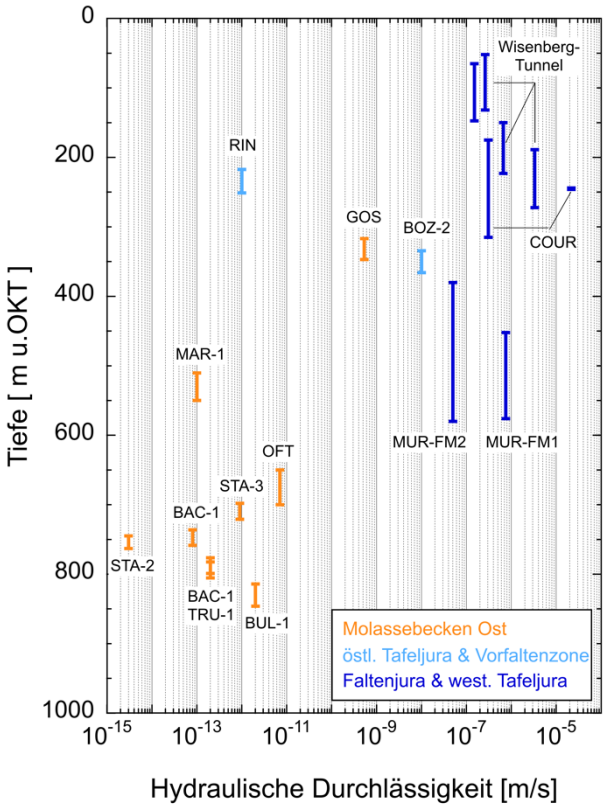


Fig. 5-4: Hauptrogenstein und dessen chronostratigraphische Äquivalente in der Nordostschweiz: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests als Funktion der Tiefe und aufgeteilt nach tektonischen Grossräumen.

Siehe Tab. 5-3 für Herkunft und Referenzen. COUR = Courtemaîche (westl. Tafeljura), MUR = Muriaux (Faltenjura). Die K-Werte sind bezüglich der mittleren Tiefe des Testintervalls dargestellt und die Strichlänge entspricht der Länge des Testintervalls.

6 Keuper-Aquifer

Unter dem hydrogeologischen Begriff '*Keuper-Aquifer*' werden generell vier lithologisch unterschiedlich zusammengesetzte, wasserführende Einheiten der Klettgau-Formation (vormals '*Oberer Keuper*', Rhaetien bis mittleres Carnien) zusammengefasst. Eine Charakterisierung des tiefliegenden Keuper-Aquifers und Daten über dessen hydrogeologischen Eigenschaften liegen fast ausschliesslich aus den Sondierbohrungen der Nagra in der Nordostschweiz vor. Dort ist der aus kontinentalen Sedimenten aufgebaute Keuper-Aquifer flächenhaft verbreitet und streicht am Südostrand des Schwarzwald-Kristallins an der Oberfläche aus. Weitere Aufschlüsse von Keuper-Sedimenten finden sich im östlichen Faltenjura bis ungefähr in die Region Solothurn – Delsberg. In Richtung Süden tauchen die Keuper-Sedimente rasch ab und liegen in den zentraleren Bereichen des westlichen und östlichen Mittelländischen Molassebeckens in Tiefen von mehr als 1000 – 4000 m (Büchi et al. 1965a, b, vgl. auch Profile in Sommaruga et al. 2021).

Die vier Stockwerke des Keuper-Aquifers sind von oben nach unten (Terminologie von vor 2016 in *kursiver* Schrift, vgl. Jordan et al 2016 und Fig. 4-95 in Nagra 2024):

- Das Belchen-Member ('*Rhät*') mit estuarinen und marinen Ablagerungen von Karbonat-armen, kieseligen Sandsteinen, welche gegen oben in Silt- und Mergelablagerungen übergehen. Das Belchen-Member findet sich in der Nordwestschweiz, der Region rund um den Bodensee und im zentralen Molassebecken. Anderswo wurde es schon in der Trias wieder erodiert.
- Das Seebi-Member ('*Stubensandstein*') mit grobkörnigen, teilweise konglomeratischen und kreuzgeschichteten, fluviatilen Sandsteinen an der Basis, welche gegen oben in Playa-Sedimente mit sandig-dolomitischen Tonsteinen und einst auch Gips-führende dolomitische Mergel übergehen.
- Das Gansingen-Member ('*Gansinger Dolomit*') bestehend aus einem fossilführenden, teilweise porösen, laminierten Dolomit, welcher unter regional wechselnden brackisch-marinen Bedingungen gebildet wurde. In der Nordostschweiz besteht ein Übergang zu evaporitischen Ablagerungen (Gips/Anhydrit), welche nur teilweise zu Dolomit und Kalkstein umgewandelt wurden.
- Das Ergolz-Member ('*Schilfsandstein*') mit fluviatilen, tonig-mergelig-sandigen Ablagerungen an der Basis, welche in fluviatile Rinnenablagerungen mit rötlichen Sandsteinen übergehen und welche teilweise in zwei Zyklen vorhanden sind.

Die Mächtigkeit der einzelnen Members kann je nach Lokalität von weniger als einem Meter bis zu wenigen Dekametern variieren. Aufgrund der gegen oben u/o unten zunehmend mergelig-tonigen Lithologien innerhalb eines Members sind diese meist nur begrenzt bzw. vor allem entlang von Brüchen und Klüften miteinander verbunden. Das gilt besonders für das Seebi-Member, welches gegen oben und unten durch die nur sehr schwach durchlässigen, tonig-mergeligen und teilweise dolomitisch-anhydritischen Lithologien des Gruhalde-Members ('*Obere und Untere Bunte Mergel*', ' *Knollemmergel'*) begrenzt ist.

Im Mittelländischen Molassebecken 'Ost', dem östlichen Faltenjura und Tafeljura beträgt die Mächtigkeit der gesamten Klettgau-Formation meist zwischen ~30 – 75 m (Jordan et al. 2016). Gegen oben wird der Keuper-Aquifer durch die sehr schwach durchlässigen tonigen Lithologien der Staffelegg-Formation ('*Lias*') begrenzt. Die untere Grenze bilden die nahezu wasserundurchlässigen Sequenzen von den massiven, mit Dolomit-Ton-Mergel-Lagen wechsellagernden, Gips- und Anhydrit-Abfolgen der Bänkerjoch-Formation (vormals '*Gipskeuper*'). Die Mächtigkeit der Bänkerjoch-Formation variiert in der Nordostschweiz zwischen ~30 – 100 m, wobei diese von Nordwesten nach Südosten abnimmt und damit derjenigen der Klettgau-Formation entgegengesetzt ist (vgl. Isopachenkarten in Jordan et al. 2016).

Die unter warmen Klimabedingungen abgelagerten Playa-Sedimente und besonders die fluvialen und flach-marinen Zwischenlagen sind wegen ihrer lithologisch rasch wechselnden Ausbildung lateral begrenzt. Als Folge davon ist die Wasserführung im Keuper-Aquifer von mehr lokaler Ausdehnung und weist Grundwässer von häufig deutlich unterschiedlicher Zusammensetzung auf (Waber & Traber 2022, Nagra 2024). Der mehr lokale Charakter des Keuper-Aquifers wird auch durch die hydraulische Durchlässigkeit veranschaulicht, welche über Distanzen von ~1 – 3 km Unterschiede von mehreren Grössenordnungen aufweisen kann (vgl. Abschnitt 6.3).

Die Lithologien des Seebi- und Ergolz-Members und – wo vorhanden – auch des Belchen-Members funktionieren einerseits als Kluft-Aquifer. Andererseits haben die sandigen Lithologien des Seebi- und Ergolz-Members je nach Grad der Zementierung auch eine beachtliche Matrixporosität (vgl. Abschnitt 6.1) und funktionieren auch als Poren-Aquifer. Das Gleiche dürfte auch für das Belchen-Member gelten.

Die dolomitischen Lithologien des Gansingen-Members funktionieren auch vorwiegend als Kluft-Aquifer, haben aber ebenso eine beachtliche Matrixporosität, welche hier durch die Lösung von Karbonat- und Sulfatmineralen entstand. Nahe der Oberfläche können die dolomitischen Lithologien des Gansingen-Members auch eine gewisse Verkarstung aufweisen. Ähnliches gilt es für die in der Tiefe nahezu wasserundurchlässigen evaporitischen Lithologien der Bänkerjoch-Formation anzufügen, von welchen oberflächennahe Kluft-Karst-Systeme im Falten- und Tafeljura bekannt sind (z.B. Lokalitäten Eptingen, Zeihen, Bözberg, Magden).

6.1 Porosität

An den Lithologien des Keuper-Aquifers wurde in den Sondierbohrungen der Nagra in der Nordostschweiz die Dichte-Porosität und mit unterschiedlichen Methoden die verbundene Porosität bestimmt (Tab. 5-1). Diese Untersuchungen decken die in Fig. 1-1 eingezeichneten tektonischen Grossräume des Mittelländischen Molassebeckens 'Ost' und des östlichen Faltenjuras inklusive der Vorfaltenzone ab. Aus der Westschweiz sind einzelne Daten aus einer Bohrung im Felslabor Mont Terri vorhanden. Aus dem alpinen Raum sind keine an Gesteinsproben des Keuper-Aquifers bestimmte Porositätsdaten bekannt.

In der Nordschweiz erstreckt sich die Dichte-Porosität in den Gesteinen der Klettgau-Formation über einen weiten Bereich von 0.6 – 24.4 Vol.% verbunden mit hohen Durchschnittswerten von rund 11 Vol.% in der Mittelländischen Molasse 'Ost' bzw. 14 Vol.% im Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone (Tab. 6-2). In den kürzlich abgeteuften Nagra Sondierbohrungen und der Sondierbohrung Benken wurden an den Gesteinen des Keuper-Aquifers auch die Wasserverlust-(WL-) Porosität und die Isotopenaustausch-(IsoEx-) Porosität als Proxi für die verbundene Porosität bestimmt. Die Spannbreite und Mittelwerte dieser zwei Porositätstypen ist in beiden tektonischen Grossräumen etwa gleich und sind nur unwesentlich kleiner sind als die Dichte-Porosität (Tab. 6-2). An Proben, wo die verschiedenen Porositätstypen an den gleichen Proben bestimmt wurden, ist die Dichte-Porosität gut mit der WL-Porosität und etwas weniger gut mit der IsoEx-Porosität positiv korreliert (Fig. 6-1). Grössere Abweichungen von den generellen Trends kommen sowohl im Mittelländischen Molasse 'Ost' als auch im Tafeljura mit der Vorfaltenzone vor und stehen in Zusammen-hang mit der mineralogischen Zusammensetzung der Lithologien in den einzelnen Einheiten, besonders mit den lokalen Vorkommen von Anhydrit im Gruhalde- und Ergolz-Member (Fig. 6-1; vgl. Diskussion in Aschwanden et al. 2024).

In den wasserführenden lithologischen Einheiten scheint die Dichte-Porosität und die verbundene WL- und IsoEx-Porosität vom Seebi-Member zum Gansingen-Member und Ergolz-Member zuzunehmen (Tab. 6-2).

Tab. 6-1: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen im Keuper-Aquifer

D-P: Dichte-Porosität berechnet aus Gesteins- und Korndichte, WL-P: Wasserverlust-Porosität bei 105°C, IsoEx-Porosität: Isotopenaustausch-Porosität, Hg-P: Quecksilber-Druck Porosität. GT: Geothermie Bohrung; SB Nagra /NOK/Mont Terri Sondierbohrung; MB: Mitteländisches Molassebecken, östlicher Tafeljura inkl. Vorfaltenzone (VZ).

Lokalität	Kanton	Bezeichn. Bohrung	Zweck	Typ Porosität	Tektonischer Grossraum	Referenz
Bachs-1-1	ZH	BAC-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Gaucher et al. 2023
Benken	ZH	BEN	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P, Hg-P [1)]	MB 'Ost'	Langer et al. 2001, Nagra 2001
Beznau	AG	BEZ	SB NOK	D-P	östl. Tafeljura & VZ	Nagra 1984
Böttstein	AG	BOE	SB	D-P	östl. Tafeljura & VZ	Peters et al. 1986
Bözberg-1-1	AG	BOZ-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	östl. Tafeljura & VZ	Wersin et al. 2022
Bözberg-2-1	AG	BOZ-2	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	östl. Tafeljura & VZ	Gimmi et al. 2022
Bülach-1-1	ZH	BUL-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Mazurek et al. 2021
Lausen [2)]	BL	LAU	GT	D-P, WL-P, IsoEx-P	Tafeljura	Mazurek et al. 2017
Marthalen-1-1	ZH	MAR-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Mäder et al. 2021
Mont Terri	JU	BWS-E9	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	Faltenjura	Pearson et al. 2003
Rheinau-1	ZH	REH-1	SB	IsoEx-P	MB 'Ost'	Iannotta et al. 2023
Riniken	AG	RIN	SB	D-P	östl. Tafeljura & VZ	Matter et al. 1987
Schafisheim	AG	SHA	SB	D-P, Hg-P [1)]	MB 'Ost'	Matter et al. 1988b
Stadel-2-1	ZH	STA-2	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Zwahlen et al. 2022
Stadel-3-1	ZH	STA-3	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Aschwanden et al. 2022
Trüllikon-1-1	ZH	TRU-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Aschwanden et al. 2021
Weiach-1	ZH	WEI-1	SB	D-P, Hg-P [1)]	MB 'Ost'	Matter et al. 1988a

[1)] Siehe Text für Hg-Porosität; [2)] nur Gruhalde-Mb

Das mit seinen tonig-mergeligen Lagen geringdurchlässige Gruhalde-Member weist eine ähnlich hohe Dichte- und verbundene Porosität auf, wie die wasserführenden Lithologien. Während in allen Einheiten keine Beziehung zwischen der der Dichte-Porosität und dem Tongehalt der Gesteine besteht, ist eine solche unabhängig von den tektonischen Grossräumen besonders im tonig-mergeligen Gruhalde-Member und etwas weniger ausgeprägt auch in den mehr sandigen Lithologien des Ergolz-Members ausgebildet (Fig. 6-2). In diesen Gesteinen scheint ein wesentlicher Teil der WL- und IsoEx-Porosität aus Tonmineral-Porosität mit geringen Porenaperturen zu bestehen, welcher für den advektiven Wasserfluss nur bedingt zugänglich ist. Wenngleich an anderen Proben durchgeführt, wird das auch durch die wenigen Werte von Quecksilber (Hg-) Porositätsmessungen an Gesteinen der älteren Sondierbohrungen der Nagra (Benken, Schafisheim, Weiach-1) unterstützt. In diesen Bohrungen wurden für die Hg-Porosität eine generell geringere Spannbreite für die Gesteine des Gruhalde-Members (3.6 – 5.8 Vol.%), Gansingen-Members (7.4 – 7.8 Vol.%) und Ergolz-Members (5.2 – 11.2 Vol.%) bestimmt, als dies für die WL- und IsoEx-Porosität von Gesteinen in den jüngeren Bohrungen der Fall ist.

Bis in eine Tiefe von ~1200 m unter der Oberfläche ist weder in den tektonischen Grossräumen noch in den verschiedenen lithologischen Einheiten eine strikte Abhängigkeit zwischen Tiefe und Dichte-Porosität bzw. WL-Porosität ersichtlich, welche auf Lösungsporosität oder zunehmende Kompaktion hinweisen würde (Fig. 6-3). Einzig die wenigen Proben bis ~300 m unter der Oberfläche scheinen im Mittel am oberen Ende der Werte für Dichte- und WL-Porosität, lassen aber keine belastbare Aussage in dieser Richtung zu.

Tab. 6-2: Porosität von Gesteinen im Keuper-Aquifer.

Siehe Tab. 6-1 für Herkunft der Bohrungen und Referenzen.
Dichte-Porosität: berechnet aus Gesteins- und Korndichte, WL-Porosität: Wasserverlust-Porosität bei 105°C, IsoEx-Porosität: Isotopenaustausch-Porosität; n: Anzahl Proben; Min/Max: Minimal- und Maximalwert; Mit. & Std: arithmetisches Mittel und Standard-abweichung.

Stufe	**Formation / Member**	**Dichte-Porosität (Vol.%)**				**WL-Porosität (Vol.%)**				**IsoEx-Porosität (Vol.%)**			
		n	Min	Max	Mit. & Std	n	Min	Max	Mit. & Std	n	Min	Max	Mit. & Std
			Vol.%				Vol.%				Vol.%		
Mittelländ. Molassebecken 'Ost'													
Norien - Carnien	Klettgau Fm (alle)	65	0.6	21.3	11.1±3.8	73	0.1	19.1	11.8±3.4	52	0.8	20.2	13.2±3.8
Tafeljura inkl. Vorfaltenzone													
Norien - Carnien	Klettgau Fm (alle)	23	8.0	24.4	13.9±3.6	29	8.6	19.0	12.6±2.6	16	8.2	20.3	12.9±3.3
Faltenjura													
Norien - Carnien	Klettgau Fm (alle)	0	–	–	–	3	15.5	18.7	17.5±1.8	0	–	–	1–
Keuper-Aquifer (Klettgau Fm) in der Nordschweiz nach Lithostratigraphie													
Rhät	Belchen Mb ('*Rhät*')	0	–	–	–	3	15.5	18.7	17.5 ±1.8	0	–	–	–
Norien - Rhät	Gruhalde Mb ('*Bunte Mergel*')	37	4.3	18.7	11.5±3.1	52	5.2	19.1	12.5±2.7	35	8.2	20.3	13.8±3.0
Norien	Seebi Mb ('*Stubensandstein'*)	11	0.6	14.8	9.6±3.6	11	0.8	13.2	9.2±3.3	9	0.8	15.9	9.8±5.4
Carnien	Gansingen Mb ('*Gansinger Dolo.*')	6	5.3	21.3	11.5±5.5	6	0.1	18.2	9.2±5.7	4	9.1	20.1	12.1±5.3
Carnien	Ergolz Mb ('*Schilfsandstein*')	33	3.3	24.4	13.3±4.1	32	10.2	17.2	13.1±1.7	20	6.7	18.0	13.6±2.7

6.2 Matrix-Permeabilität

An Gesteinsproben bestimmte Werte der Matrix-Permeabilität liegen nur aus den Nagra Sondierbohrungen Schafisheim und Weiach-1 vor (Matter et al. 1988a, b). Für die Lithologien des Gruhalde-Members (2 Proben), Gansingen-Members (2 Proben) liegen die sowohl parallel als auch senkrecht zur Schichtung gemessenen k-Werte unterhalb der Nachweisgrenze von 0.05 mD, was ungefähr einer hydraulischen Durchlässigkeit für diese Gesteinsproben von $< 5\times10^{-10}$ m/s entspricht.

In den sandigen Lithologien des Ergolz-Members (3 Proben) von Schafisheim und Weiach wurde parallel zu Schichtung eine Matrix-Permeabilität von 0.4 – 2 mD bestimmt, was etwa einer hydraulischen Durchlässigkeit von 4×10^{-9} bis 2×10^{-8} m/s entspricht. Senkrecht zur Schichtung lag die Matrix-Permeabilität auch für diese Gesteine unterhalb der Nachweisgrenze.

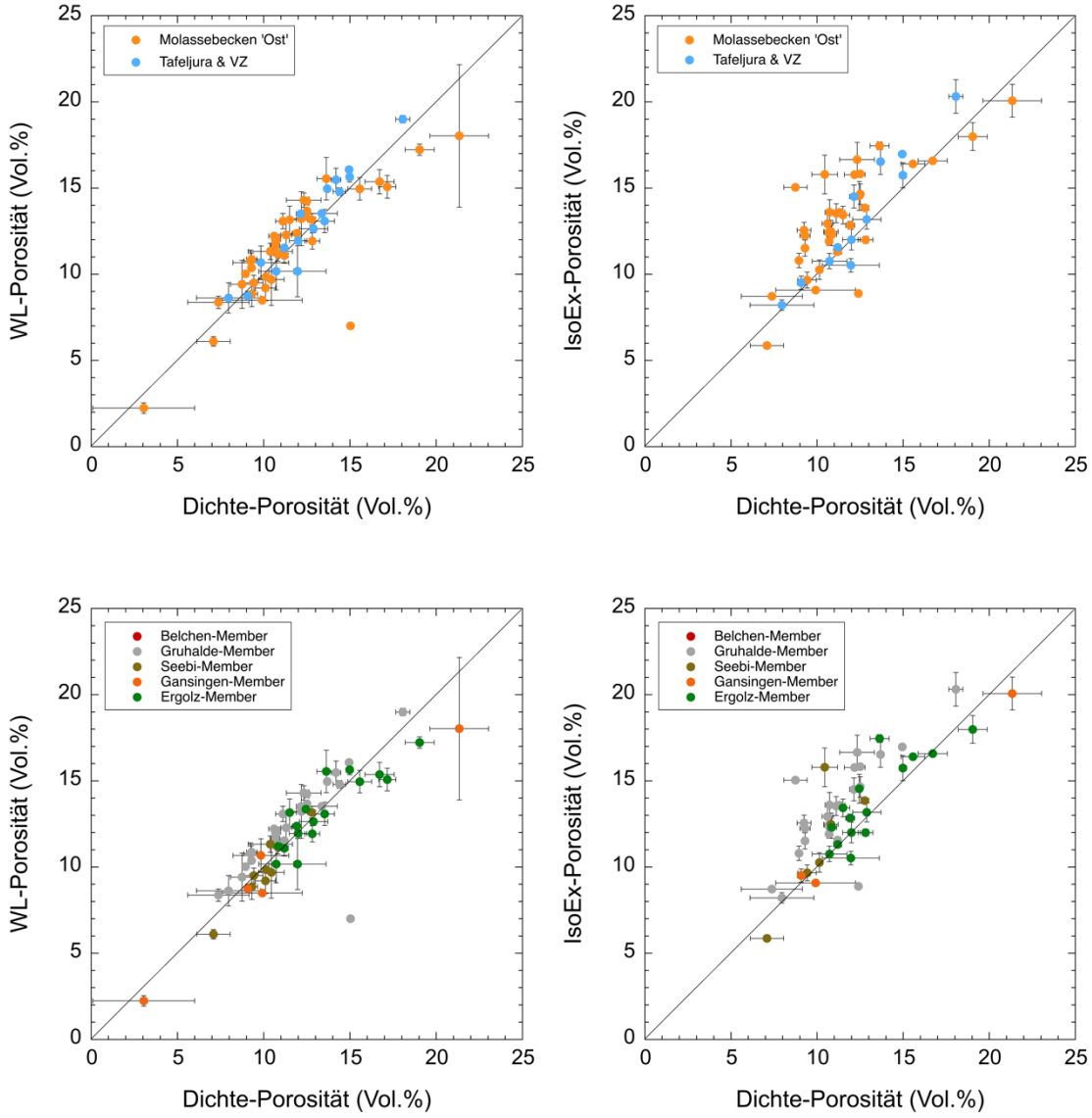


Fig. 6-1: Keuper: Dichte-Porosität als Funktion der mittels Wasserverlust (WL) und Isotopenaustausch (IsoEx-) ermittelten verbundenen Porosität aufgeteilt nach tektonischen Grossräumen (oben) und nach der Lithostratigraphie der Klettgau-Formation (unten).

Siehe Tab. 6-1 für Herkunft und Referenzen.
Lokale Grundwasserleiter: Belchen-Mb = '*Rhät*', Seebi-Mb ='*Stubensandstein*', Gansingen-Mb = '*Gansinger Dolomit*', Ergolz-Mb ='*Schilfsandstein*', Grundwasserstauer: Gruhalde-Mb = '*Bunte Mergel*' & '*Knollenmergel*'.

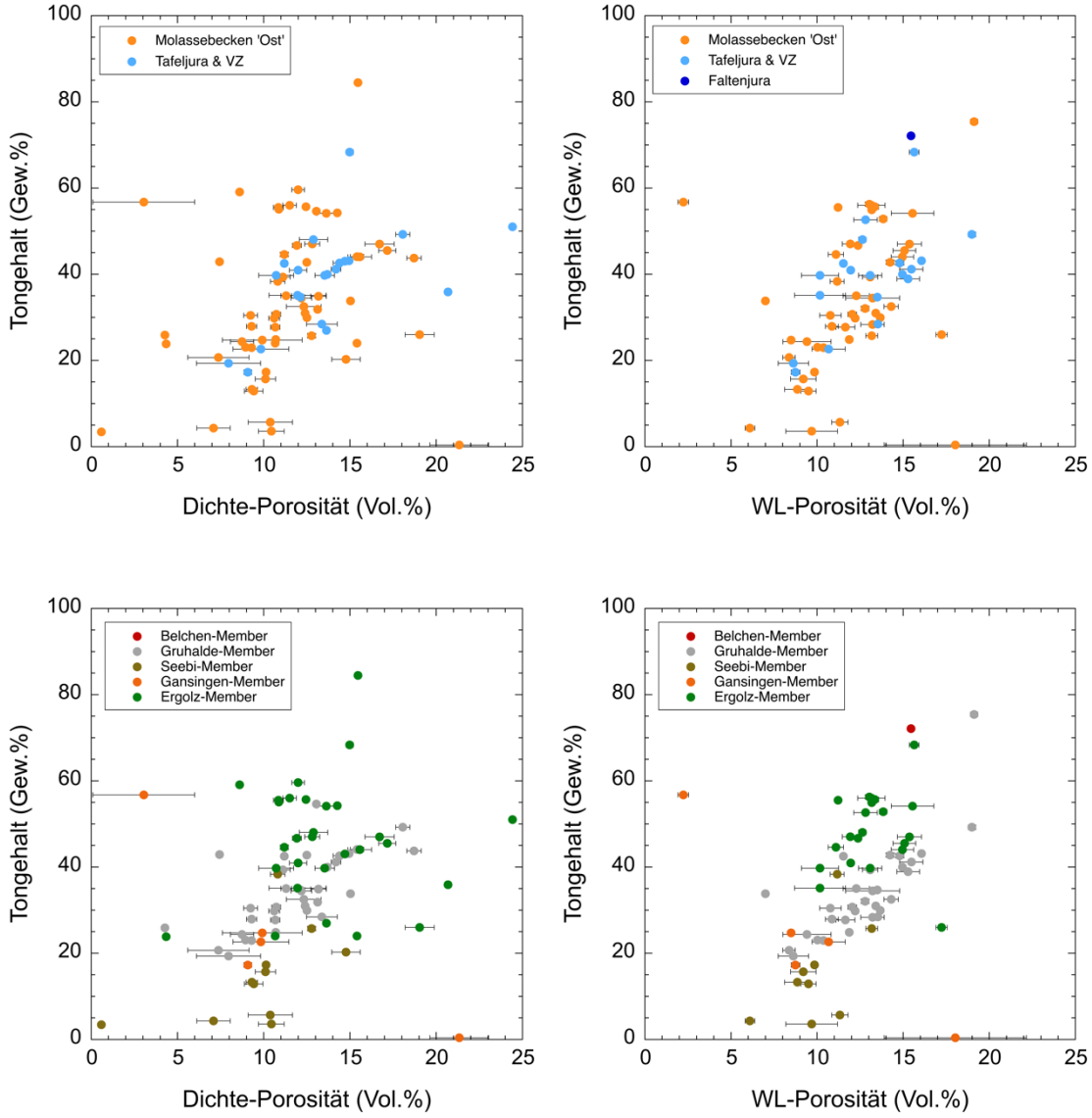


Fig. 6-2: Keuper: Dichte-Porosität und der mittels Wasserverlust (WL) und Isotopenaustausch (IsoEx-) ermittelten verbundenen Porosität als Funktion des Tongehalts der Gesteine und aufgeteilt nach tektonischen Grossräumen (oben) und nach der Lithostratigraphie der Klettgau-Formation (unten).

Siehe Tab. 6-1 für Herkunft und Referenzen.
Lokale Grundwasserleiter: Belchen-Mb = '*Rhät*', Seebi-Mb ='*Stubensandstein*', Gansingen-Mb = '*Gansinger Dolomit*', Ergolz-Mb ='*Schilfsandstein*', Grundwasserstauer: Gruhalde-Mb = '*Bunte Mergel*' & '*Knollenmergel*'.

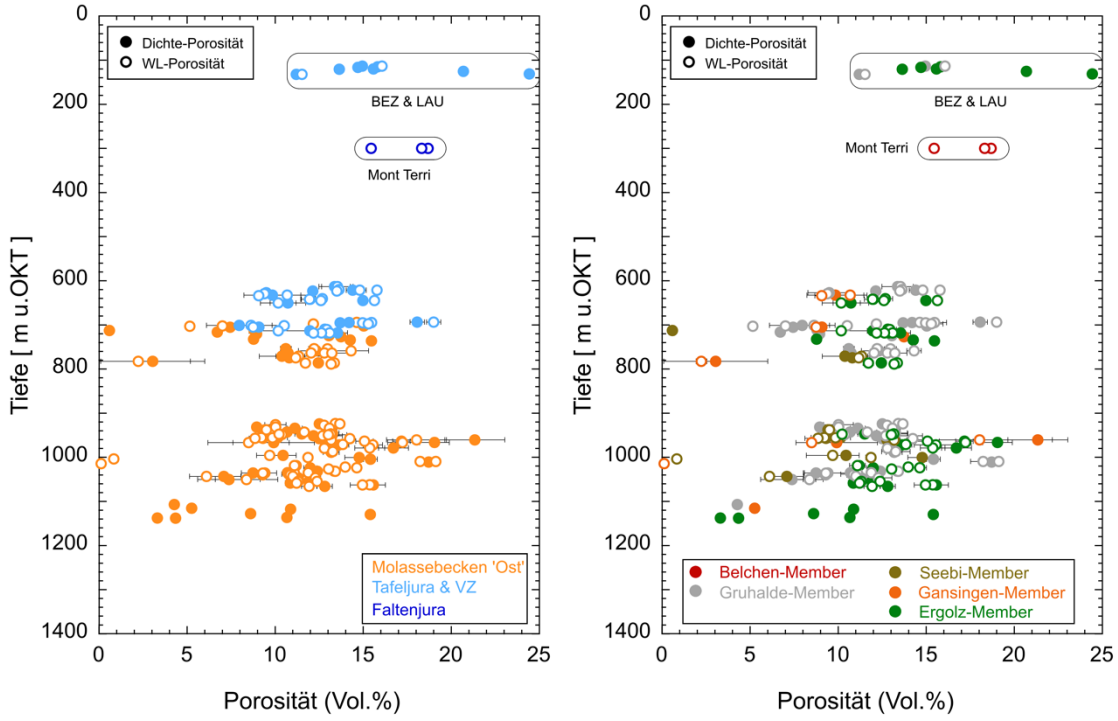


Fig. 6-3: Keuper: Dichte-Porosität und Wasserverlust-(WL-) Porosität als Funktion der Tiefe und aufgeteilt nach tektonischen Grossräumen (links) und nach der Lithostratigraphie der Klettgau-Formation (rechts).

Siehe Tab. 6-1 für Herkunft und Referenzen.
Lokale Grundwasserleiter: Belchen-Mb = '*Rhät*', Seebi-Mb ='*Stubensandstein*', Gansingen-Mb = '*Gansinger Dolomit*', Ergolz-Mb ='*Schilfsandstein*', Grundwasserstauer: Gruhalde-Mb = '*Bunte Mergel*' & '*Knollenmergel*'.

6.3 Hydraulische Durchlässigkeit

Hydro-Tests im Keuper-Aquifer wurden bisher einzig in der Nordostschweiz in Sondierbohrungen der Nagra und in Erdöl- & Gas-Explorationsbohrungen durchgeführt (Tab. 6-3). Entsprechend der vorhandenen Daten erstreckt sich die hydraulische Durchlässigkeit der wasserführenden Einheiten des Keuper-Aquifers im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone über einen grossen Bereich von sechs Grössenordnungen von x $\times 10^{-12}$ zu x $\times 10^{-6}$ m/s (Fig. 6-4). Die meist zwischen 15 m und 45 m Testintervalle beinhalteten häufig Abschnitte von verschiedenen wasserführenden lithostratigraphischen Einheiten, Teile des (sehr) schwach durchlässigen Gruhalde-Members und erstreckten sich teilweise auch in die unterliegenden, nahezu wasserundurchlässigen Evaporitgesteine der Bänkerjoch-Formation. Die ermittelten K-Werte reflektieren somit die auf kurze Distanz variierenden mineralogischen und texturellen Unterschiede in diesen unter fluvio-lakustrinen und flach-marinen Bedingungen abgelagerten Gesteinen des Keuper-Aquifers und somit den lokalen Charakter dieses Aquifers.

Zumindest bis in eine Tiefe von ~1500 m im Keuper-Aquifer weist die hydraulische Durchlässigkeit keine Abhängigkeit von der Tiefe auf (Fig. 6-5). Die unterschiedlichen K-Werte sind vor allem eine Funktion der lithologischen Unterschiede in dem in den verschiedenen Bohrungen angetroffenen Keuper-Aquifer. Auch die hydraulische Durchlässigkeit zwischen ~1500 m und

~2400 m ist generell < x $\times 10^{-8}$ m/s und liegt im Bereich aller im Keuper-Aquifer durchgeführten Hydro-Tests (Fig. 6-5).

Keuper-Aquifer im östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone

Aus dem östlichen Tafeljura liegen aus der Vorfaltenzone vier Hydro-Tests aus Nagra Sondierbohrungen vor. In Riniken (RIN) deckte in einer Tiefe von 502.7 – 528.8 m das etwas kürzere Testintervall (504 – 506 m) den drusigen, porösen Dolomit des Gansingen-Members und das längere Intervall (501 – 530 m) das gesamte Gansingen-Member und Ergolz-Member (Silt- und Sandsteine) inklusive rund 1.2 m einer Anhydrit-führenden Tonlage der unterliegenden Bänkerjoch-Formation ab. Aus dem längeren Intervall wurde ein stark Sulfat-haltiges, salines Grundwasser beprobt (vgl. Waber & Traber 2022). Die für die beiden Intervalle ermittelten K-Werte sind vergleichbar und liegen etwa in der Mitte aller K-Werte des Keuper-Aquifers in der Nordostschweiz (Fig. 6-4).

Die am Bözberg in den Nagra Sondierbohrungen BOZ-1-1 und BOZ-2-1 getesteten Intervalle ergaben praktisch die Extremwerte der hydraulischen Durchlässigkeit des Keuper-Aquifers (Fig. 6-4 und Fig. 6-5). In den knapp 4 km entfernten Bohrungen beinhaltete das Testintervall die Lithologien des Gansingen-Members und des Ergolz-Members. Während sich diese Lithologien in der Bohrung BOZ-1-1 als nahezu wasserundurchlässig erwiesen, waren sie in der Bohrung BOZ-2-1 aufgrund einer ausgeprägten Klüftung im Gansingen Dolomit und erhöhter Lösungsporosität durchlässig und erlaubten auch die Entnahme eines schwach mineralisierten Grundwassers (Nagra 2024).

Keuper-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'

Auch im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' erstrecken sich die für den Keuper-Aquifer in Tiefen von ~700 – 1075 m ermittelten K-Werte über den gesamten Bereich von sechs Grössenordnungen von x $\times 10^{-12}$ zu x $\times 10^{-6}$ m/s (Fig. 6-4). Grundwasser konnte in den Bohrungen mit K-Werten von > x $\times 10^{-9}$ m/s beprobt werden. Auch hier wird die auf kurze Distanz wechselnde lithologische Ausbildung deutlich, wie das z.B. durch die um Grössenordnungen unterschiedlichen K-Werte in den nur wenige Kilometer entfernten Sondierbohrungen Marthalen (MAR-1) und Trüllikon (TRU-1) oder Stadel-1 & 2 (STA-1, STA-2; vgl. Fig. 6-5) veranschaulicht wird.

Gegen das zentrale Mittelländischen Molassebecken 'Ost' erwies sich in der Bohrungen Schafisheim (SHA) das sich über die Lithologien des Gansingen-Members und Ergolz-Members erstreckende Testintervall als zu gering durchlässig für die Entnahme einer Wasserprobe. Das Testintervall in der Bohrung Pfaffnau-1 deckte in einer Tiefe von ~1400 m das Belchen-Member ('*Rhät*') ab (Büchi et al. 1965b). Für das 15.5 m lange Intervall wurde ein relativ hoher K-Wert ermittelt und es konnte ein hoch-salines Grundwasser vom chemischen Na-Cl-Typ beprobt werden (vgl. Waber & Traber 2022). In grösserer Tiefe von ~1390 – 2315 m bewegen sich die vorhandenen K-Werte dann in einem engeren Bereich von 1.5 $\times 10^{-10}$ zu 4.0 $\times 10^{-9}$ m/s (Fig. 6-5).

Tab. 6-3: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen im Keuper-Aquifer.

FE: fossile Energie, Erdöl- & Gas-Explorationsbohrung; SB: Nagra Sondierbohrung, MB: Mittelländisches Molassebecken, östlicher Tafeljura inkl. Vorfaltenzone (VZ).

Lokalität	Kanton	Bohrung	Jahr	Zweck	Tektonischer Grossraum	Referenz
Bachs-1	ZH	BAC-1	2021	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2023
Benken	ZH	BEN	1998	SB	MB 'Ost'	Nagra 2001
Berlingen-1	BE	BER-1	1964	FE	MB 'Ost'	Nusch et al. 2013 *
Bözberg-1-1	AG	BOZ-1	2020	SB	östl. Tafeljura & VZ	Schwarz et al. 2022c
Bözberg-2-1	AG	BOZ-2	2020	SB	östl. Tafeljura & VZ	Schwarz et al. 2022d
Bülach-1-1	ZH	BUL-1	2019	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2021a
Herdern-1	TG	HER-1	1981	FE	MB 'Ost'	Nusch et al. 2013 *
Kreuzlingen-1	TG	KRE-1	1960	FE	MB 'Ost'	Nusch et al. 2013 *
Marthalen-1-1	ZH	MAR1	2020	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2021b
Pfaffnau-1	LU	PFA-1	1963	FE	MB 'Ost'	Nusch et al. 2013 *
Riniken	AG	RIN	1985	SB	Tafeljura	Belanger et al. 1989a, Nusch et al. 2013
Schafisheim	ZH	SHA	1984	SB	MB 'Ost'	Nagra 1992a, Nusch et al. 2013
Stadel-2-1	ZH	STA-2	2021	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2022a
Stadel-3-1	ZH	STA-3	2021	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2022b
Trüllikon-1-1	ZH	TRU-1	2019	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2021c
Weiach-1	ZH	WEI-1	1983	SB	MB 'Ost'	Nagra 1989, Nusch et al. 2013

* Originalliteratur nicht verfügbar, Werte zitiert

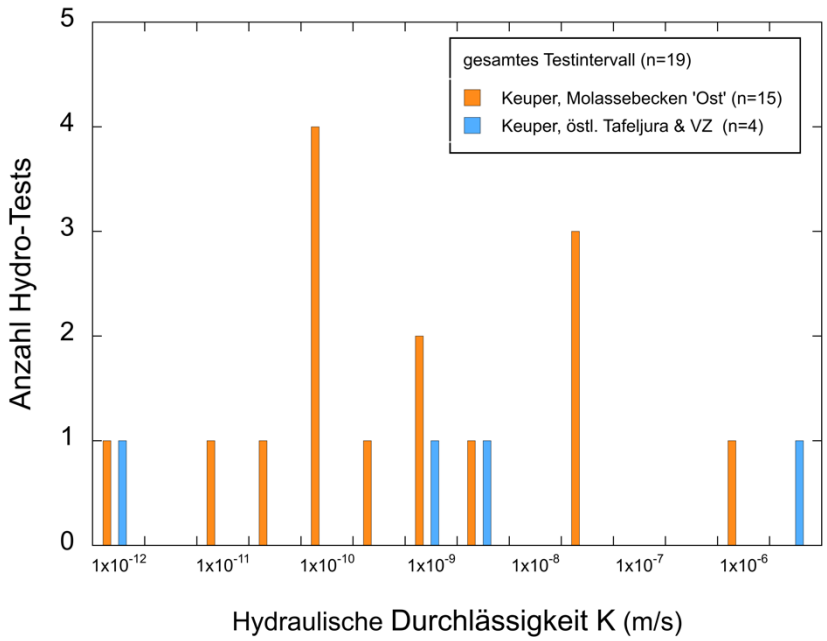


Fig. 6-4: Keuper: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in Bohrungen im Keuper-Aquifer, aufgeteilt nach tektonischen Grossräumen und gruppiert nach 1–5×10^{-x} und 5–10×10^{-x} m/s.

Siehe Tab. 6-3 für Herkunft und Referenzen.

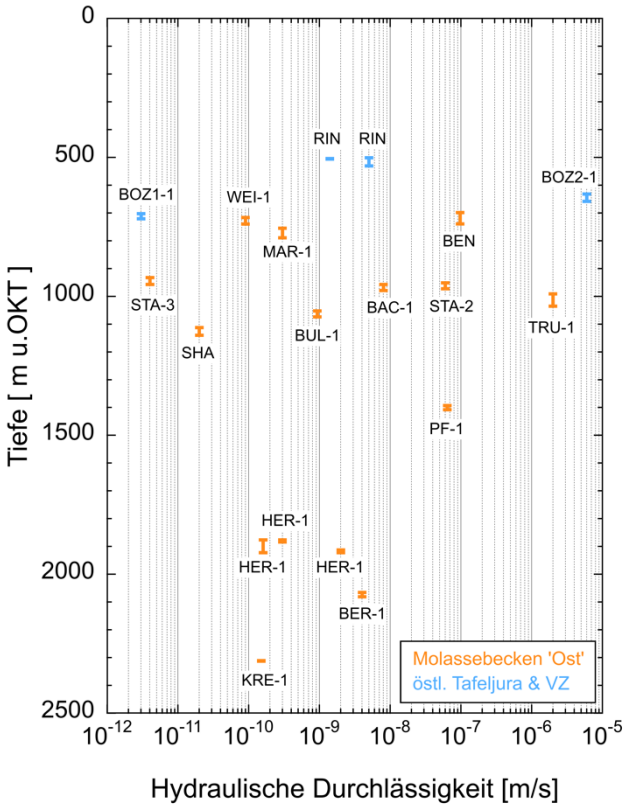


Fig. 6-5: Keuper: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests als Funktion der Tiefe und aufgeteilt nach tektonischen Grossräumen.

Siehe Tab. 6-3 für Herkunft und Referenzen. Die K-Werte sind bezüglich der mittleren Tiefe des Testintervalls dargestellt und die Strichlänge entspricht der Länge des Testintervalls.

6.4 Beobachtungen in Tunnelbauten

Die lithostratigraphischen Einheiten des Keupers wurden im Faltenjura in den drei Bözbergtunnels durchfahren. Aus Tunnelbauten im alpinen Raum fehlen spezifische Hinweise auf das Vorkommen von Keuper Sedimenten.

In den drei Bözbergtunnels (SBB-Bahntunnel, N3-Nationalstrassentunnel West- und Oströhre) sind besonders aus der N3-Weströhre im Bereich der Jurahauptüberschiebung entlang von tektonischen Störungszonen bei vergleichsweise geringer Überdeckung in der normalerweise nahezu wasserundurchlässigen Bänkerjoch-Formation ('*Gipskeuper*') mehrere Zuritte von Bergwasser mit maximal 3 – 4 L/min beschrieben (Hartmann et al. 2013). In den beiden anderen Tunneln sind von Keuper-Abschnitten nur vereinzelte Feuchtstellen beschrieben. Scheinbar wurden in den Bözbergtunnels der Keuper-Aquifer, d.h. die Einheiten der Klettgau-Formation ('*Oberer Keuper*') nicht angetroffen, bzw. in den Profilaufnahmen nicht ausgeschieden.

7 Muschelkalk-Aquifer

Unter dem hydrogeologischen Begriff '*Muschelkalk-Aquifer*' werden in der älteren Literatur gemeinhin die vom Ladinium bis Anisium abgelagerten karbonatischen Sedimente des '*Oberen Muschelkalk*' verstanden, welcher heute als Schinznach-Formation bezeichnet wird (Pietsch et al. 2016). Die Schinznach-Formation wird von oben nach unten weiter unterteilt in das Asp-Member (vormals die dem Keuper zugeordnete '*Lettenkohle*'), das Stamberg-Member (vormals '*Trigonodusdolomit*'), das Liedertswil-Member (vormals '*Nodosuskalk*' oder '*Plattenkalk*'), das Kienberg-Member (vormals 'Oberer *Trochitenkalk*') und in das Leutschenberg-Member (vormals 'Unterer *Trochitenkalk*'). Der Leithorizont zwischen dem Kienberg-Member und dem Leutschenberg-Member ist nicht überall vorhanden oder klar ersichtlich, so dass diese auch als Leutschenberg & Kienberg-Member zusammengefasst werden. Das erscheint auch aus hydrogeologischer Sicht sinnvoll und ist hier der Fall. Die Abfolge Liedertswil-Leutschenberg-Kienberg-Member wurde früher auch als '*Hauptmuschelkalk*' zusammengefasst.

Während die Wasserführung im tief gelegenen Muschelkalk-Aquifer tatsächlich meist in den Lithologien vom Stamberg-Member bis zum Leutschenberg & Kienberg-Member (also '*Trigonodusdolomit*' und '*Hauptmuschelkalk*') beobachtet wird, kann eine solche je nach Ausbildung der dolomitischen Lagen (massiv, brekziert und/oder erhöhte Lösungsporosität) auch im stratigraphisch obersten Asp-Member vorhanden sein, so dass dieses vielfach auch zum Grundwasserleiter gezählt wurde. Aus dieser Sicht erscheint es sinnvoll den hydrogeologischen Begriff '*Muschelkalk-Aquifer*' auf die gesamte Schinznach-Formation auszudehnen.

Unterhalb der Schinznach-Formation findet sich der '*Dolomit der Anhydritgruppe*' des '*Mittleren Muschelkalks*', welcher heute als 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation bezeichnet wird (Jordan 2016). Besonders in Oberflächennähe und im tektonisch beanspruchten Faltenjura und der Vorfaltenzone des Tafeljuras kann die 'Dolomitzone' auch zur Grundwasserführung beitragen und wird deshalb in der Literatur teilweise auch zum Muschelkalk-Aquifer gezählt. In grösserer Tiefe und fern von tektonischen Störungen erweisen sich die Dolomitgesteine der 'Dolomitzone' aber mehrheitlich als sehr schwach durchlässig bis nahezu wasserundurchlässig (vgl. Abschnitte 7.2 und 7.3), weshalb sie hier gesondert behandelt sind.

Unterhalb der 'Dolomitzone' beinhaltet die Zeglingen-Formation die als Grundwasserstauer wirkenden, früheren Einheiten der '*Oberen und Unteren Sulfatschichten*' und wo vorhanden des '*Salzlagers*'. Die stratigraphisch unten anschliessende Kaiseraugst-Formation beinhaltet das frühere '*Wellengebirge*' ('*Orbicularis-Mergel*', '*Wellendolomit*', '*Wellenmergel*') und wirkt generell ebenfalls als Grundwasserstauer.

In allen tektonischen Grossräumen (Fig. 1-1) wird Tiefengrundwasser aus dem Muschelkalk-Aquifer seit Jahrhunderten für thermal-balneologische Zwecke und die (Mineral-) Wasserversorgung genutzt (z.B. Högl 1980, Burger 2009, Waber 2024). In der jüngeren Zeit rückte der Muschelkalk-Aquifer auch vermehrt in den Fokus der geothermalen Nutzung und der möglichen Speicherung von CO_2. Bei diesen jüngeren Nutzungsarten sollte den bisherigen Nutzungen und deren möglichen Ausbau in der Zukunft Rechnung getragen werden, besonders wenn die neue Nutzung den Wasserchemismus und die Aquifer-Eigenschaften beeinträchtigt (z.B. CO_2-Speicherung).

Der Muschelkalk-Aquifer ist generell als Kluft-Poren-Aquifer ausgebildet. Je nach Vorkommen in den tektonischen Grossräumen und in der Tiefe, dominiert der Kluftwasserfluss über den Porenwasserfluss und umgekehrt. Der Porenwasserfluss wird durch die ausgeprägte sekundäre Lösungsporosität in den Anhydrit/Gips-führenden Dolomiten ermöglicht. Die als De-Dolomitisierung bezeichneten Wasser-Gesteins-Reaktionen führen zur Bildung von den für den Muschelkalk typischen, porösen Rauhwacken. Die im Muschelkalk-Aquifer bis heute anhaltende Bildung von sekundärer Porosität scheint mindestens seit dem späten Eozän / mittleren Miozän stattzufinden

(Aschwanden et al. 2019b). Nahe den Infiltrationsgebieten im Mittelländischen Molassebecken, dem Falten- und Tafeljura und besonders im Alpenraum, wo die Gesteine häufig als poröse Rauhwacke vorhanden sind, dominiert der Porenwasserfluss. In grösserer Tiefe und fern den Infiltrationsgebieten wird der zusätzliche Kluftwasserfluss immer wichtiger. In Oberflächennähe und in stark tektonisierter Umgebung (v.a. Faltenjura, alpiner Raum) wird im Muschelkalk-Aquifer der Kluftwasserfluss zusätzlich durch Verkarstung verstärkt.

7.1 Porosität

Daten über die Porosität des Muschelkalk-Aquifers liegen aus der Nordostschweiz für die in Fig. 1-1 dargestellten tektonischen Grossräume des östlichen Tafeljuras inklusive der Vorfaltenzone und dem Mittelländischen Molassebecken 'Ost' vor. Aus den übrigen tektonischen Grossräumen sind keine an Gesteinsproben bestimmte Porositätsdaten publiziert.

In der Nordostschweiz wurden in den Sondierbohrungen der Nagra an den Lithologien des Muschelkalk-Aquifers die Dichte-Porosität und mit unterschiedlichen Methoden die verbundene Porosität bestimmt. In den älteren Bohrungen (Kristallin-I, 1982 –1989) wurde die verbundene Porosität mit der Quecksilber-Druck Methode (Hg-Porosität) an desaturierten Bohrkernproben angegangen, während diese in den jüngeren Sondierbohrungen der Nagra (SGT-3, 2019-2022) mit dem Wasserverlust (WL-Porosität) und der Isotopenaustausch-Methode (IsoEx-Porosität) an original saturierten Bohrkernproben bestimmt wurde (Tab. 7-1). Zusätzlich zu diesem Datensatz liegen Daten von Aschwanden (2017) über die Dichte-Porosität vor. Diese wurden an teilweise über Jahrzehnte gelagerten, archivierten Bohrkernproben bestimmt (Tab. 7-1).

Keine der angewandten Methoden berücksichtigt die v.a. in den Dolomiten des Stamberg-Members (Trigonodusdolomit) und der Dolomitzone vorhandenen, Zentimeter-grossen Lösungs-Drusen, da die gewählte Grösse der Proben dafür meist zu klein ist. In den jüngeren Sondierbohrungen der Nagra wurden für alle Methoden Probenvolumen von mehreren cm^3 (~200 – 300 g) verwendet, welche zumindest einige mm grosse Lösungsporen berücksichtigen, wie das durch die sehr hohe Porosität von einzelnen Proben angezeigt wird. Trotzdem dürften die vorhandenen Daten die Porosität des gesamte Stammbach-Members und der Dolomitzone eher unterschätzen, da die Auswahl der Proben nicht gleichwertig auf verdruste und kompakte Gesteinsabschnitte verteilt war.

Der gesamte Datensatz des Muschelkalk-Aquifers inklusive dem Aps-Member und der 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation umfasst 367 Messungen der Dichte-Porosität, 58 Messungen der Hg-Porosität, 79 Messungen der WL-Porosität und 36 Messungen der IsoEx-Porosität. Der mit den Proben abgedeckte Tiefenbereich erstreckt sich von 56 – 2432 m. Der vorhandene Datensatz dürfte unter Berücksichtigung der oben angeführten Einschränkungen aber ein recht gutes Abbild der Porositätsverhältnisse im Muschelkalk-Aquifer Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone geben.

Die Dichte-Porosität der Lithologien der Schinznach-Formation erstreckt sich über einen weiten Bereich von 0.3 – 32.2 Vol.%, wobei die Minimal- und Maximalwerte im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone sehr ähnlich sind (Tab. 7-2). Im Mittel ergeben sich aber grössere Unterschiede für die Gesteine der einzelnen Members in der Schinznach- und Zeglingen-Formation. Die vorwiegend dolomitischen Lithologien des Stamberg-Members und der 'Dolomitzone' weisen im Durchschnitt eine ähnlich hohe Dichte-Porosität von ~12 – 14 Vol.% auf. Die mehr kalkigen Lithologien der Liedertswil- und Leutschenberg & Kienberg-Members haben demgegenüber eine deutlich geringere Dichte-Porosität von nur gerade ~3 – 5 Vol.% (Tab. 7-2).

Die Gesteine des Muschelkalk-Aquifers und der 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation haben einen Tongehalt von meist < 15 Gew.%. In allen tektonischen Grossräumen ist in den Dolomit-geprägten Lithologien (Stamberg-Member, 'Dolomitzone') und den Kalk-geprägten Lithologien

(Liedertswil-Member, Leutschenberg & Kienberg-Member) keine Korrelation zwischen der Dichte-Porosität und dem Tongehalt vorhanden (Fig. 7-1). Dies lässt darauf schliessen, dass in diesen Lithologien die Dichte-Porosität annähernd der verbundenen Porosität entspricht. Dies wird durch Proben aus dem Mittelländischen Molassebecken 'Ost', an welchen alle drei Methoden am gleichen Kernmaterial durchgeführt wurden, durch die gute Korrelation zwischen Dichte-Porosität und WL-Porosität ($R^2 = 0.974$) bzw. der IsoEx-Porosität ($R^2 = 0.952$) unterstützt (Fig. 7-2). Die Dichte-Porosität dient hier also als gutes Proxi für die verbundene Porosität in der Schinznach-Formation und der 'Dolomitzone'.

Aussergewöhnlich geringe Werte für die Dichte-Porosität wurden für viele Proben aus der 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation in der Bohrung Schafisheim verzeichnet (Fig. 7-3), was den Mittelwert aller Proben aus dieser Einheit deutlich erniedrigt (Tab. 7-2). Obwohl nicht weiter geklärt, ist nicht auszuschliessen, dass diese geringen Werte der Dichte-Porosität mit der an dieser Lokalität vorhandenen starken tektonischen Beanspruchung (Aufschiebung) des Muschelkalks zusammenhängt (vgl. Matter et al. 1988b).

Tab. 7-1: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen im Muschelkalk-Aquifer (Schinznach-Formation) und der unterliegenden 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation.

D-P: Dichte-Porosität berechnet aus Gesteins- und Korndichte, WL-P: Wasserverlust-Porosität bei 105°C, IsoEx-Porosität: Isotopenaustausch-Porosität. FE: fossile Energie, Erdöl- & Gas-Explorationsbohrung; GT: Geothermie Bohrung; SB Nagra Sondierbohrung; MB: Mitteländisches Molassebecken, östlicher Tafeljura inkl. Vorfaltenzone (VZ).

Lokalität	Kanton	Bezeichn. Bohrung	Zweck	Typ Porosität	Tektonischer Grossraum	Referenz
Bachs-1-1	ZH	BAC-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Gaucher et al. 2023
Benken	ZH	BEN	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Langer et al. 2001, Nagra 2001, Aschwanden 2017 [2)]
Berlingen-1	TG	BER-1	FE	D-P	MB 'Ost'	Aschwanden 2017 [2)]
Böttstein	AG	BOE	SB	D-P	östl. Tafeljura & VZ	Peters et al. 1986 & [1)]
Bözberg, B1-13	AG	B1-13		D-P	östl. Tafeljura & VZ	Aschwanden 2017 [2)]
Bözberg-1-1	AG	BOZ-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	östl. Tafeljura & VZ	Wersin et al. 2022
Bözberg-2-1	AG	BOZ-2	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	östl. Tafeljura & VZ	Gimmi et al. 2022
Bülach-1-1	ZH	BUL-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Mazurek et al. 2021
Herdern-1	TG	HER-1	FE	D-P	MB 'Ost'	Aschwanden 2017 [2)]
Kreuzlingen-1	TG	KRE-1	FE	D-P	MB 'Ost'	Aschwanden 2017 [2)]
Leuggern	AG	LEU	SB	D-P	östl. Tafeljura & VZ	Peters et al. 1989a
Lindau-1	ZH	LIN-1	FE	D-P	MB 'Ost'	Aschwanden 2017 [2)]
Marthalen-1-1	ZH	MAR-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Mäder et al. 2021
Pfaffnau-1	LU	PFA-1	FE	D-P	MB 'Ost'	Aschwanden 2017 [2)]
Riniken	AG	RIN	SB	D-P	östl. Tafeljura & VZ	Matter et al. 1987
Schafisheim	AG	SHA	SB	D-P	MB 'Ost'	Matter et al. 1988b & [1)]
Schlattingen-1	TG	SLA-1	GT	D-P	MB 'Ost'	Aschwanden 2017 [2)]
Siblingen	SH	SIB	SB	D-P	östl. Tafeljura & VZ	Aschwanden 2017 [2)]
Stadel-2-1	ZH	STA-2	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Zwahlen et al. 2022
Stadel-3-1	ZH	STA-3	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Aschwanden et al. 2022
Trüllikon-1-1	ZH	TRU-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Aschwanden et al. 2021
Weiach-1	ZH	WEI-1	SB	D-P	MB 'Ost'	Matter et al. 1988a & [1)]

[1)] zusätzlich von Aschwanden 2017 an archivierten Proben bestimmte Dichte-Porosität (total 255 Plug samples)

[2)] an archivierten Proben bestimmte Dichte-Porosität

In den älteren Sondierbohrungen der Nagra (BEN, BOE, LEU, SHA, WEI-1) wurde damals versucht, die verbundene Porosität mit der Hg-Porosität zu bestimmen. Der Bereich der Hg-Porosität überlappt zwar mit demjenigen der an den gleichen Proben gemessenen Dichte-Porosität. Die Mittelwerte betragen aber mit 5.1 ± 6.2 Vol.% (n = 24) und 7.9 ± 6.5 Vol.% (n = 25) in der Mittelländischen Molasse 'Ost' bzw. dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone nur gerade etwa 50 – 60% derjenigen der Dichte-Porosität (vgl. Tab. 7-2). Im Vergleich zu den Beziehungen zwischen Dichte-Porosität und WL- und IsoEx-Porosität (vgl. Fig. 7-2) erscheint das sehr wenig und die damals bestimmte Hg-Porosität dürfte kaum die gesamte verbundene Porosität der Schinznach-Formation und der 'Dolomitzone' darstellen.

Tab. 7-2: Porosität von Gesteinen im Muschelkalk-Aquifer (Schinznach-Formation) und der unterliegenden 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation.

Siehe

Tab. 7-1 für Herkunft der Bohrungen und Referenzen.
Dichte-Porosität: berechnet aus Gesteins- und Korndichte, WL-Porosität: Wasserverlust-Porosität bei 105°C, IsoEx-Porosität: Isotopenaustausch-Porosität; n: Anzahl Proben; Min/Max: Minimal- und Maximalwert; Mit. & Std: arithmetisches Mittel und Standardabweichung.

Stufe	**Formation / Member**	**Dichte-Porosität (Vol.%)**				**WL-Porosität (Vol.%)**				**IsoEx-Porosität (Vol.%)**			
		n	Min	Max	Mit. & Std	n	Min	Max	Mit. & Std	n	Min	Max	Mit. & Std
Mittelländisches Molassebecken 'Ost'													
Ladinien – Ob. Anisien	Schinznach-Fm	222[1)]	0.1	28.9	8.3±6.6	55	0.4	21.2	6.6±5.8	29	0.9	21.8	7.1±5.7
Ob. Anisien	Zeglingen-Fm / Dolomitzone	34[3)] 4[2)]	0.2 11.7	21.8 26.7	8.0±6.3 20.1±6.3	– 10	– 11.3	– 26.8	– 19.6±5.6	– 3	– 11.5	– 24.9	– 18.5±6.8
Östlicher Tafeljura inkl. Vorfaltenzone													
Ladinien – Ob. Anisien	Schinznach-Fm	84[1)]	0.3	32.2	15.5±8.2	14	0.4	18.0	8.6±7.1	4	0.5	12.7	6.5±5.3
Ob. Anisien	Zeglingen-Fm / Dolomitzone	27[1)]	7.0	30.9	20.8±6.4	5	11.3	26.8	22.2±6.5	–	–	–	–
Muschelkalk-Aquifer (Schinznach-Fm) in der Nordschweiz nach Lithostratigraphie													
Ladinien – Ob. Anisien	Schinznach-Fm / Asp-Mb	8[1)]	1.84	24.4	8.7±7.0	5	0.2	12.1	6.4±4.3	2	5.8	7.4	–
Ladinien – Ob. Anisien	Schinznach-Fm / Stamberg-Mb	234[1)] 33[2)]	0.3 4.3	32.2 22.8	12.2±7.6 13.6±5.9	33 33	3.5 3.5	21.2 21.2	11.6±5.4 11.6±5.4	16 16	3.4 3.4	21.8 21.8	10.7±5.8 10.7±5.8
Ladinien – Ob. Anisien	Schinznach-Fm / Liedertswil-Mb	5	1.6	8.1	4.7±2.5	5	0.6	4.3	2.6±1.7	2	4.2	5.6	–
Ladinien – Ob. Anisien	Schinznach-Fm / Leutschenberg & Kienberg-Mb	59[1)]	0.1	15.4	3.5±3.3	26	0.4	8.3	2.2±1.7	13	0.5	4.3	2.8±1.2
Ob. Anisien	Zeglingen-Fm / Dolomitzone	61[3)] 4[2)]	0.2 11.7	30.9 26.7	13.6±9.0 20.1±6.3	– 10	– 11.3	– 26.8	– 19.6±5.6	– 3	– 11.5	– 24.9	– 18.5±6.8

[1)] Dichte-Porosität und WL- und IsoEx-Porosität teilweise an unterschiedlichen Proben gemessen und nicht direkt vergleichbar

[2)] nur Proben aus den Nagra SGT-3 Sondierbohrungen (2019–2022)

[3)] Mittelwert stark gewichtet durch gering-poröse Proben der Sondierbohrung SHA (siehe Text)

Bis in eine Tiefe von ~1600 m unter der Oberfläche ist im gesamten verfügbaren Datensatz weder in den tektonischen Grossräumen noch in der Schinznach-Formation oder der 'Dolomitzone' eine offensichtliche Abhängigkeit zwischen der heutigen Tiefe der Gesteine und der Dichte-Porosität bzw. der WL-Porosität ersichtlich (Fig. 7-3). In den Gesteinen der Schinznach-Formation ist die Dichte-Porosität erst in noch grösserer Tiefe im zentralen, östlichen Molassebecken generell etwas geringer (Fig. 7-3). Basierend auf seinen Daten, welche diese noch heute am tiefsten gelegenen Proben beinhalten, postulierten Aschwanden (2017) und Aschwanden et al. (2019) eine exponentielle Beziehung zwischen der Dichte-Porosität und der maximalen Versenkungstiefe des Muschelkalks während dem Miozän.

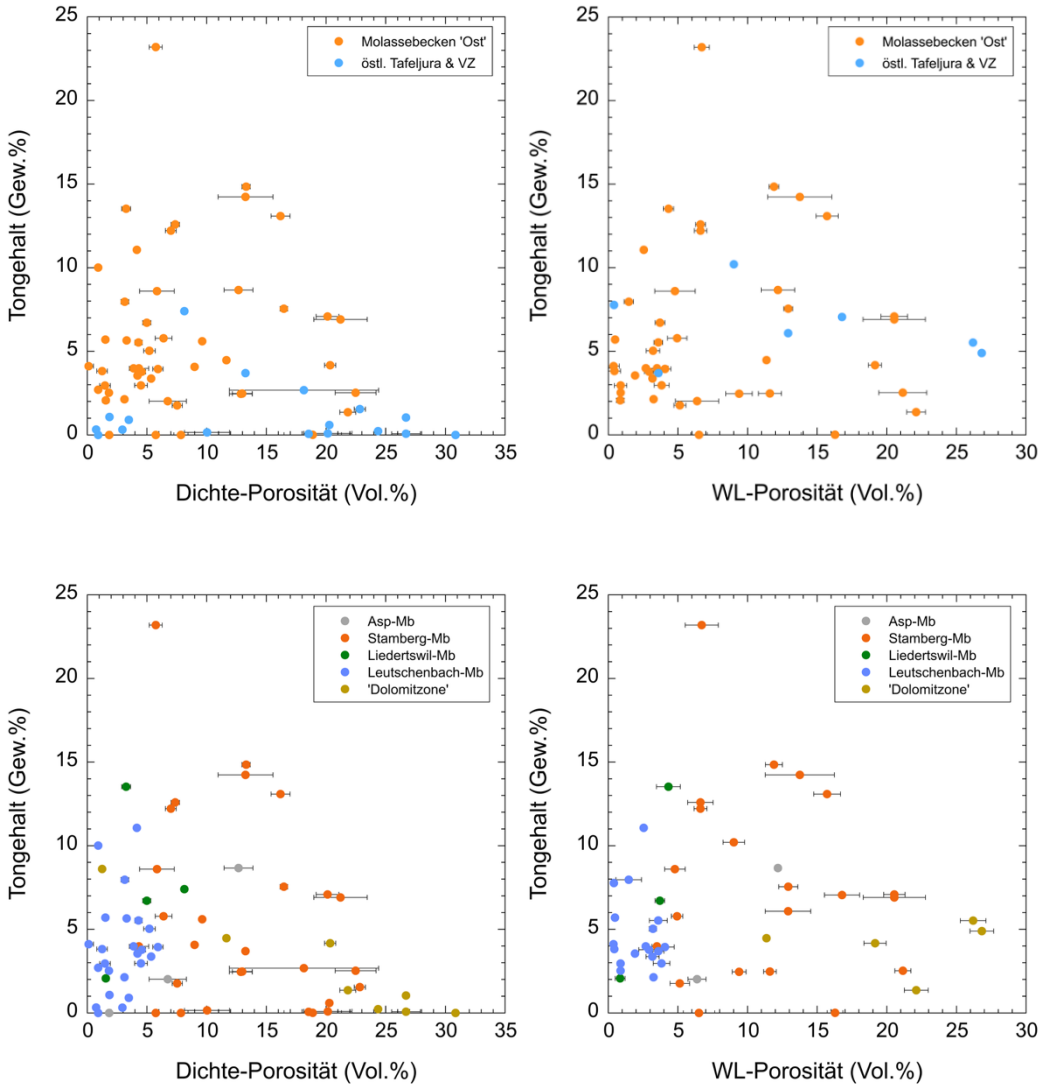


Fig. 7-1: Muschelkalk: Dichte-Porosität und Wasserverlust-(WL-) Porosität als Funktion des Tongehalts der Gesteine und aufgeteilt nach tektonischem Grossraum (oben) und nach der Lithostratigraphie des Muschelkalks (unten).

Siehe Tab. 7-1 für Herkunft und Referenzen. VZ: Vorfaltenzone; Schinznach-Formation: Asp-Mb (‘*Lettenkohle*’),Stamberg-Mb ('*Trigonodusdolomit*'), Liedertswil-Mb ('*Plattenkalk*') und Leutschenberg-Mb & Kienberg-Mb ('*Trochitenkalk*'), Zeglingen-Formation: 'Dolomitzone'.

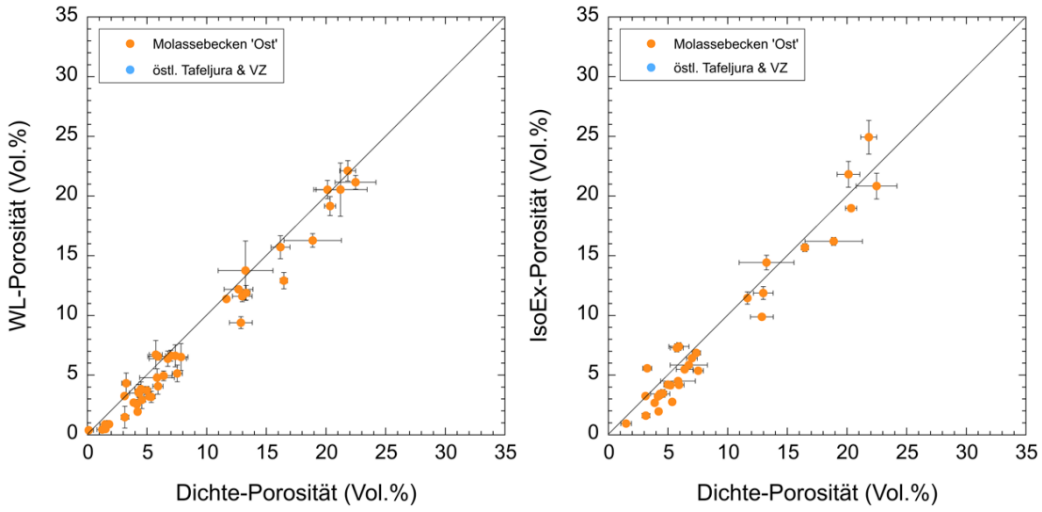


Fig. 7-2: Muschelkalk: Dichte-Porosität als Funktion der mittels Wasserverlust (WL) und Isotopenaustausch (IsoEx-) ermittelten verbundenen Porosität im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'.

Siehe Tab.7-1 für Herkunft und Referenzen. Vom östlichen Tafeljura (inkl. VZ) bestehen keine an den gleichen Proben erhobenen Daten für die verschiedenen Porositätstypen.

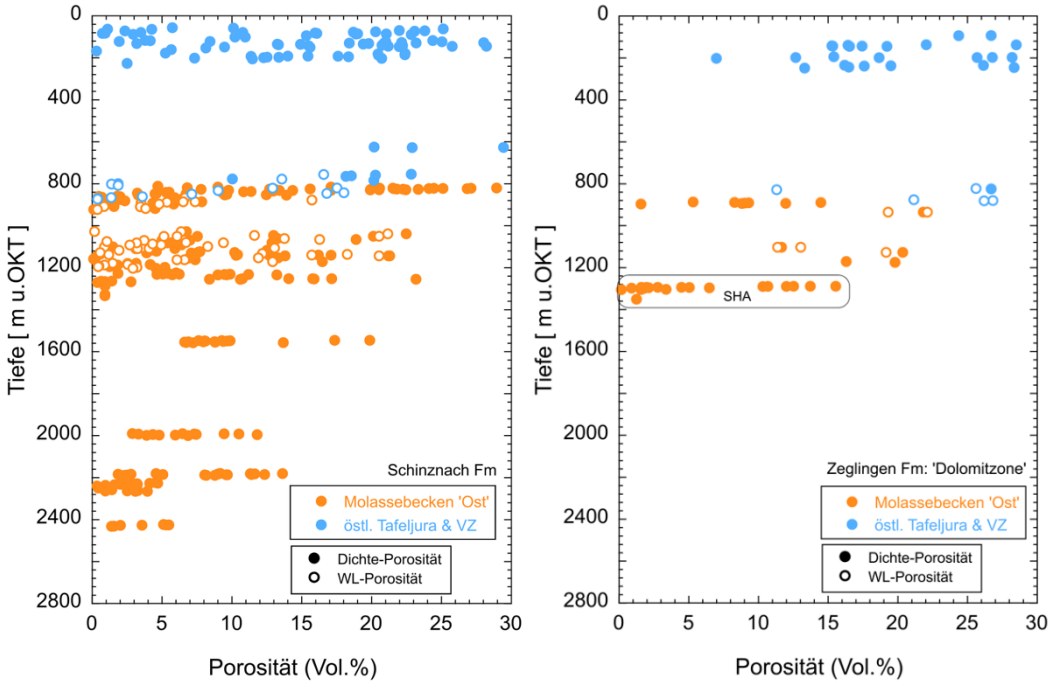


Fig. 7-3: Muschelkalk: Dichte-Porosität und Wasserverlust-(WL-) Porosität als Funktion der Tiefe der Gesteine der Schinznach-Formation (Muschelkalk-Aquifer, links) und der 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation im Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone.

Siehe Tab. 7-1 für Herkunft und Referenzen. VZ: Vorfaltenzone; Die Dichte-Porosität beschreibt bei den geringen Tongehalten (< ~15 Gew.%) annähernd die verbundene Porosität (siehe Text). Die WL-Porosität wurde nur an einem Teil der Proben bestimmt (Nagra Sondierbohrungen von 2019–2022).

7.2 Matrix-Permeabilität

Aus der Nordostschweiz liegen an Gesteinsproben der Schinznach-Formation und der 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation bestimmte Werte der Matrix-Permeabilität aus den älteren Sondierbohrungen der Nagra (Kristallin-I, 1982–1989) vor. Dieser Datensatz wird durch denjenigen von Aschwanden (2017) ergänzt, welcher die Matrix-Permeabilität an alten, teilweise über Jahrzehnte archivierten Proben von Sondierbohrungen der Nagra, Erdöl- & Gas-Explorationsbohrungen und einer Tunnelsondierbohrung (Bözberg) bestimmte (Tab. 7-3). Die beiden Datensätze wurden mit unterschiedlichen Methoden generiert. Die älteren Messungen wurden unter Umgebungsdruck und mit einer Nachweisgrenze von 0.05 mD ($\sim 5\times10^{-10}$ m/s) durchgeführt. Aschwanden (2017) bestimmte die Matrix-Permeabilität mit einer deutlich tieferen Nachweisgrenze (0.000005 mD bzw. $\sim 5\times10^{-14}$ m/s) und unter Bedingungen, welche in etwa dem in-situ lithostatischen Druck entsprechen.

Mit Ausnahme von einzelnen sehr hohen k-Werten im älteren Datensatz und der unterschiedlichen Nachweisgrenze vergleichen sich die beiden Datensätze relativ gut, trotz der langen Archivierung einiger Proben (vgl. Fig. 7-4 und Fig. 7-5). Für die Gesteine in der Schinznach-Formation und der 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation in der Mittelländischen Molasse 'Ost und dem Faltenjura inklusive der Vorfaltenzone ergibt sich eine gute Korrelation zwischen der Matrix-Permeabilität und der Dichte-Porosität (Fig. 7-4). Die exponentielle Korrelation scheint besser für die Gesteine der 'Dolomitzone' ($R^2 = 0.75$) als für diejenigen der gesamten Schinznach-Formation ($R^2 = 0.54$), was aber auf die unterschiedliche Anzahl Proben zurückzuführen ist. Werden nur die dolomitischen Gesteinen des Stamberg-Members der Schinznach-Formation betrachtet, ergibt sich eine etwas bessere Korrelation ($R^2 = 0.60$).

Tab. 7-3: Lokalitäten mit Matrix-Permeabilitätsdaten von Gesteinen im Muschelkalk-Aquifer (Schinznach-Formation) und der 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation.

Total 184 Plug samples (146 Proben Schinznach Fm, 31 Proben 'Dolomitzone'). MB: Mittelländisches Molassebecken, Tafeljura inkl. Vorfaltenzone. FE: fossile Energie, Erdöl- & Gas-Explorationsbohrung; GT: Geothermie Bohrung; SB: Nagra Sondierbohrung.

Lokalität	Kanton	Bezeichn. Bohrung	Zweck	Anzahl Proben	Tektonischer Grossraum	Referenz
Benken	ZH	BEN	SB	11	MB 'Ost'	Aschwanden 2017 [1)]
Berlingen-1	TG	BER-1	FE	7	MB 'Ost'	Aschwanden 2017 [1)]
Böttstein	AG	BOE	SB	9 / 12	östl. Tafeljura & VZ	Peters et al. 1986, , Aschwanden 2017 [1)]
Bözberg, B1-13	AG	B1-13		21	östl. Tafeljura & VZ	Aschwanden 2017 [1)]
Herdern-1	TG	HER-1	FE	7	MB 'Ost'	Aschwanden 2017 [1)]
Kreuzlingen-1	TG	KRE-1	FE	3	MB 'Ost'	Aschwanden 2017 [1)]
Lindau-1	ZH	LIN-1	FE	7	MB 'Ost'	Aschwanden 2017 [1)]
Leuggern	AG	LEU	SB	12	östl. Tafeljura & VZ	Peters et al. 1989
Pfaffnau-1	LU	PFA-1	FE	8	MB 'Ost'	Aschwanden 2017 [1)]
Riniken	AG	RIN	SB	3	östl. Tafeljura & VZ	Matter et al. 1987
Schafisheim	AG	SHA	SB	12 / 18	MB 'Ost'	Matter et al. 1988b, Aschwanden 2017 [1)]
Schlattingen-1	TG	SLA-1	GT	15	MB 'Ost'	Aschwanden 2017 [1)]
Siblingen	SH	SIB	SB	8	östl. Tafeljura & VZ	Aschwanden 2017 [1)]
Weiach-1	ZH	WEI-1	SB	15 / 16	MB 'Ost'	Matter et al. 1988a, Aschwanden 2017[1)]

[1)] an archivierten Proben bestimmte Matrix-Permeabilität

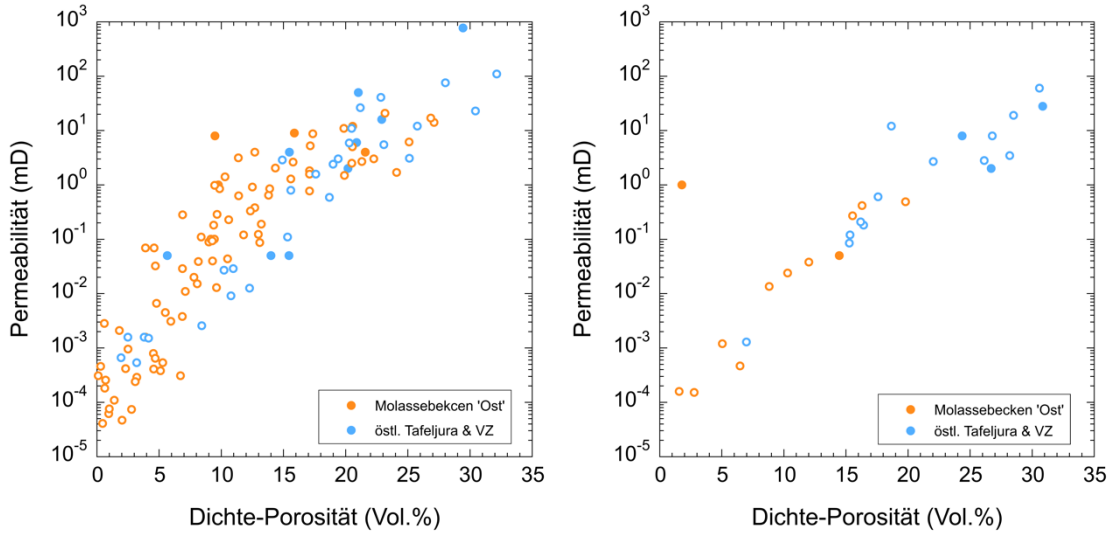


Fig. 7-4: Muschelkalk: Matrix-Permeabilität der Gesteine der Schinznach Fm (links) und der 'Dolomitzone' der Zeglingen Fm (rechts) im Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone (VZ).

Siehe Tab. 7-3 für Herkunft und Referenzen. Ausgefüllte Kreise: Daten aus dem Kristallin-Programm der Nagra, nicht ausgefüllte Kreise: Daten Aschwanden 2017 an archivierten Proben (Nachweisgrenze 1×10^{-5} mD).

Die Matrix-Permeabilität der Gesteine des Muschelkalk-Aquifers in der Nordostschweiz erstreckt sich über mehrere Grössenordnungen von < 0.00005 mD bis 773 mD was für diese Gesteinsproben in etwa einer hydraulischen Durchlässigkeit von 5×10^{-13} m/s bis 7×10^{-6} m/s entspricht. Die Lithologien der gesamten Schinznach-Formation im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone eine ähnlich grosse Streuung in der Matrix-Permeabilität auf.

In der Schinznach-Formation variiert die Matrix-Permeabilität der dolomitischen Gesteine des Stamberg-Members zwischen 0.00004 – 773 mD, wobei 5 Proben unter der Nachweisgrenze liegen. Der Medianwert der restlichen 101 Proben liegt bei 0.79 mD (~6×10^{-9} m/s). Die kalkigen Lithologien des Liedertswil-Members wiesen mit der damaligen Messmethode keine messbare Matrix-Permeabilität auf (Nachweisgrenze bei 0.05 mD). Die kalkigen Lithologien des Leutschenberg & Kienberg-Members weisen eine Matrix-Permeabilität zwischen 0.00005 – 0.5 mD, wobei hier 7 Proben unterhalb der damaligen Nachweisegrenze von 0.05 mD liegen. Für die restlichen 24 Proben ergibt das ein Medianwert von 0.34 mD (~3×10^{-9} m/s).

In den weniger tief gelegenen Lithologien östlichen Tafeljura und der Vorfaltenzone liegt die Matrix-Permeabilität in einem gesamthaft höheren Bereich (0.0005 – 109.7 MD, eine Probe mit 773 mD), als diejenige der im Molassebecken 'Ost' tiefer liegenden Lithologien (0.00004 – 20.9 mD; Fig. 7-5). Besonders unterhalb ~2000 m weisen die Gesteine der Schinznach-Formation generell eine geringe Matrix-Permeabilität auf. In der Nordostschweiz zeigt die Matrix-Permeabilität der Gesteine in der Schinznach-Formation dementsprechend eine gewisse Abhängigkeit von der heutigen Tiefenlage (Fig. 7-5). Ein ähnliches Bild ergibt sich für die Matrix-Permeabilität in den unterliegenden Gesteinen in der 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation (Fig. 7-5). Wie für die Dichte-Porosität postulierten Aschwanden (2017) und Aschwanden et al. (2019) aufgrund ihrer Daten eine exponentielle Beziehung zwischen der Matrix-Permeabilität und der maximalen Versenkungstiefe des Muschelkalks während dem Miozän.

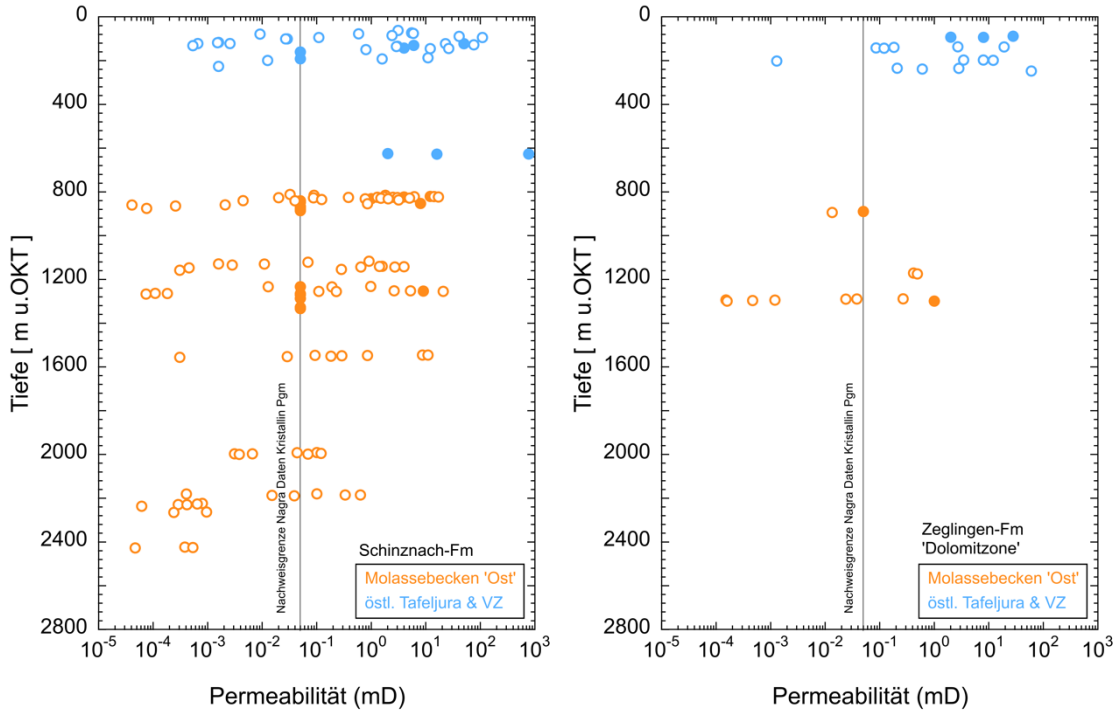


Fig. 7-5: Muschelkalk: Matrix-Permeabilität der Gesteine der Schinznach Fm (links) und der 'Dolomitzone' der Zeglingen Fm (rechts) im Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone.

Siehe Tab. 7-3 für Herkunft und Referenzen. Ausgefüllte Kreise: Daten aus dem Kristallin-Programm der Nagra, nicht ausgefüllte Kreise: Daten Aschwanden 2017 an archivierten Proben (Nachweisgrenze 1×10^{-5} mD).

7.3 Hydraulische Durchlässigkeit

Daten von Hydro-Tests im Muschelkalk-Aquifer und unterliegenden Einheiten liegen dem Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone und dem Mittelländischen Molassebecken 'Ost' vor (Fig. 1-1). Die Daten wurden in den Sondierbohrungen der Nagra, Erdöl- & Gas-Explorationsbohrungen und diversen Thermalwasser- und Geothermiebohrungen erhoben (Tab. 7-4). Aus dem Alpenraum liegen einzig Daten von einem Hydro-Test aus einer Mineralwasserbohrung im Penninikum vor (Tab. 7-4).

Die aus Hydro-Tests abgeleitete hydraulische Durchlässigkeit unterscheidet sich einerseits stark zwischen den Lithologien der Schinznach-Formation und der unterliegenden 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation und andererseits auch bezüglich der tektonischen Grossräume und damit zumindest zum Teil auch bezüglich der Tiefe des Muschelkalk-Aquifers.

Die hydraulische Durchlässigkeit der Lithologien der Schinznach-Formation, d.h. des eigentlichen Muschelkalk-Aquifers, erstreckt sich über rund fünf Grössenordnungen von x $\times10^{-9}$ m/s bis zu x $\times10^{-4}$ m/s (Fig. 7-6). Aufgrund der vorliegenden Daten sind die Dolomite der 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation mit K-Werten von x $\times10^{-13}$ m/s zu x $\times10^{-12}$ m/s deutlich geringer durchlässig (Fig. 7-6). Noch geringere K-Werte von < $\times10^{-13}$ m/s werden für die unterliegenden Sulfatschichten der Zeglingen-Formation berichtet (Matter et al. 1988a, b). Die Testintervalle in der Schinznach-Formation weisen zum grössten Teil eine Länge von 20 – 124 m auf und beinhalten somit meist mehrere lithologische Einheiten mit unterschiedlichen hydrologischen Eigenschaften.

Tab. 7-4: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen im Muschelkalk-Aquifer.

FB: Felsbohrung; FE: fossile Energie, Erdöl- & Gas-Explorationsbohrung; GT: Geothermie Bohrung; SB: Nagra/NOK Sondierbohrung; TB: Tunnelsondierbohrung; TW: Thermalwasser Bohrung; WV: Wasserversorgung (Trink- u/o Brauchwasser); MB: Mittelländisches Molassebecken, Tafeljura inkl. Vorfaltenzone (VZ).

Lokalität	Kanton	Bohrung	Jahr	Zweck	Tekton. Grossraum	Referenz
Bachs-1-1	ZH	BAC-1	2021	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2023
Benken	ZH	BEN	1998	SB	MB 'Ost'	Nagra 2001, Nusch et al. 2013
Berlingen-1	BE	BER-1	1964	FE	MB 'Ost'	zitiert in Nusch et al. 2013
Beznau	AG	BEZ	1980	SB NOK	Tafeljura &VZ	Nagra 1984
Birmenstorf	AG	BIR-BT3	1980	GT	Faltenjura	NEFF 1980, Gorhan et al. 1988
Birmenstorf	AG	BIR-BT4	1983	GT	Faltenjura	NEFF 1984, Gorhan et al. 1988
Böttstein	AG	BOE	1982	SB	Tafeljura &VZ	Leech et al. 1984, Nagra 1985, Nusch et al. 2013
Bözberg-1-1	AG	BOZ-1	2020	SB	Faltenjura	Schwarz et al. 2022c
Bözberg-2-1	AG	BOZ-2	2020	SB	Faltenjura	Schwarz et al. 2022d
Bülach-1-1	ZH	BUL-1	2019	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2021a
Densbüren-Asp	AG	DEF	?	FB	Faltenjura	zitiert in Schmassmann et al. 1984
Hausen	AG	HH1	1983	GT	Faltenjura	NEFF 1984, Gorhan et al. 1988
Herdern-1	TG	HER-1	1981	FE	MB 'Ost'	zitiert in Nusch et al. 2013
Itingen	BL	ITI-1, -2	1998	GT	Tafeljura &VZ	Häring 1998, Häring et al. 2002, Nusch et al. 2013
Leuggern	AG	LEU	1984	SB	Tafeljura &VZ	Belanger et al. 1989b, Nagra 1991b, Nusch et al. 2013
Lostorf 2	SO	LO2	1972	GT	Faltenjura	Schmassmann 1977
Lostorf 3	SO	LO3o	1972	TW	Faltenjura	Schmassmann 1977, Biehler et al, 1993
Lostorf 3	SO	LO3u	1972	TW	Faltenjura	Schmassmann 1977, Biehler et al, 1993
Lostorf 4	SO	LO4	1973	TW	Faltenjura	Schmassmann 1977
Marthalen-1-1	ZH	MAR1	2020	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2021b
Mülligen	AG	MUL-BT2	1979	GT	Tafeljura &VZ	NEFF 1980, Gorhan et al. 1988
Reinach	BL	REI-1	1989	GT	Tafeljura &VZ	Hauber 1993 [1)]
Riehen-1	BS	RIE-1	1988	GT	Tafeljura &VZ	Hauber 1993 [1)]
Riehen-2	BS	RIE-2	1988	GT	Tafeljura &VZ	Hauber 1993 [1)]
Riniken	AG	RIN	1985	SB	Tafeljura &VZ	Belanger et al. 1989a, Nagra 1990, Nusch et al. 2013
Schafisheim	AG	SHA	1984	SB	MB 'West'	Moe et al. 1989, Nagra 1992a, Nusch et al. 2013
Schinznach Bad S2	AG	SBA-S2	1980	TW	Faltenjura	NEFF 1980, Gorhan et al. 1988
Schinznach Dorf	AG	BÖZ-t	1981	TB	Faltenjura	Nusch et al. 2013 *
Schlattingen-1	TG	SLA-1	2011	GT	MB 'Ost'	Frieg et al. 2015
Schlattingen-2	TG	SLA-2	2013	GT	MB 'Ost'	Daten nicht publiziert
Siblingen	SH	SIB	1989	SB	Tafeljura &VZ	Ostrowski & Kloska (1989), Nagra 1992b, Nusch et al. 2013
Stadel-2-1	ZH	STA-2	2021	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2022a
Stadel-3-1	ZH	STA-3	2021	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2022b
Trasadingen	SH	TRA	1988	WV	Tafeljura &VZ	Bühl & Bollinger 1999
Trüllikon-1-1	ZH	TRU-1	2019	SB	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2021c
Vals	GR	VALS-SB	1997	TW	Penninikum	Hartmann 2001
Weiach-1	ZH	WEI-1	1983	SB	MB 'Ost'	Butler et al. 1989, Nagra 1989, Nusch et al. 2013
Zürich-Sonnengarten	ZH	GTB-1	2010	GT	MB 'Ost'	EWZ Zürich 2014, Daten nicht publiziert
Zurzach-3	AG	ZU3		TW	Tafeljura &VZ	NEFF 1980, Gorhan et al. 1988

[1)] Die Geothermie-Bohrungen Reinach und Riehen befinden sich im südlichen Rheingraben und sind hier mit dem tektonischen Grossraum Tafeljura behandelt; Werte ohne Tiefenangaben der Testintervalle zitiert.

Nicht selten erstrecken sich die Testintervalle sogar bis in die unterliegende 'Dolomitzone' oder in die nahezu wasserundurchlässigen Sulfatschichten. Solche Testintervalle charakterisieren demzufolge nicht nur die tatsächlich wasserführende(n) Einheit(en) des Muschelkalk-Aquifers.

Aufgrund der vorliegenden Daten beschreiben sämtliche K-Werte der Lithologien im Muschelkalk-Aquifer über alle tektonischen Grossräume einen Trend in Richtung etwas geringerer K-Werte mit zunehmender Tiefe unter der Oberfläche (Fig. 7-7). Dabei nehmen die Medianwerte der hydraulischen Durchlässigkeit von nahe der Oberfläche bis in eine Tiefe von ~2200 m um rund 1 – 2 Grössenordnungen ab. Scheinbar unabhängig von der Tiefe ist die hydraulische Durchlässigkeit der 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation mit K-Werten von $< \times 10^{-12}$ m/s (Fig. 7-7).

Muschelkalk-Aquifer im östlichen Tafeljura inklusive Vorfaltenzone

Im Muschelkalk-Aquifer des östlichen Tafeljuras inklusive der Vorfaltenzone variiert die in 18 Hydro-Tests bestimmte hydraulische Durchlässigkeit zwischen 3.7×10^{-8} m/s und 1.1×10^{-4} m/s. Sie hebt sich damit deutlich von der in der Sondierbohrung Riniken beobachteten, geringen Durchlässigkeit (1.0×10^{-12} m/s) der unterliegenden 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation ab (Fig. 7-6). Bis in eine Tiefe von mindestens ~700 m unter der Oberfläche zeigen die Daten für den Muschelkalk-Aquifer im östlichen Tafeljura keine Abhängigkeit zwischen hydraulischer Durchlässigkeit und Tiefe (Fig. 7-7).

Die drei Geothermie-Bohrungen in Reinach und Riehen liegen im südlichen Rheingraben und sind hier der Einfachheit halber mit dem tektonischen Grossraum des östlichen Tafeljuras behandelt. Von den Bohrungen in Riehen stammen die in Figure 7-6 dargestellten, höchsten K-Werte von 1.1×10^{-4} m/s und 8.5×10^{-5} m/s (Hauber 1993). Demgegenüber erwies sich der Muschelkalk-Aquifer in der Bohrung Reinach mit 3.7×10^{-8} m/s als weniger durchlässig (Hauber 1993). Für diese drei Bohrungen fanden sich keine publizierten Angaben über die Testart, Tiefe und Länge der Testintervalle, weshalb sie in Fig. 7-7 nicht dargestellt sind. Der Muschelkalk-Aquifer befindet sich dort in einer Tiefe von ~1100 m.

Muschelkalk-Aquifer im östlichen Faltenjura

Im Muschelkalk-Aquifer des östlichen Faltenjuras variiert die hydraulische Durchlässigkeit der Lithologien der Schinznach-Formation zwischen 5.7×10^{-8} m/s und 1.0×10^{-4} m/s und liegt in einem sehr ähnlichen Bereich wie im Tafeljura (inkl. südl. Rheingraben; Fig. 7-6). Auch im Faltenjura ist aufgrund der vorliegenden Daten bis in eine Tiefe von ~880 m unter der Oberfläche keine Abhängigkeit zwischen hydraulischer Durchlässigkeit und Tiefe erkennbar (Fig. 7-7). Die höchsten K-Werte stammen hier von Bohrungen im Raum Schinznach (< 100 m Tiefe) und Lostorf (~580 m Tiefe).

Muschelkalk-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'

Im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' liegt der Muschelkalk-Aquifer ~800 m bis ~2200 m unter der Oberfläche und damit tiefer als die meisten Vorkommen im östlichen Tafeljura und östlichen Faltenjura. In diesem Teil des Muschelkalk-Aquifers variiert die hydraulische Durchlässigkeit in einem relativ engen Bereich zwischen 5.9×10^{-9} m/s und 1.0×10^{-6} m/s (Fig. 7-6) und ist im Median rund 1 – 2 Grössenordnungen geringer als im östlichen Tafeljura und östlichen Faltenjura. Eine Tiefenabhängigkeit ist im östlichen Mittelländischen Molassebecken zwischen ~800 m bis ~2200 aufgrund der vorhandenen Daten kaum ersichtlich (Fig. 7-7).

In den Nagra Sondierbohrungen Schafisheim und Weiach-1 wurden auch der '*Dolomit der Anhydritgruppe*' bzw. die '*Oberen und Unteren Sulfatschichten*' der Zeglingen-Formation getestet. Für diese Intervalle wurden sehr geringe hydraulische Durchlässigkeiten von 3.0×10^{-12} m/s bzw. 3.0×10^{-13} m/s (Nagra 1989, 1992a), welche ähnlich demjenigen von der '*Dolomit der Anhydritgruppe*' in der Sondierbohrung Riniken in der Vorfaltenzone des östlichen Tafeljura ist (vgl. Fig.

7-7). Ein noch einmal deutlich geringerer K-Wert von < 1.0 ×10^{-15} m/s wurde in Schafisheim für die '*Oberen und Unteren Sulfatschichten*' bestimmt. Diese geringen K-Werte verdeutlichen die Effizienz der unter dem Muschelkalk-Aquifer liegenden, evaporitischen Lithologien als Grundwasserstauer.

Muschelkalk-Aquifer im Alpenraum (Penninikum)

In der Stirnzone der penninischen Adula-Decke wurden im Rahmen der Untersuchungen über die Valser Mineralquellen in einer Sondierbohrung in Vals in einer Tiefe von 110.5 – 116.0 m Sedimente der Trias als stark verwitterte Rauwacke und Dolomit angetroffen, aus welchem Mineralwasser artesisch austritt (Hartmann 2001). Für das Intervall wurde ein mittlerer K-Wert von ~2.2 ×10^{-5} m/s ermittelt.

In der Stirnzone der penninischen Adula-Decke wurden im Rahmen der Untersuchungen über die Valser Mineralquellen in einer Sondierbohrung in Vals in einer Tiefe von 110.5 – 116.0 m Sedimente der Trias als stark verwitterte Rauwacke und Dolomit angetroffen, aus welchem Mineralwasser artesisch austritt (Hartmann 2001). Für das Intervall wurde ein mittlerer K-Wert von ~2.2 ×10^{-5} m/s ermittelt.

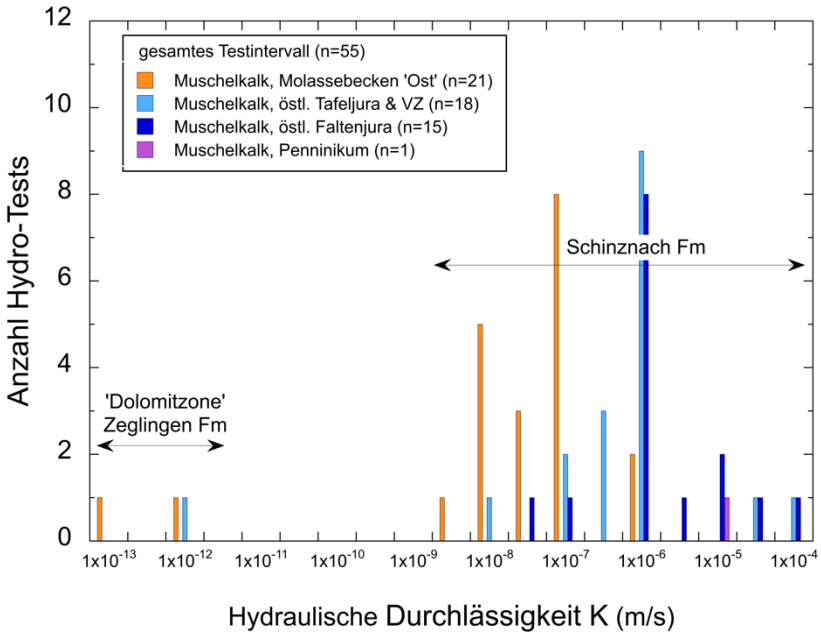


Fig. 7-6: Muschelkalk: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in Bohrungen in der Schinznach-Formation (Muschelkalk-Aquifer s.s.) und der 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation und aufgeteilt nach tektonischem Grossraum und gruppiert nach 1–5×10^{-x} und 5–10×10^{-x} m/s.

Siehe Tab. 7-4 für Herkunft und Referenzen.

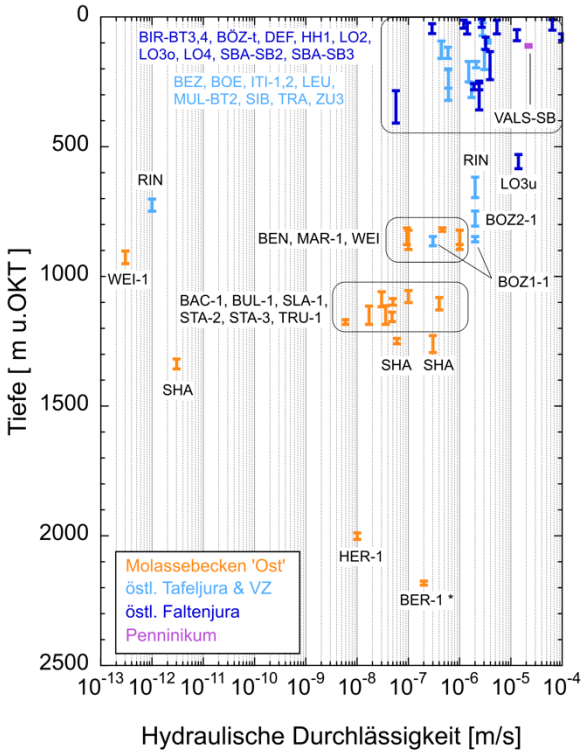


Fig. 7-7: Muschelkalk: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests in der Schinznach-Formation (Muschelkalk-Aquifer s.s.) und der 'Dolomitzone' der Zeglingen-Formation als Funktion der Tiefe und aufgeteilt nach tektonischem Grossraum.

Siehe Tab. 7-4 für Herkunft und Referenzen. Die K-Werte sind bezüglich der mittleren Tiefe des Testintervalls dargestellt und die Strichlänge entspricht der Länge des Testintervalls. K-Werte von < 1×10^{-11} m/s in den Bohrungen RIN, SHA, WEI-1 sind von Testintervallen in im'*Dolomit der Anhydritgruppe*' und den '*Sulfatschichten*' der Zeglingen-Formation. * Nach Nusch et al. bezieht sich dieser Werte auf den "*Unteren Muschelkalk*".

7.4 Beobachtungen in Tunnelbauten

In den Tunnelbauten im Faltenjura (z.B. Belchen, Bözberg, Hauenstein,) erwiesen sich die Lithologien der Schinznach-Formation meist als stark wasserführend mit Schüttungen von bis zu 130 L/min (Hartmann et al. 2013, Wegmüller 2001). Nicht selten wurde dabei auch eine Beeinflussung der an der Oberfläche vorhandenen Quellen im Muschelkalk beobachtet.

Im alpinen Raum wurde im Lötschberg NEAT-Basistunnel für die nicht weiter differenzierten Trias-Einheiten des nördlichen Autochthons des Aar-Massivs immer wieder kleinere Zuflüsse und ein Zufluss mit 60 – 300 L/min beobachtet (Ziegler & Isler 2013). In einer Vorausbohrungen wurde über eine Distanz von 25 m für die dortigen Trias-Gesteine eine Transmissivität von 7.6×10^{-7} m^2/s bestimmt. Im sog. Jungfraukeil und angrenzender Sediment-Einschuppung traten in den Gesteinen der Trias (und des Lias) Wasserzuflüsse von < 5 L/min bis ~300 L/min auf, welche wegen eines möglichen Zusammenhangs mit den Thermalwässern in Leukerbad rasch abgedichtet werden mussten. In der Trias des Gampel-Baltschieder Autochthons nahe des Südportals wurden über ~15 m und ~90 m unter der Oberfläche mehrere Zuflüsse von maximal 60

– 300 L/min angetroffen. In Drainagebohrungen wurden Schüttung von bis zu 780 L/min beobachtet, welche stark auf Regenfälle reagierten und somit eine Verbindung zur Oberfläche anzeigten.

Im Gotthard Strassentunnel sind die als Dolomit, Gips und Rauwacke vorliegenden Sedimente der Mittleren Trias (undifferenziert) der Urseren Zone über eine Länge von total 30 m als 'trocken' ohne Wasserzuflüsse beschrieben (Keller et al. 1987).

Im Südabschnitt des Gotthard NEAT-Basistunnels wurde die auf Tunnelniveau ~100 m lange Piora-Zone mit Lithologien der Mittleren Trias durchfahren (Guntli et al. 2016). Entgegen den Befürchtungen fanden sich auf dieser Tiefe in der Piora-Zone massive, Anhydrit-Dolomit Gesteine (Anteil Anhydrit 5 – 100 %), welche sich als '*trocken*' erwiesen. Die aus dem wasserführenden Zuckerdolomit ausgebildete Mittlere Trias wurde in vorgängigen Sondierbohrungen ~360 m über dem Tunnelniveau angetroffen, wobei die genaue Tiefenlage der Grenze Zuckerdolomit – Anhydrit-Dolomit-Gesteine nicht bekannt ist (Guntli et al. 2016).

Im Kraftwerkstollen Ritom-Garegna, westlich des Gotthard NEAT-Basistunnels, wurde bei geringerer Überlagerung in der Piora-Zone im Zuckerdolomit der Trias eine hohe Wasserführung von 7'200 – 9'000 L/min über 1000 m Stollenlänge angetroffen (Masset & Löw 2010).

Im Vorderrhein Kraftwerkstollen Sedrun-Medels traten aus einer tektonisierten Störungszone entlang dem Übergang von den Trias-Sedimenten zu den permokarbonischen Sedimenten über eine Länge von 200 m mehr als 60'000 L/min Wasser aus (Masset & Löw 2010). Aufgrund der relativ seichten Tiefe wurde der Wasserzutritt der Verkarstung der Anhydrit-Gips Abfolgen der Trias zugeschrieben.

Im Simplon Bahntunnel wurden während dem Bau die Velia-Zone (CH) und die Teggiolo-Zone (I) durchfahren, welche in Trias-Abfolgen mit Anhydrit, Gips und Dolomitmarmor eine hohe Wasserführung aufwiesen (Bianchetti et al. 1993). In der Veglia-Zone wurde ~1600 m unter der Oberfläche über eine Länge von ~1220 m viele Quellen mit thermalem Wasser (42–52°C) angetroffen. Die Gesamtschüttung über diese Strecke betrug damals ~60'000 L/min. Bis 1989 (und wohl bis heute) veränderte sich weder die Temperatur noch die Schüttungsmenge. Letztere liegt für die mehr als 100 Quellen bei 10 – 120 L/min, was einem durchschnittlichen Zufluss von ~2.5 L/min/m entspricht. Die Velia-Zone wurde von Bianchetti et al (1993) als '*mittel durchlässig*' beschrieben. In der ~95 m langen Teggiolo-Zone wurden noch grössere Wasserzutritte von >70'000 L/min ~1100 m unter der Oberfläche angetroffen. Das hier tief-temperierte Bergwasser (11–18°C) stammt aus verkarsteten und geklüftetem Marmoren. Saisonale Schwankungen in der Temperatur und der chemischen Zusammensetzung und das Versiegen von Quellen an der Oberfläche nach einigen Wochen/Monaten weisen auf eine rasche Zirkulation dieser Karstwässer hin. Zwischen 1987 und 1989 variierte die Schüttung in der grössten Quelle zwischen 6'000 –18'000 L/min. Seit dem Durchstich blieb die Gesamtschüttung recht stabil und die Zone wird als '*hoch durchlässig*' beschrieben (Bianchetti et al. 1993).

Für die Trias-Abfolgen im Simplon Bahntunnel berechnete Maréchal (1998) für die Veglia-Zone und die Teggiolo-Zone eine Gebirgsdurchlässigkeit über die vom Tunnel durchfahrende Distanz (L) unter Benutzung einer durchschnittlichen Gesamtschüttung (Q) und Überdeckung (H). Für die Veglia-Zone ergab dies einen K-Wert von 7.8×10^{-8} m/s für L = 1222 m, Q = 248 L/s und H = 1600 m. Für die Teggiolo-Zone wurde ein K-Wert von 1.4×10^{-5} m/s für L = 94 m, Q = 1200 L/s und H = 1100 m berechnet. Diese K-Werte von Maréchal (1998) stimmen mit der qualitativen Beschreibung der Gebirgsdurchlässigkeit von Bianchetti et al. (1993) überein.

8 Buntsandstein-Aquifer

Die hydrogeologische Einheit '*Buntsandstein-Aquifer*' umfasst die kontinentalen bis küstennahen, marinen Sedimente der Dinkelberg-Formation (vormals '*Buntsandstein*', vgl. Jordan 2016) der unteren Trias vom unteren Anisium bis oberen Olenekium. Hydrogeologische Daten vom Buntsandstein-Aquifer liegen ausschliesslich aus der Nordostschweiz vor, wo er in mehreren Sondierbohrungen der Nagra untersucht wurde. Im alpinen Raum dürften die Sedimente des '*Buntsandsteins*' kaum Aquifer-Eigenschaften aufweisen, da diese dort meist als dichte Quarzite ausgebildet sind (Grenzquarzit zwischen den alpinen Decken).

Lithostratigraphisch wurde der '*Buntsandstein*' früher traditionell in den '*Oberen Buntsandstein*' mit dem 'Rötton' (früher '*Röt*'), den '*Mittleren Buntsandstein*' mit dem 'Vogesensandstein' und 'Plattensandstein' und den '*Unteren Buntsandstein*' mit der Eck-Formation (früher auch '*Karneolführende Schichten und diagonalgeschichteter Sandstein*') unterteilt, wobei der '*Untere Buntsandstein*' auf den süddeutschen Raum begrenzt ist (vgl. Jordan 2016). Obwohl formell nicht etabliert, werden die Untereinheiten 'Rötton', 'Vogesensandstein' und 'Plattensandstein' vorläufig weiterverwendet, während die Begriffe '*Oberer, Mittlerer und Unterer Buntsandstein'* heute als Dinkelberg-Formation zusammengefasst werden.

Die oberste Einheit der Dinkelberg-Formation, der Rötton, besteht aus tonreichen, z.T. karbonatischen Schichten und ist generell (sehr) schwach durchlässig. Der Rötton ist in der Nordostschweiz nicht (mehr) vorhanden, kommt aber in Bohrungen westlich der Aare vor. Die unterliegenden Einheiten 'Vogesensandstein' und 'Plattensandstein' bestehen aus unterschiedlich stark Quarz- und Karbonat-zementierten Sandsteinen mit geringmächtigen Tonsteinlagen und bilden die wichtigsten wasserführenden Einheiten im Buntsandstein-Aquifer. In den unterschiedlichen Schichten können die Ton- und Sandsteine auch konglomeratisch bis brekziös ausgebildet sein, pedogene Horizonte beinhalten und Karneol, Dolomit und Anhydrit führen (vgl. detaillierte Beschreibungen in den in Tab. 8-1 angegeben Referenzberichten).

In der Nordostschweiz variiert die Mächtigkeit der Dinkelberg-Formation (und damit des Buntsandstein-Aquifers) schon auf kleinem Raum stark und nimmt von bis 100 m in der Region Basel in südlicher und südöstlicher Richtung rasch auf weniger als 10 m ab (vgl. Fig. 4 in Jordan 2016). Im zentralen Mittelland wurde die Dinkelberg-Formation entweder nicht abgelagert oder während der späteren Trias vollständig erodiert. Die Sedimente der Dinkelberg-Formation liegen diskordant entweder direkt auf dem oberflächlich verwitterten und zerklüfteten kristallinen Grundgebirge oder überlagern die permischen Sedimente. Sie sind generell mächtiger vorhanden, wenn sie auf den permischen Sedimenten liegen.

Der Buntsandstein-Aquifer bildet dort, wo er direkt dem kristallinen Grundgebirge aufliegt, mit dem obersten verwitterten Kristallin zusammen einen regionalen Tiefenaquifer. Dort wo er dem Permokarbon aufliegt, stellt er wegen der tonigen Ausbildung der oberen Einheiten des Permokarbons einen selbständigen Aquifer dar. Ausstiche mit möglicher Direktinfiltration finden sich entlang der südlichen und grossräumiger entlang der östlichen Abdeckung des Schwarzwaldes in den Einzugsgebieten der Donau und Wutach. In der Nordschweiz ist der Buntsandstein nur vereinzelt entlang des Rheins zwischen Kaiseraugst und Kaisten aufgeschlossen.

Aufgrund der lithologischen Ausbildung und abhängig von der Tiefenlage ist der Buntsandstein-Aquifer als Poren-Kluft-Aquifer oder Kluft-Aquifer ausgebildet. Er ist mit dem unterliegenden Kristallin hydraulisch verbunden und teilweise auch mit dem unterliegenden Permokarbon, wo dieses vorhanden ist (Schmassmann et al. 1992, Waber & Traber 2022). Im Grossraum Basel, wo der Buntsandstein in seichteren Tiefen oder gar an der Oberfläche auftritt, ist entlang von tektonischen Störungszonen auch eine hydraulische Verbundenheit mit den überliegenden-Formationen des Muschelkalks vorhanden.

8.1 Porosität

Daten über die Porosität des Buntsandstein-Aquifer liegen mehrheitlich aus den älteren Sondierbohrungen der Nagra (Kristallin-I, 1982-1989) vor, wo neben der Dichte-Porosität die verbundene Porosität mit der Quecksilber Methode (Hg-Porosität) angegangen wurde. Aus den jüngeren Bohrungen der Nagra (SGT-3, 2019-2022) liegen 6 Proben mit Dichte-Porosität und Wasserverlust- (WL-) Porosität vor, letztere als Proxi für die verbundene Porosität (Tab. 8-1). Die vorhandenen Porositätsdaten stammen aus den in Fig. 1-1 dargestellten tektonischen Grossräumen des östlichen Tafeljuras inklusive der Vorfaltenzone und des Mittelländischen Molassebeckens 'Ost'. Aus der Westschweiz und dem alpinen Raum liegen keine Daten vor.

Tab. 8-1: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen im Buntsandstein-Aquifer

D-P: Dichte-Porosität berechnet aus Gesteins- und Korndichte, Hg-P: Quecksilber-Druck Porosität; WL-P: Wasserverlust-Porosität bei 105°C, IsoEx-Porosität: Isotopenaustausch-Porosität. SB: Nagra Sondierbohrung; MB: Mittelländisches Molassebecken, Tafeljura inkl. Vorfaltenzone (VZ).

Lokalität	Kanton	Bezeichn. Bohrung	Zweck	Typ Porosität	Tektonischer Grossraum	Referenz
Benken	ZH	BEN	SB	D-P, WL-P	MB 'Ost'	Langer et al. 2001, Nagra 2001
Böttstein	AG	BOE	SB	D-P, Hg-P	östl.Tafeljura & VZ	Peters et al. 1986
Bözberg-1-1	AG	BOZ-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	östl.Tafeljura & VZ	Wersin et al. 2022
Kaisten	AG	KAI	SB	D-P, Hg-P	östl.Tafeljura & VZ	Peters et al. 1989b
Leuggern	AG	LEU	SB	D-P, Hg-P	östl.Tafeljura & VZ	Peters et al. 1989a
Marthalen-1-1	ZH	MAR-1	SB	D-P, WL-P	MB 'Ost'	Mäder et al. 2021 [1)]
Riniken	AG	RIN	SB	D-P, Hg-P	östl.Tafeljura & VZ	Matter et al. 1987
Schafisheim	AG	SHA	SB	D-P, Hg-P	MB 'Ost'	Matter et al. 1988b
Stadel-3-1	ZH	STA-3	SB	D-P, WL-P	MB 'Ost'	Aschwanden et al. 2022
Weiach-1	ZH	WEI-1	SB	D-P, Hg-P	MB 'Ost'	Matter et al. 1988a

[1)] plus 1 Probe von Ausdiffusion-Expermenten mit D-P, WL-P, IsoEx-P, unpublizierte Daten Waber 2021

In der Nordostschweiz erstreckt sich der mit den Proben abgedeckte Tiefenbereich von ~95 – 1490 m. Die vorhandenen Daten dürften zwar den Bereich der Dichte-Porosität im Buntsandstein-Aquifer generell erfassen, aber kaum dessen gesamte lithologische Variabilität, besonders den Grad der sekundären Zementierung. Das gilt auch für die verbundene Porosität.

Die Dichte-Porosität der Lithologien des Buntsandstein-Aquifers erstreckt sich über einen weiten Bereich von 1.5 – 28.3 Vol% (Tab. 8-2). Im Mittel ist die Dichte-Porosität Buntsandstein-Aquifer im östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone höher, als in den tieferen Vorkommen im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'. Obwohl ein gewisser Trend angezeigt ist, sind die Dichte-Porosität und Hg-Porosität nicht wirklich korreliert und die Hg-Porosität macht im Mittel nur gerade etwa 40 – 45 % der Dichte-Porosität aus (Fig. 8-1). In den Gesteinen des Buntsandstein-Aquifers im östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone zeichnet sich ein Trend zwischen dem Tongehalt und der Dichte-Porosität ab, in welchen sich auch die nur zwei Proben mit WL-Porositätsdaten fallen (Fig. 8-1). In diesen Proben dürfte dementsprechend auch eine gewisse Tonporosität vorhanden sein, welche nicht zum Wasserfluss beiträgt. Das Fehlen von bestimmten Gesetzmässigkeiten zwischen der Hg-Porosität und der Dichte-Porosität, Tongehalt, Permeabilität (vgl. Abschnitt 8.2) und auch der Probentiefe (vgl. Fig. 8-2) scheint darauf hinzuweisen, dass die damals bestimmte Hg-Porosität die wirkliche verbundene Porosität in den Gesteinen des Buntsandstein-Aquifers nicht wirklich wiedergibt und unterschätzt. In diese Richtung weisen auch die an wenigen Proben in ~1000 m Tiefe in den jüngeren Nagra Sondierbohrungen BOZ-1-1 und

MAR-1 bestimmten WL-Porositäten, welche deutlich höher sind als alle bisherigen Hg-Porositätswerte und in etwa der Dichte-Porosität entsprechen. Basierend auf dem kleinen vorhandenen Datensatz kann aber nur gesagt werden, dass die verbundene Porosität im Bundsandstein-Aquifer unzulänglich bekannt ist.

Im Nordschweizer Buntsandstein-Aquifer variiert die Dichte-Porosität bis in eine Tiefe von ~1000 m unter der Oberfläche über den ganzen Wertebereich und es ist keine Abhängigkeit zwischen der Dichte-Porosität und der Tiefe ersichtlich (Fig. 8-2). Erst unterhalb ~1000 m sind mit den wenigen vorhandene Proben Indikationen für eine Abnahme der Porosität in grösserer Tiefe vorhanden (Fig. 8-2). Der Datensatz ist aber zu klein für eine gut unterstützbare Aussage.

Tab. 8-2: Porosität von Gesteinen im Buntsandstein-Aquifer.

Siehe Tab. 8-1 für Herkunft der Bohrungen und Referenzen. Dichte-Porosität: berechnet aus Gesteins- und Korndichte, WL-Porosität: Wasserverlust-Porosität bei 105°C, Hg-Porosität: Quecksilber-Druck Porosität (Mikro- & Makro-Porosität); n: Anzahl Proben; Min/Max: Minimal- und Maximalwert; Mit. & Std: arithmetisches Mittel und Standardabweichung.

Stufe	Formation / Member	Dichte-Porosität (Vol.%)				WL-Porosität (Vol.%)				Hg-Porosität (total) (Vol.%)			
		n	Min	Max	Mit. & Std	n	Min	Max	Mit. & Std	n	Min	Max	Mit. & Std
Mittelländ. Molassebecken 'Ost'													
Olénékien – Unt. Anisien	Dinkelberg Fm (*'Buntsandstein'*)	7	1.5	18.9	8.2±5.9	2	1.4	10.6	–	5	0.6	7.0	3.4±2.5
östlicher Tafeljura inkl. Vorfaltenzone													
Olénékien – Unt. Anisien	Dinkelberg Fm (*'Buntsandstein'*)	24	3.8	28.3	12.2±5.1	4	11.2	17.6	13.2±3.0	20	1.0	11.3	5.5±2.6

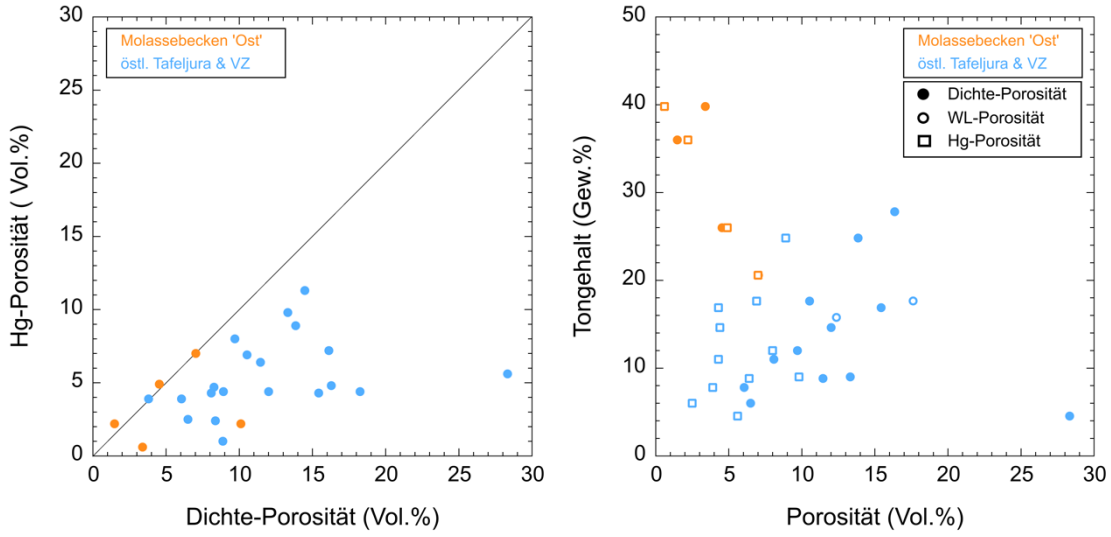


Fig. 8-1: Buntsandstein: Dichte-Porosität als Funktion der Hg-Porosität (links) und Dichte-, Hg- und WL-Porosität als Funktion des Tongehalts der Gesteine (rechts) im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone.

Siehe Tab. 8-1 für Herkunft und Referenzen.

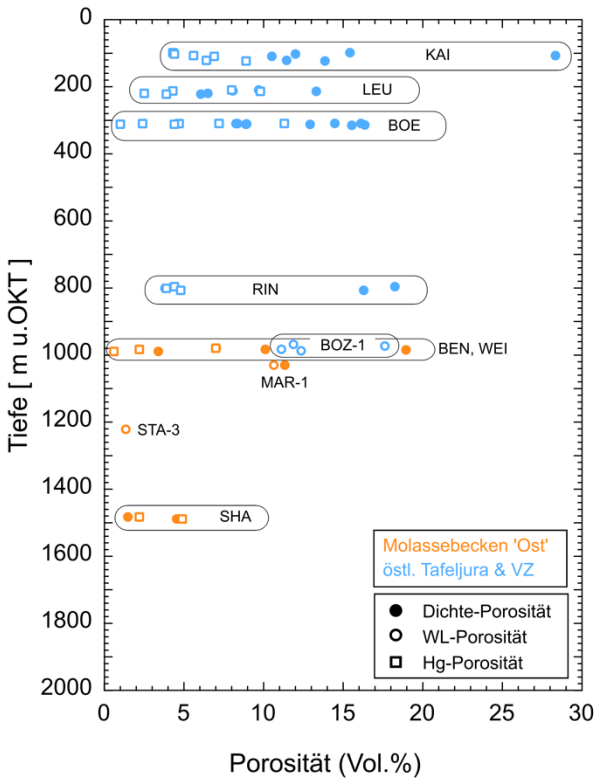


Fig. 8-2: Buntsandstein: Dichte-Porosität, Wasserverlust-(WL-) Porosität und Hg-Porosität als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone.

Siehe Tab. 8-1 für Herkunft und Referenzen.

8.2 Matrix-Permeabilität

An Gesteinsproben des Buntsandstein-Aquifers bestimmte Werte der Matrix-Permeabilität liegen aus den älteren Sondierbohrungen der Nagra (Kristallin-I, 1982 –1989) in der Nordschweiz vor (Tab. 8-3). Die für die Gesteine parallel und senkrecht zur Schichtung bestimmte Matrix-Permeabilität erstreckt sich über einen grossen Bereich von < 0.05 mD bis 1404 mD bzw. < 0.05 mD bis 1695 mD, ohne dass ein signifikanter Unterschied zwischen der Matrix-Permeabilität parallel und senkrecht zur Schichtung ersichtlich wäre (Tab. 8-4). Die vorhandene maximale Matrix-Permeabilität entspricht etwa einer hydraulischen Durchlässigkeit von 1.3×10^{-5} m/s bzw. 1.5×10^{-5} m/s.

Eine statistisch einigermassen relevante Anzahl Proben liegt nur für den Buntsandstein-Aquifer im östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone vor (Tab. 8-4). Der dort parallel und senkrecht zur Schichtung ähnliche Medianwert entspräche ungefähr einer hydraulischen Durchlässigkeit der Gesteinsproben von $2.0–4.0\times10^{-6}$ m/s. Die nur drei messbaren Proben aus dem Mittelländischen Molassebecken 'Ost' ergeben einen ähnlichen Medianwert von 2.5×10^{-6} m/s parallel zur Schichtung und einen geringeren Wert von 2.2×10^{-7} m/s senkrecht zur Schichtung.

Über den gesamten Datensatz ergibt sich keine Beziehung zwischen der Gesteinspermeabilität und der Hg-Porosität, welche dazumal als Proxi für die verbundene Porosität genommen wurde

und wie es für Ton-arme Proben erwartet werden könnte (Fig. 8-3). Demgegenüber zeigt sich zumindest ein gewisser Trend zwischen der Dichte-Porosität und der Matrix-Permeabilität (Fig. 8-3). Die an den Gesteinsproben bestimmte Matrix-Permeabilität reflektiert somit ähnlich wie die vorhandenen Porositätswerte mehr die lithologische Heterogenität des Buntsandstein-Aquifers auf kleinem Massstab (besonders der Zementation), als dass sie die hydrogeologischen Eigenschaften des Buntsandstein-Aquifers in einem regionalen Massstab beschreiben würde.

Aufgrund der vorliegenden Daten ergibt sich bis in eine Tiefe von ~1000 m unter der Oberfläche keine Abhängigkeit zwischen Gesteinspermeabilität und Tiefe (Fig. 8-4). Erst in grösserer Tiefe scheint die Matrix-Permeabilität niedriger zu werden. Der Datensatz ist aber zu klein für eine gut unterstützbare Aussage in dieser Richtung.

Tab. 8-3: Lokalitäten mit Daten der Matrix-Permeabilität von Gesteinen im Buntsandstein-Aquifer

Total 27 Plug Proben. SB: Nagra Sondierbohrung; MB: Mittelländisches Molassebecken, Tafeljura inkl. Vorfaltenzone. (VZ)

Lokalität	Kanton	Bezeichnung Bohrung	Zweck	Anzahl Proben	Tektonischer Grossraum	Referenz
Böttstein	AG	BOE	SB	10	östl.Tafeljura & VZ	Peters et al. 1986
Kaisten	AG	KAI	SB	6	östl.Tafeljura & VZ	Peters et al. 1989b
Leuggern	AG	LEU	SB	4	östl.Tafeljura & VZ	Peters et al. 1989a
Riniken	AG	RIN	SB	2	östl.Tafeljura & VZ	Matter et al. 1987
Schafisheim	AG	SHA	SB	2	MB 'Ost'	Matter et al. 1988b
Weiach-1	ZH	WEI-1	SB	3	MB 'Ost'	Matter et al. 1988a

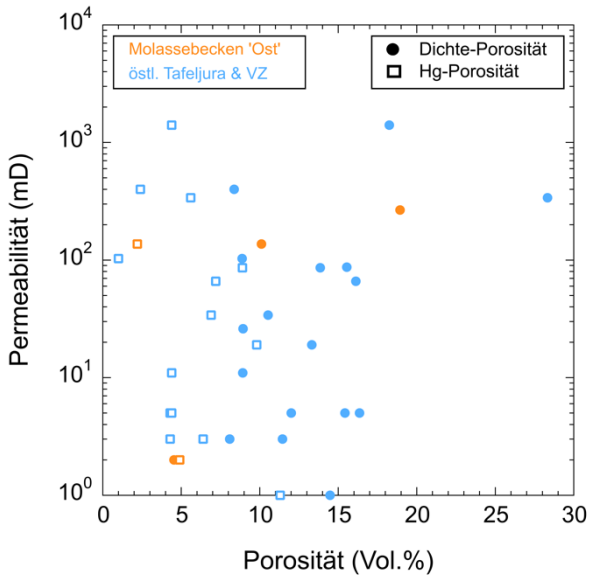


Fig. 8-3: Buntsandstein: Matrix-Permeabilität der Gesteine als Funktion der Dichte-Porosität und Hg-Porosität im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone.

Siehe Tab. 8-3 für Herkunft und Referenzen.

Tab. 8-4: Matrix-Permeabilität von Gesteinen im Buntsandstein-Aquifer.

Siehe Tab. 8-3 für Herkunft der Bohrungen und Referenzen.
waagrecht: waagrecht zum Bohrkern (± Schichtung) senkrecht: senkrecht zum Bohrkern (± Schichtung); n: Anzahl Proben; Min/Max: Minimal- und Maximalwert; Median von den Proben mit Messwerten und Anzahl Proben unterhalb der Nachweisgrenze.

Stufe	**Formation**	**Matrix-Permeabilität waagrecht (mD)**				**Matrix-Permeabilität senkrecht (mD)**			
		n	Min	Max	Median	n	Min	Max	Median
Mittelländ. Molassebecken 'Ost'									
Olénékien - Anisien	Dinkelberg Fm ('*Buntsandstein*')	4	<0.05	267	202 2Pr <0.05	2	2	24	–
östlicher Tafeljura inkl. Vorfaltenzone									
Olénékien – Unt. Anisien	Dinkelberg Fm ('*Buntsandstein*')	23	<0.05	1404	26 6 Pr < 0.05	20	<0.05	1695	32 7 Pr <0.05

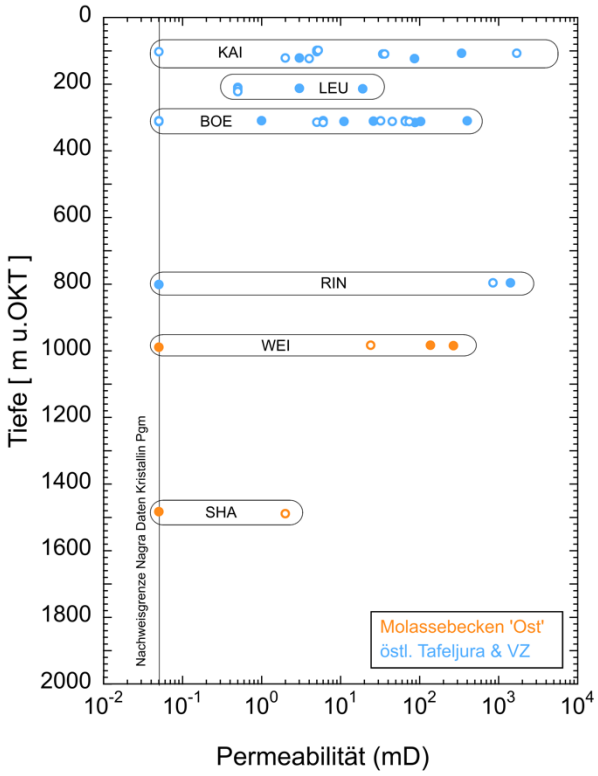


Fig. 8-4: Buntsandstein: Matrix-Permeabilität der Gesteine als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone.

Siehe Tab. 8-3 für Herkunft und Referenzen.
Ausgefüllte Kreise: Matrix-Permeabilität paralell zur Schichtung; nicht ausgefüllte Kreise: Matrix-Permeabilität senkrecht zur Schichtung.

8.3 Hydraulische Durchlässigkeit

Die Daten von Hydro-Tests im Buntsandstein-Aquifer sind aus den älteren Sondierbohrungen der Nagra (Kristallin-I, 1982 –1989), der Nagra Sondierbohrung Benken (1998) und der Geothermiebohrung Schlattingen-1 (2011) im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone publiziert (Tab. 8-5).

An den Lokalitäten Benken, Böttstein, Leuggern, Schafisheim und Siblingen liegt die Dinkelberg-Formation direkt auf dem verwitterten Kristallin und bildet mit diesem den Buntsandstein-Aquifer. In diesen Bohrungen beinhalteten die Hydro-Test Intervalle auch längere Abschnitte des verwitterten Kristallins. In den Bohrungen Böttstein, Schafisheim und Siblingen dominierte in den Testintervallen das verwitterte Kristallin sogar über die Lithologien der Dinkelberg-Formation.

An den Lokalitäten Kaisten, Riniken, Schlattingen und Weiach liegt die Dinkelberg-Formation auf den Sedimenten des Perms ('*Rotliegendes*', '*Zechstein*', vgl. Kapitel 9) und ist je nach deren Ausbildung mit diesen hydraulisch verbunden oder stellt einen eigenständigen Aquifer dar. Die Hydro-Tests in diesen Bohrungen deckten vorwiegend die Dinkelberg-Formation ab. Einzig in der Bohrung Schlattingen-1 bestand das Testintervall zu rund einem Drittel auch aus permischen Sedimenten. Noch zu erwähnen ist, dass im Mündungsgebiet Aaretal ins Rheintal aus Bohrungen in der Grossraum Leuggern-Koblenz-Rietheim diverse Subthermalwasser-Funde in sandigen Dinkelberg-Formation – Perm Abfolgen bekannt sind (teils artesisch, teils subartesisch, Burger 2011). Von diesen liegen aber keine publizierten Daten über die hydraulische Durchlässigkeit vor.

Tab. 8-5: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen im Buntsandstein-Aquifer.

GT: Geothermie Bohrung, SB: Nagra Sondierbohrung; MB: Mittelländisches Molassebecken, Tafeljura inkl. Vorfaltenzone (VZ).

Lokalität	Kan-ton	Bohrung	Jahr	Zweck	Tekton. Grossraum	Referenz
Benken	ZH	BEN	1998	SB	MB 'Ost'	Nagra 2001
Böttstein	AG	BOE	1982	SB	östl.Tafeljura & VZ	Leech et al. 1984, Nagra 1985
Kaisten	AG	KAI	1984	SB	östl.Tafeljura & VZ	McCord & Moe 1990, Nagra 1991c
Leuggern	AG	LEU	1984	SB	östl.Tafeljura & VZ	Belanger et al. 1989b, Nagra 1991b
Riniken	AG	RIN	1985	SB	östl.Tafeljura & VZ	Belanger et al. 1989a, Nagra 1990
Schafisheim	AG	SHA	1984	SB	MB 'Ost'	Moe et al. 1989, Nagra 1992a
Schlattingen-1	TG	SLA-1	2011	GT	MB 'Ost'	Frieg et al. 2015
Siblingen	SH	SIB	1989	SB	östl.Tafeljura & VZ	Ostrowski & Kloska 1989, Nagra 1992b
Weiach-1	ZH	WEI-1	1983	SB	MB 'Ost'	Butler et al. 1989, Nagra 1989
Zürich-Sonnengarten	ZH	GTB-1	2010	GT	MB 'Ost'	EWZ Zürich 2014, Daten nicht publiziert

Buntsandstein-Aquifer im östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone

Im östlichenTafeljura inklusive der Vorfaltenzone wurde der Buntsandstein-Aquifer an sechs Lokalitäten in Tiefen von ~100– 820 m hydraulisch untersucht. Die ermittelte hydraulische Durchlässigkeit erstreckt sich über rund vier Grössenordnungen von 3.0×10^{-8} m/s bis zu 1.6×10^{-4} m/s (Fig. 8-5). Eine Abhängigkeit der hydraulischen Durchlässigkeit von der Tiefe ist im Tafeljura nicht ersichtlich (Fig. 8-6).

Der höchste K-Wert von 1.6×10^{-4} m/s stammt aus einer Tiefe von ~340 m in der Bohrung Siblingen und wird dort durch eine möglicherweise mit einem lokalen Störungssystem in Zusammenhang stehenden stark ausgeprägten Klüftung erklärt (Nagra 1992b).

In der Bohrung Böttstein, wo die Dinkelberg-Formation direkt auf dem verwitterten Kristallin liegt, ergaben der über die Abfolge Dinkelberg-Formation / verwittertes Kristallin durchgeführte Hydro-Test und derjenige, welcher nur verwittertes Kristallin beinhaltete, vergleichbare K-Werte (Fig. 8-6).

Buntsandstein-Aquifer im Mittelländischen Molassebecken 'Ost'

Im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' wurde der Buntsandstein-Aquifer an vier Lokalitäten in Tiefen von ~970 – 1500 m hydraulisch untersucht. In den östlicher gelegenen Bohrungen BEN, SLA-1 und WEI-1 variierte die hydraulische Durchlässigkeit im Buntsandstein-Aquifer zwischen ~970 – 1260 m u. GOK in einem engen Bereich von 2.0×10^{-7} m/s bis 5.7×10^{-6} m/s (Fig. 8-5). Weiter westlich in der Bohrung SHA wurde im tiefsten Testintervall zwischen 1476 – 1500 m u. GOK der deutlich niedrigste K-Wert von 6×10^{-10} m/s ermittelt (Fig. 8-5 und Fig. 8-6). Hier beinhaltete das Testintervall die Sedimente der Dinkelberg-Formation und das unterliegende, verwitterten Kristallin in etwa gleichen Teilen.

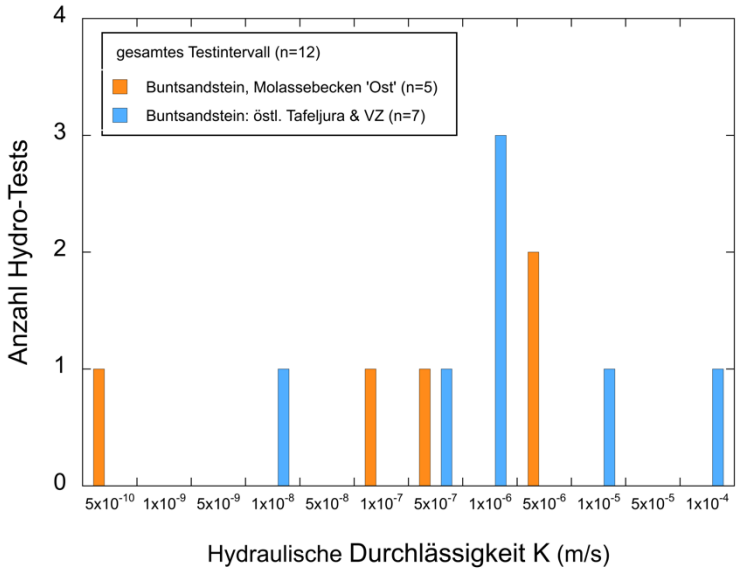


Fig. 8-5: Buntsandstein: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in Bohrungen im Buntsandstein im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone und gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s.

Siehe Tab. 8-5 für Herkunft und Referenzen.

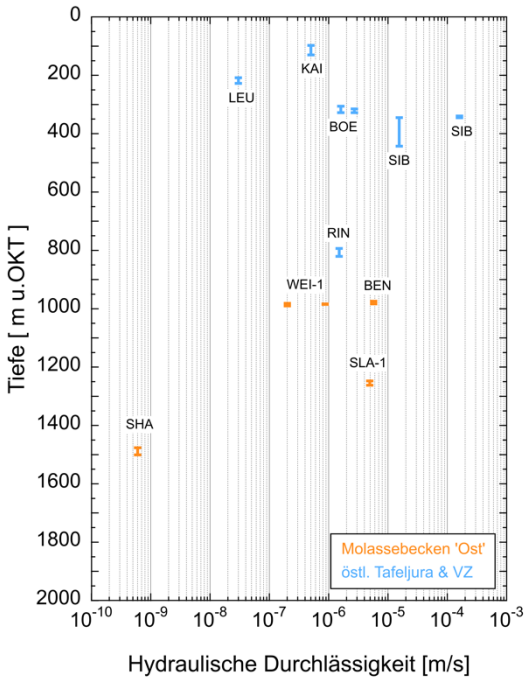


Fig. 8-6: Buntsandstein: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests im Buntsandstein-Aquifer als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone.

Siehe Tab. 8-5 für Herkunft und Referenzen. Die K-Werte sind bezüglich der mittleren Tiefe des Testintervalls dargestellt und die Strichlänge entspricht der Länge des Testintervalls.

9 Permokarbon

Sedimente des Permokarbons treten diagenetisch überprägt im Nordschweizer Permokarbontrog und metamorph überprägt im alpinen Raum auf. Daten bezüglich der hydrogeologischen Eigenschaften von permokarbonischen Sedimenten sind vor allem aus dem Nordschweizer Permokarbontrog in den tektonischen Grossräumen des östlichen Tafeljuras inklusive derVorfaltenzone und dem Mittelländischen Molassebeckens 'Ost' vorhanden. Daneben existiert auch eine gewisse Information über die hydrogeologischen Eigenschaften der metamorphen permokarbonischen Sedimente im alpinen Raum (vgl. Abschnitt 9.4).

In der Nordschweiz ist der von NE nach SW verlaufende, in das kristalline Grundgebirge eingelassene Nordschweizer Permokarbontrog mit seinen Randzonen und Trogschultern eine prägende Struktur des Grundgebirges. Aufgrund von seismischen und geologischen Daten kann der Nordschweizer Permokarbontrog in einen West- und Ost-Trog unterteilt werden, wobei die Übergangszone östlich des unteren Aaretals im Raum Unterendingen liegt (Naef & Madritch 2014). Der Trog mit seinen Rand- und Schulterzonen entwickelte sich während mehreren tektonischen Phasen vom Oberkarbon bis ins Perm, wobei mehrere hundert Meter mächtige, kontinentale Sedimentserien abgelagert wurden, welche generell von NE nach SW zunehmen.

Die Perm-Sedimente in der Nordschweiz sind den (früh-)permischen, kontinentalen Ablagerungen während dem '*Rotliegenden*' zuzuordnen und werden heute als Weitenau-Formation bezeichnet (Jordan & Deplazes 2019, siehe auch www.strati.ch). Dabei handelt es sich vorwiegend um fluviatile Ablagerungen, welche als mächtige Obere und Untere Alluviale Schuttfächer von einer lakustrinen Playa-Sedimentabfolge unterbrochen werden. Die im Unteren Schuttfächer von unten gegen oben zunehmende Rotfärbung der Sedimente und das Auftreten von Caliche und Anhydritknollen weisen auf einen Umschwung von semi-humiden zu einem ariden bis semi-ariden Klima hin, verbunden mit teilweiser Bodenbildung und hoher Evaporation von kleinräumigen Seen und Überschwemmungsebenen (Matter 1987, Blüm 1987).

In der Nordschweiz wurde die Weitenau-Formation in den älteren Nagra Sondierbohrungen Kaisten (172 m), Riniken (984 m) und Weiach-1 (573 m) angetroffen und untersucht. Auch in den jüngeren Nagra Sondierbohrungen Bözberg-1 (47.5 m), Bülach-1 (50.6 m), Marthalen-1 (56.1 m), Stadel-2 (51.1 m), Stadel-3 (54.5 m) und Trüllikon-1 (13.6 m) wurden die Lithologien der Weitenau-Formation angefahren (siehe Tab. 9-1 für Referenzen). Weiter wurden permische Sedimente in der Explorationsbohrung Weiach-2[6] (453 m), der Geothermiebohrung Schlattingen-1 (78 m, Albert et al. 2012) und den Bohrungen Engerfeld (230 m), Grenznach (68 m), Mumpf (80 m), Weiherfeld (327 m), Wintersingen (414 m) und Zuzgen (221 m; Matter 1987, Blüm 1987) angetroffen. Das unterliegende kristalline Grundgebirge wurde in der nördlichen Randzone des Permokarbontrogs in den Bohrungen Engerfeld, Kaisten, Marthalen-1, Trüllikon-1, Schlattingen-1, Weiherfeld, Wintersingen und Zuzgen erreicht.

Wegen einer meist ausgeprägten diagenetischen Zementation haben die klastischen Sedimente der Weitenau-Formation ('*Rotliegendes*') in der Nordostschweiz generell eine geringe Durchlässigkeit in der Gesteinsmatrix. Eine höhere Durchlässigkeit wird aber in den weniger gut zementierten Unteren Tonigen Sandstein-Serien und in den Polymikten Kristallinbrekzien des '*Rotliegenden*' beobachtet.

Die wichtigste Wasserführung in den Perm-Sedimenten in der Nordostschweiz ist an offene, häufig steil-einfallende tektonische Störungen gebunden (z.B. Schmassmann et al. 1992, Waber & Traber 2022). Die Perm-Sedimente funktionieren dementsprechend vorwiegend als Kluft-Aquifer, wobei die Wasserführung durchaus ergiebig sein kann. Beispiele hierfür sind der artesische

[6] Bohrung aus dem Jahr 2000 von Forest Oil – SEAG, siehe https://www.ensi.ch/de/technisches-forum/einfluss-von-fracking-auf-sicherheitstechnische-beurteilung/ (18.4.2018)

Thermalwasserzufluss zwischen 276–292 m unter der Oberfläche in der Nagra Sondierbohrung Kaisten (Nagra 1991c), das stark gespannte, zeitweilig genutzte Thermalwasser in der Thermalwasserbohrung Engerfeld mit einer Schüttung von bis 1000 L/min (Ryf 1984) und dem artesischen Thermalwasser in der EWS-Bohrung in Mumpf mit einer Schüttung von ~600 L/min (Burger 2011, Pietsch 2015). Zudem gibt es im Mündungsgebiet Aaretal ins Rheintal aus Bohrungen in der Region Leuggern-Koblenz-Rietheim diverse Vorkommen von subthermalen, teils artesischen Grundwässern in den sandigen Abfolgen des Perms und Buntsandsteins (vgl. Burger 2011).

Karbon-Sedimente des Stefaniens (spätes Pennsilvanium, Kasimovium bis Gzhelium) wurden bisher einzig in der Nagra Sondierbohrung Weiach-1 (573 m) und der Forest-Oil-SEAG Bohrung Weiach-2 (601 m) angetroffen. In der Bohrung Weiach-1 umfassen sie kleinzyklische und zwei grosszyklische Sandstein-Ton-Serien, die sich gegenseitig abwechseln. Dazwischen eingelagert ist eine grosszyklische Kohle-führenden Serie, welche teilweise von bituminösen See-Sedimenten überlagert wird (Matter 1987, Matter et al. 1988a). Die verschiedenen Ablagerungsmilieus widerspiegeln sich in der stark unterschiedlichen mineralogischen Zusammensetzung und petrophysikalischen Eigenschaften der Sedimente im dm– und m–Bereich. Die bis heute bekannten Sedimente des Oberkarbons sind aufgrund ihrer diagenetischen Zementation hydraulisch generell als gering durchlässig einzustufen, obwohl sie eine beträchtliche Intensität an Klüften aufweisen (4.3 Klüfte / m; Matter et al. 1988a).

9.1 Porosität

Daten über die Porosität von Perm-Sedimenten liegen mehrheitlich aus den älteren Sondierbohrungen der Nagra (Kristallin-I, 1982–1989). An diesen Gesteinen wurde die Dichte-Porosität und die verbundene Porosität mit der Quecksilber-Druck Methode (Hg-Porosität) an desaturierten Bohrkernproben untersucht (Tab. 9-1). Von den jüngeren Nagra Sondierbohrungen (SGT-3, 2019–2022) wurde an wenigen Proben neben der Dichte-Porosität die verbundene Porosität mit dem Wasserverlust- (WL-Porosität) und der Isotopenaustausch-Methode (IsoEx-Porosität) an original saturierten Bohrkernproben bestimmt. Von den Karbon-Sedimenten liegen Daten von der Bohrung Weiach-1 über die Dichte-Porosität und der Hg-Porosität vor. Aus dem alpinen Raum liegen keine Daten vor.

Tab. 9-1: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen im Permokarbon.

D-P: Dichte-Porosität berechnet aus Gesteins- und Korndichte, Hg-P: Quecksilber-Druck Porosität; WL-P: Wasserverlust-Porosität bei 105°C, IsoEx-Porosität: Isotopenaustausch-Porosität. GT: Geothermie Bohrung, SB Nagra Sondierbohrung; MB: Mittelländisches Molassebecken; Tafeljura inkl. Vorfaltenzone (VZ).

Lokalität	Kanton	Bezeichnung Bohrung	Zweck	Typ Porosität	Tektonischer Grossraum	Referenz
Bözberg-1-1	AG	BOZ-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	östl.Tafeljura & VZ	Wersin et al. 2022
Bülach-1-1	ZH	BUL-1	SB	Keine Analysen	MB 'Ost'	Jordan et al. 2021
Kaisten	AG	KAI	SB	D-P, Hg-P	östl.Tafeljura & VZ	Peters et al. 1989b
Marthalen-1-1	ZH	MAR-1	SB	D-P, WL-P, IsoEx-P	MB 'Ost'	Mäder et al. 2021 [1)]
Riniken	AG	RIN	SB	D-P, Hg-P	östl.Tafeljura & VZ	Matter et al. 1987
Schlattingen-1	TG	SLA-1	GT	Keine Analysen	MB 'Ost'	Wersin et al. 2013
Stadel-2-1	ZH	STA-2	SB	Keine Analysen	MB 'Ost'	Jordan et al. 2022b
Stadel-3-1	ZH	STA-3	SB	D-P, WL-P	MB 'Ost'	Aschwanden et al. 2022
Trüllikon-1-1	ZH	TRU-1	SB	Keine Analysen	MB 'Ost'	Schwarz et al. 2021
Weiach-1	ZH	WEI-1	SB	D-P, Hg-P	MB 'Ost'	Matter et al. 1988a

[1)] plus 3 Proben von Ausdiffusion-Experimenten mit D-P, WL-P, IsoEx-P, unpublizierte Daten Waber 2021

Der mit den Proben abgedeckte Tiefenbereich der Perm-Sedimente in der Nordschweiz erstreckt sich von ~125 – 1800 m, derjenige der Karbon-Sedimente von ~1450 – 2020 m. Obwohl eine ansprechende Anzahl Proben aus den Perm- und Karbon-Sedimenten vorhanden ist, dürfte diese zwar einigermassen den Bereich der Dichte-Porosität und mit Vorbehalten auch der verbundenen Porosität erfassen. Die vorhandenen Daten repräsentieren aber kaum die gesamte lithologische Variabilität der Sedimente des Perms und des Karbons entsprechend der Mächtigkeit der einzelnen Horizonte.

Perm-Sedimente in der Nordschweiz

Die Dichte-Porosität der permischen Lithologien erstreckt sich über einen weiten Bereich von 1.1 – 21.6 Vol%, wobei die Minimal- und Maximalwerte im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' eher höher sind als im östlichen Tafeljura und der Vorfaltenzone (Tab. 9-2). Die Hg-Porosität, als mögliches Proxi für die verbundene Porosität, macht im Perm unterhalb des Mittelländischen Molassebecken 'Ost' etwa 50% und unterhalb des Tafeljuras etwa 35% der Dichte-Porosität aus.

Ähnlich wie für den Buntsandstein bestehen auch für die Lithologien des Perms gewisse Vorbehalte, wie gut die damals bestimmte Hg-Porosität die tatsächlich die verbundene Porosität darstellt. Zwar besteht für die permischen Lithologien ein positiver Trend zwischen Dichte- und Hg-Porosität unterhalb des Mittelländischen Molassebeckens 'Ost' (R^2 = 0.452) und des östlichen Tafeljuras inklusive der Vorfaltenzone (R^2 = 0.620; Fig. 9-1). Es fehlen aber wie in den Lithologien des Buntsandsteins (vgl. Abschnitt 8.1) auch hier eindeutige Korrelationen zwischen der Hg-Porosität, dem Tongehalt (Fig. 9-1), der Matrix-Permeabilität (vgl. Abschnitt 9.2) und der Tiefe der Proben (Fig. 9-2). Auch ist die in den jüngeren Bohrungen Bözberg-1, Marthalen-1 und Stadel-3 an original saturierten Proben bestimmte WL-Porosität von Proben in ~1000 – 1280 m unter der Oberfläche und bei geringen Tongehalten deutlich höher als alle Hg-Porositätswerte der älteren Untersuchungen (Tab. 9-2 und Fig. 9-2).

Über den ganzen Tiefenbereich von ~1800 m ergibt sich in den Perm-Sedimenten in keinem der tektonischen Grossräume eine signifikante Beziehung zwischen Dichte-Porosität und der mittels Hg-Druck- und Wasserverlust-Methode bestimmten verbundenen Porosität und der Tiefe (Fig. 9-2). Das Fehlen einer Beziehung zwischen Porosität, Tiefe und Tongehalt weist für die klastischen Sedimente auf eine mehrheitlich korngestützte Textur hin, in welcher die Grösse der Porenaperturen die Zugänglichkeit der Poren bestimmt. Dabei scheinen die Porenaperturen häufig kleiner zu sein, als die für die Hg-Methode benötigte minimale Grösse von 7.5 µm. Die Hg-Porosität dürfte also nicht die gesamte verbundene Porosität erfassen. Jedenfalls scheint im Vergleich mit den (wenigen) vorhandenen WL-Porositätsdaten die bei den älteren Untersuchungen bestimmte Hg-Porosität die tatsächliche verbundene Porosität eher zu unterschätzen bzw. nur teilweise zu reflektieren. Die durchschnittliche verbundene Porosität dürfte eher um etwa 2 – 3 Vol.% höher liegen als durch die Hg-Porosität angezeigt.

Karbon-Sedimente in der Nordschweiz

Die Karbon-Sedimente in der Sondierbohrung Weiach-1 weisen eine durchschnittlich geringere Dichte-Porosität über einen kleineren Bereich von 1.1 – 13.9 Vol.% auf als die Perm-Sedimente (Tab. 9-2). Auch in den Karbon-Sedimenten ist ein positiver Trend zwischen Dichte- und Hg-Porosität erkennbar (R^2 = 0.570; Fig. 9-1). Für diese Sedimente scheint auch ein schwacher Trend in Richtung zunehmender Dichte- und Hg-Porosität mit abnehmendem Tongehalt angezeigt (Fig. 9-1). Zwischen der Tiefenlage der Proben und der Porosität ist aber kein offensichtlicher Trend erkennbar (Fig. 9-2). Der Unterschied zwischen Dichte-Porosität und Hg-Porosität ist hier aber kleiner (im Durchschnitt ~25%) als in den Perm-Gesteinen. Auch hier scheint die Hg-Porosität die tatsächliche verbundene Porosität eher zu unterschätzen. Die tatsächliche verbundene Porosität dürfte wohl im Durschnitt etwa zwischen den jeweiligen Werten der Dichte-Porosität und der Hg-Porosität liegen.

Tab. 9-2: Porosität von Gesteinen im Permokarbon.

Siehe Tab. 9-1 für Herkunft der Bohrungen und Referenzen.
Dichte-Porosität: berechnet aus Gesteins- und Korndichte, WL-Porosität: Wasserverlust-Porosität bei 105°C, Hg-Porosität: Quecksilber-Druck Porosität (Mikro- & Makro-Porosität); n: Anzahl Proben; Min/Max: Minimal- und Maximalwert; Mit. & Std: arithmetisches Mittel und Standardabweichung.

System	Formation	Bohrung	Dichte-Porosität (Vol.%)				WL-Porosität (Vol.%)				Hg-Porosität (total) (Vol.%)			
			n	Min	Max	Mit. & Std	n	Min	Max	Mit. & Std	n	Min	Max	Mit. & Std
Mittelländisches Molassebecken 'Ost'														
Perm	Weitenau-Fm ('*Rotliegendes*')	WEI-1	45	4.9	21.6	10.3±4.3	0	–	–	–	33	2.0	10.1	5.2±2.1
Perm	Weitenau-Fm ('*Rotliegendes*')	MAR-1, STA-3	5	5.5	8.5	7.5±1.2	10	5.1	12.8	8.2±2.6[1]	0	–	–	–
östlicher Tafeljura inkl. Vorfaltenzone														
Perm	Weitenau-Fm ('*Rotliegendes*')	KAI, RIN	48	1.1	13.9	7.1±2.6	0	–	–	–	48	1.4	8.1	4.6±1.6
Perm	Weitenau-Fm ('*Rotliegendes*')	BOZ-1	0	–	–	–	6	6.9	8.7	7.7±0.6	0	–	–	–
Mittelländisches Molassebecken 'Ost'														
Karbon	Weiach-Fm ('Oberkarbon')	WEI-1	34	1.1	13.9	6.7±2.8	0	–	–	–	35	1.0	9.5	5.1±2.1

[1] Mittelwert gewichtet durch 3 Proben von STA-3 mit 10.1 – 12.8 Vol.%.

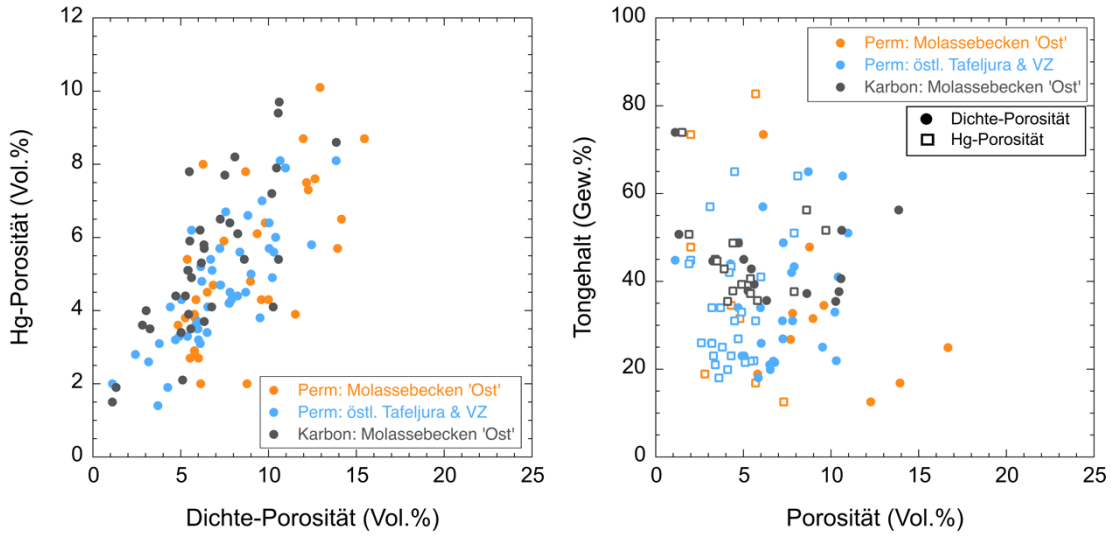


Fig. 9-1: Permokarbon: Dichte-Porosität als Funktion der Hg-Porosität (links) und Dichte-, Hg- und WL-Porosität als Funktion des Tongehalts der Gesteine (rechts) im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone.

Siehe Tab. 9-1 für Herkunft und Referenzen.

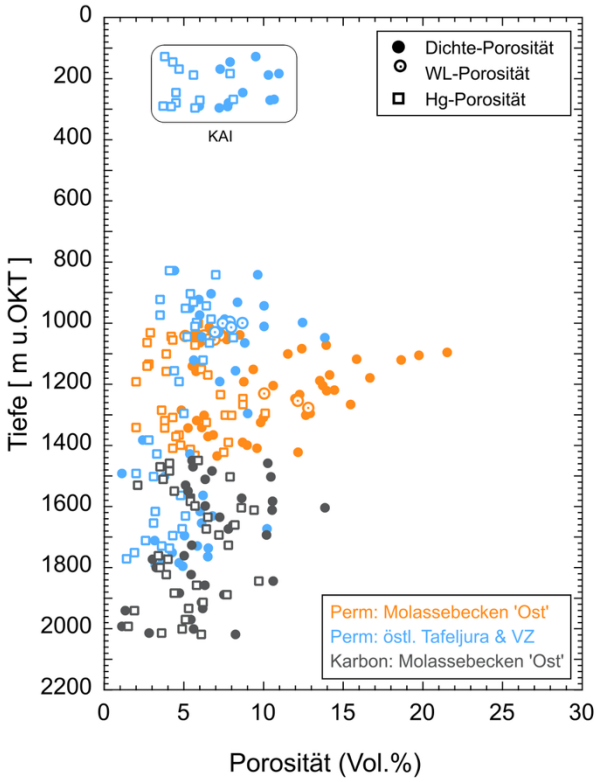


Fig. 9-2: Permokarbon: Dichte-Porosität, Wasserverlust-(WL-) Porosität und Hg-Porosität als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone.

Siehe Tab. 9-1 für Herkunft und Referenzen.

9.2 Matrix-Permeabilität

An Gesteinsproben von Perm- und Karbon-Sedimenten bestimmte Werte der Matrix-Permeabilität liegen aus den älteren Nagra Sondierbohrungen Kaisten, Riniken und Weiach-1 (Kristallin-I, 1982–1989) vor (Tab. 9-3).

Tab. 9-3: Lokalitäten mit Daten der Matrix-Permeabilität von Gesteinen im Permokarbon

SB Nagra Sondierbohrung; MB: Mittelländisches Molassenbecken; Tafeljura inkl. Vorfaltenzone (VZ).

Lokalität	Kanton	Bezeichnung Bohrung	Zweck	Anzahl Proben	Tektonischer Grossraum	Referenz
Kaisten	AG	KAI	SB	12 Perm (12 senkrecht)	östl.Tafeljura & VZ	Peters et al. 1989b
Riniken	AG	RIN	SB	33 Perm (34 senkrecht)	östl.Tafeljura & VZ	Matter et al. 1987
Weiach-1	ZH	WEI-1	SB	40 Perm / 33 Karbon	MB 'Ost'	Matter et al. 1988a

Perm-Sedimente in der Nordschweiz

Die parallel und senkrecht zur Schichtung bestimmte Matrix-Permeabilität von Perm-Sedimenten erstreckt sich über einen grossen Bereich von < 0.05 mD – 1136 mD bzw. < 0.05 mD – 799 mD (Tab. 9-4). Obwohl in diesen geschichteten Sedimenten in einzelnen Proben grosse Unterschiede zwischen der Matrix-Permeabilität parallel und senkrecht zur Schichtung bestehen, weisen die Medianwerte für das Perm unterhalb des Mittelländischen Molassebeckens 'Ost' und des östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone auf keine grossen Unterschiede in der Durchlässigkeit parallel und senkrecht zur Schichtung hin (Tab. 9-4).

Maximale Werte der Matrix-Permeabilität wurden für die grobkörnigen bis konglomeratischen Schichten bestimmt und entsprechen parallel zur Schichtung einer hydraulischen Durchlässigkeit von etwa 1.1×10^{-5} m/s und senkrecht zur Schichtung von etwa 7.6×10^{-6} m/s. Im Perm unterhalb des Mittelländischen Molassebeckens 'Ost' lagen ~40% und unterhalb des Faltenjuras ~70% der gemessenen Werte unter der damaligen Nachweisgrenze von 0.05 mD (~5×10^{-10} m/s). Für die restlichen Proben mit Messwerten ergibt sich für beide tektonischen Grossräume waagrecht wie senkrecht zur Schichtung ein ähnlicher Medianwert von 5 – 7 mD, was etwa einer hydraulischen Durchlässigkeit der Gesteinsproben von 5 – 7×10^{-8} m/s entspricht.

Für die Perm-Sedimente in beiden tektonischen Grossräumen ergibt sich ein schwacher positiver Trend zwischen der Matrix-Permeabilität und der Dichte-Porosität (Fig. 9-3). Demgegenüber fehlt ein solcher Trend zwischen der Matrix-Permeabilität und der Hg-Porosität. Wie erwähnt, scheint die an diesen Proben bestimmte Hg-Porosität die tatsächliche verbundene Porosität zu unterschätzen, da eine positive Korrelation zwischen der Matrix-Permeabilität und der verbundenen Porosität erwartet werden kann. Demgegenüber dürfte die bestimmte Dichte-Porosität näher der tatsächlich verbundenen Porosität entsprechen, wenngleich sie diese wohl leicht überschätzt.

Aufgrund der vorliegenden Daten ergibt sich in den Perm-Sedimenten bis in eine Tiefe von ~1450 m unter der Oberfläche keine Abhängigkeit zwischen Matrix-Permeabilität und Tiefe, besonders wenn auch die vielen Proben mit Werten unterhalb der Nachweisgrenze berücksichtigt werden (Fig. 9-4). In grösserer Tiefe bis ~1795 m liegen dann alle Werte der Matrix-Permeabilität unterhalb der Nachweisgrenze von 0.05 mD.

Karbon-Sedimente in der Nordschweiz

Die Karbon-Sedimente unter dem Mittelländischen Molassebecken 'Ost' weisen eine niedrige Matrix-Permeabilität mit Werten von maximal 2 mD (~2×10^{-8} m/s; Tab. 9-4) auf, wobei ~90 % der gemessenen Proben Werte unterhalb der damaligen Nachweisgrenze von 0.05 mD (~5×10^{-10} m/s) liegen. Ähnlich wie die Porosität ist auch die Matrix-Permeabilität der Karbon-Sedimente geringer als diejenige der Perm-Sedimente.

Aufgrund der wenigen Werte im messbaren Bereich, zeigt sich für die Karbon-Sedimente kein Trend zwischen der Matrix-Permeabilität und der Dichte-Porosität (Fig. 9-3) oder der Tiefe (Fig. 9-4). In sandigen Horizonten wurde aber bis in eine Tiefe von ~2000 m eine gewisse Matrix-Permeabilität gemessen.

Tab. 9-4: Matrix-Permeabilität von Gesteinen im Permokarbon.

Siehe Tab. 9-3 für Herkunft der Bohrungen und Referenzen.
waagrecht: waagrecht zum Bohrkern (± Schichtung), senkrecht: senkrecht zum Bohrkern (± Schichtung); n: Anzahl Proben (Pr); Min/Max: Minimal- und Maximalwert; Median von den Proben mit Messwerten und Anzahl Proben unterhalb der Nachweisgrenze.

Stufe	**Formation**	**Matrix-Permeabilität waagrecht (mD)**				**Matrix-Permeabilität senkrecht (mD)**			
		n	Min	Max	Median	n	Min	Max	Median
Mittelländisches Molassebecken 'Ost' (Bohrung WEI-1)									
Perm	Weitenau Fm ('Rotliegendes')	40	<0.05	1136	5 16 Pr <0.05	36	<0.05	799	7 13 Pr <0.05
östlicher Tafeljura inkl. Vorfaltenzone (Bohrungen KAI, RIN)									
Perm	Weitenau Fm ('Rotliegendes')	45	<0.05	304	7 33 Pr <0.05	46	<0.05	67	5 38 Pr <0.05
Mittelländisches Molassebecken 'Ost' (Bohrung WEI-1)									
Karbon	Weiach Fm (Oberkarbon)	33	<0.05	1	1 29 Pr <0.05	33	<0.05	2	2 31 Pr <0.05

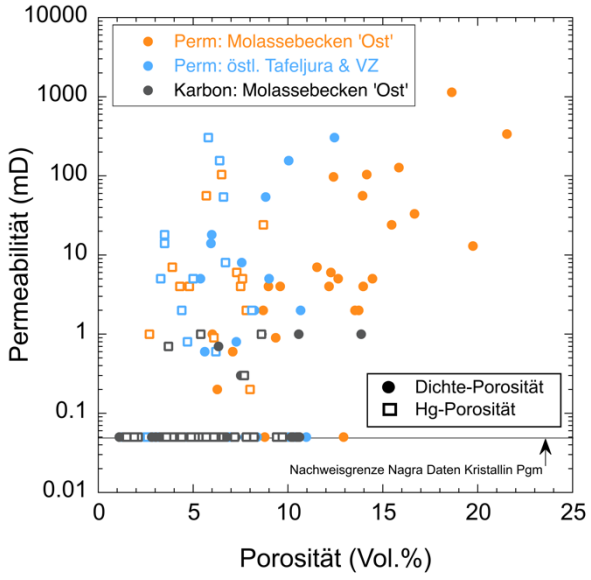


Fig. 9-3: Permokarbon: Matrix-Permeabilität der Gesteine als Funktion der Dichte-Porosität und Hg-Porosität im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone.

Siehe Tab. 9-3 für Herkunft und Referenzen.
Ausgefüllte Symbole: k parallel zur Schichtung, nicht ausgefüllte Symbole: k senkrecht zur Schichtung. Karbon ist nur in WEI-1 vorhanden.

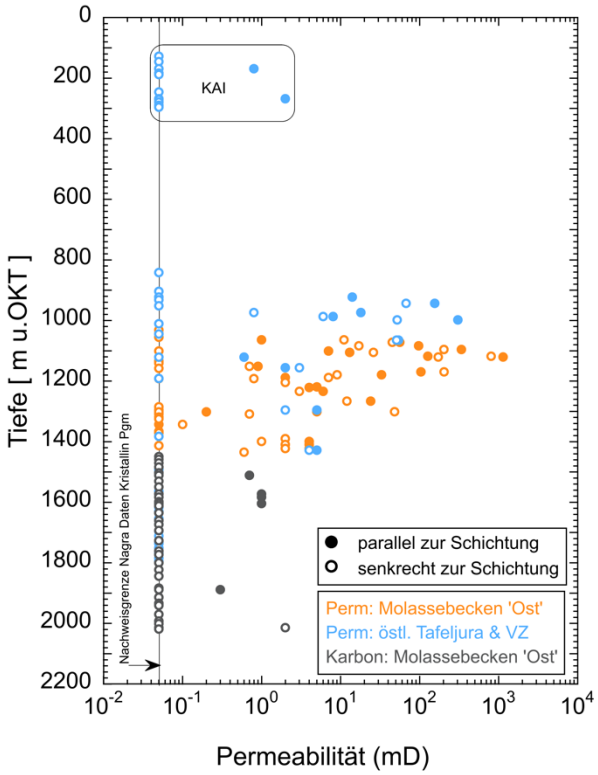


Fig. 9-4: Permokarbon: Matrix-Permeabilität der Gesteine im Perm und Karbon als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone.

Siehe Tab. 9-3 für Herkunft und Referenzen. Karbon wurde nur in der Bohrung WEI-1 angetroffen.

9.3 Hydraulische Durchlässigkeit

Daten von Hydro-Tests in den Sedimenten des Perms und Karbons beschränken sich auf die Vorkommen in der Nordschweiz. Die Daten wurden in den älteren Nagra Sondierbohrungen Kaisten, Riniken und Weiach-1 (Kristallin-I, 1982–1989) und der jüngeren Geothermie-Bohrung Schlattingen-1 erhoben (Tab. 9-5). In den jüngeren Nagra Sondierbohrungen (SGT3, 2019–2022) wurden zwar permische Sedimente angetroffen, aber nicht hydraulisch untersucht.

Tab. 9-5: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Bohrungen im Permokarbon.

GT: Geothermie Bohrung SB: Nagra Sondierbohrung; MB: Mittelländisches Molassebecken, Tafeljura inkl. Vorfaltenzone (VZ).

Lokalität	Kanton	Bohrung	Jahr	Zweck	Tektonischer Grossraum	Referenz
Kaisten	AG	KAI	1984	SB	östl.Tafeljura & VZ	McCord & Moe 1990, Nagra 1991c
Riniken	AG	RIN	1985	SB	östl.Tafeljura & VZ	Belanger et al. 1989a, Nagra 1990
Schlattingen-1	TG	SLA-1	2011	GT	MB 'Ost'	Frieg et al. 2015
Weiach-1	ZH	WEI-1	1983	SB	MB 'Ost'	Butler et al. 1989, Nagra 1989

In der permischen Weitenau-Formation ('*Rotliegend*') erstreckt sich die hydraulische Durchlässigkeit über rund sieben Grössenordnungen mit K-Werten von 1.4×10^{-12} m/s bis zu 1.0×10^{-6} m/s weitgehend unabhängig von deren Auftreten unterhalb des östlichen Tafeljura und der Vorfaltenzone oder dem Mittelländischen Molassebecken 'Ost' (Fig. 9-5). Für das Karbon in der Sondierbohrung Weiach-1 wurden generell eine geringere Durchlässigkeit von $< x \times 10^{-10}$ m/s ermittelt (Fig. 9-5).

Perm unterhalb dem östlichen Tafeljura und der Vorfaltenzone

In der Sondierbohrung Kaisten wurde die permische Weitenau-Formation ('*Rotliegend*') in einer Tiefe von 125 – 296.5 m angetroffen. Hier wurde der höchste K-Wert von 1×10^{-6} m/s in 276 – 292 m Tiefe in geklüfteten Feinbrekzien und Grobsandsteinen der '*Unteren Grobkörnigen Folge*' angetroffen, wo auch ein gering-mineralisiertes Thermalwasser artesisch austrat (Nagra 1991c). Die überliegenden, tonigen Fein- und Grobsandsteine der '*Oberen Grobkörnigen Folge*' ergaben dagegen einen K-Wert von lediglich 1×10^{-11} m/s (Fig. 9-6).

In der Nagra Sondierbohrung Riniken wurde die Weitenau-Formation in einer Mächtigkeit von 984 m angetroffen, ohne dass die Untergrenze erreicht wurde (Matter et al. 1987). Zwischen 958 und 1010 m wurde in Intervallen mit offenen, steil-einfallenden Klüften innerhalb der '*Polymikten Kristallinbrekzien*' und der '*Unteren Tonigen Sandstein-Serie*' K-Werte von 4×10^{-9} m/s und $>5 \times 10^{-8}$ m/s abgeleitet. Aus diesen Intervallen konnte auch Grundwasser beprobt werden (Schmassmann et al. 1992, Waber & Traber 2022). Die in der '*Zyklischen Sandstein Serie*' und der '*Zyklischen Kristallinbrekzien Serie*' in grösserer Tiefe zwischen 1090 –1530 m durchgeführten Hydro-Tests ergaben für Intervalle von ~10 m Länge niedrigere K-Werte von 2×10^{-10} m/s bis 5×10^{-13} m/s, obwohl dort die Dichte-Porosität der Gesteinsmatrix immer noch durchschnittlich 7 Vol.% beträgt. Für das lange Intervall von 1622 m bis zur Endteufe von 1800 m in der '*Zyklischen Kristallinbrekzien Serie*' wurde aus dem Hydro-Test ein K-Wert von 4×10^{-11} m/s abgeleitet. Hier weist die Gesteinsmatrix eine Dichte-Porosität 5.8 ± 1.8 Vol.% (n = 12) und eine hydraulische Durchlässigkeit von $< 5 \times 10^{-10}$ m/s (n = 12) auf. Mit Ausnahme dieses langen Testintervalls ergibt sich für die hydraulische Durchlässigkeit in kürzeren Testintervallen in der Weitenau-Formation der Sondierbohrung Riniken ein Trend zu niedrigeren K-Werten mit zunehmender Tiefe (Fig. 9-6).

Perm unterhalb dem Mittelländischen Molassebecken 'Ost'

Für die Weitenau-Formation in der Nagra Sondierbohrung Weiach-1 ergibt sich ein ähnliches Bild über die Verteilung der hydraulischen Durchlässigkeit wie in Riniken. Die in kurzen Intervallen in einer Tiefe von 1112 – 1247 m durchgeführten Hydro-Tests ergaben K- Werte von 3×10^{-8} m/s bis 3×10^{-7} m/s (Fig. 9-6) und erlaubten auch die Entnahme von Grundwasser (Schmassmann et al. 1992, Waber & Traber 2022). Diese Tests wurden in geklüfteten Sedimenten eines Alluvialfächers ('*rotbraune zyklische Serie*') mit Fein- bis Grobsandsteinen, Brekzien und Konglomeraten durchgeführt (Matter et al. 1988a). In diesem Tiefenbereich weist die Gesteinsmatrix eine Dichte-Porosität von 12.4 ± 4.3 Vol.% (n = 17) und ein Median der hydraulischen Durchlässigkeit von 4×10^{-8} m/s (n = 15) auf, wobei dieser Tiefenbereich auch die Gesteinsprobe mit der höchsten hydraulischen Durchlässigkeit von 1.1×10^{-5} m/s beinhaltet. Die in grösserer Tiefe (1359 – 1421 m) durchgeführten Hydro-Test beinhalteten die untere '*Lakustrischen Serie*' mit geklüfteten und schräggeschichteten Fein-Grobsanden und Kalken und die '*Grosszyklischen Grobsandstein-Ton-Serie*' mit einem >10 m mächtigen, schräggeschichteten Sandsteinkörper. Diese Tests ergaben bei Intervalllängen von ~20 m Länge niedrigere K-Werte von $x \times 10^{-10}$ m/s. In diesem Tiefenbereich ist sowohl die Dichte-Porosität (8.3 ± 2.3 Vol.%, n = 7) als auch der Median der hydraulischen Durchlässigkeit der Gesteinsmatrix (2×10^{-8} m/s, n = 7) niedriger. Auch für die Weitenau-Formation in der Sondierbohrung Weiach-1 ergibt sich demzufolge ein Trend zu niedrigeren K-Werten mit zunehmender Tiefe (Fig. 9-6). Doch der Unterschied von zwei Grössenordnungen zwischen Hydro-Test und der an Gesteinsproben bestimmten Matrix-Permeabilität beleuchtet die

Schwierigkeit, lithologisch heterogene, teilweise geklüftete kontinentale Sedimentabfolgen hydrogeologisch zu charakterisieren, wie es auch für die Molasse-Ablagerungen beobachtet wird (vgl. Kapitel 2).

Weiter nordöstliche wurde in der Geothermiebohrung Schlattingen-1 für die Weitenau-Formation in ~1300 m Tiefe ein sehr geringer K-Wert ermittelt (Fig. 9-6).

Obwohl Sequenzen in der Weitenau-Formation unterhalb dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone und dem Mittelländischen Molassebecken 'Ost' mit Grobsandsteinen, Brekzien und Konglomeraten bei wenig ausgeprägter Zementation der Matrix durchaus eine hohe Matrix-Permeabilität aufweisen können, ist die Wasserführung doch mehrheitlich an Kluft-Systeme gebunden. Die Lithologien der Weitenau-Formation funktionieren demzufolge mehrheitlich als Kluft-Aquifer. Dabei scheint die Ergiebigkeit auf diskrete Zonen limitiert zu sein. Hydrochemische Kriterien zeigen an, dass die Weitenau-Formation über Kluft-Systeme hydraulisch auch mit dem überliegenden Buntsandstein-Aquifer und dem neben- oder unterliegenden kristallinen Grundgebirge verbunden ist (Schmassmann et al. 1992, Waber & Traber 2022).

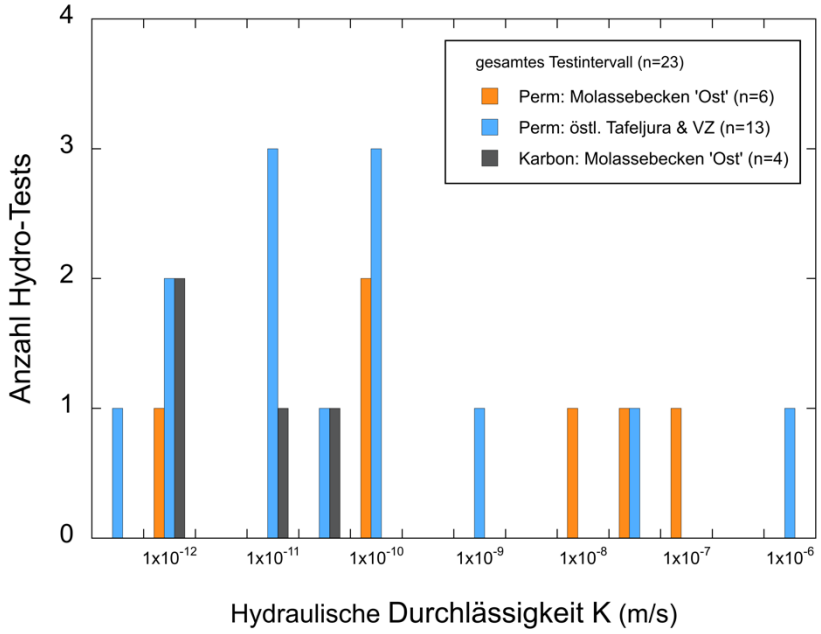


Fig. 9-5: Permokarbon: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in Bohrungen im Buntsandstein im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone und gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s.

Siehe Tab. 9-5 für Herkunft und Referenzen.

Karbon unterhalb dem Mittelländischen Molassebecken 'Ost'

Die Karbon-Sedimente, welche in der Nagra Sondierbohrung Weiach-1 von 1447 – 2020 m Tiefe angetroffen wurden, gab es keine Zuflüsse von Grundwasser, welche beprobt werden konnten. Die vorwiegend feinklastischen Gesteine des Oberkarbons weisen zwar nur eine wenig geringere Dichte-Porosität als die Perm-Sedimente auf (Tab. 9-2), die hydraulische Durchlässigkeit der

Gesteinsmatrix liegt aber mehrheitlich unterhalb der Nachweisgrenze (Tab. 9-4). Bei Testintervallen von 3 – 10 m Länge wurde in den vier Hydro-Tests geringe K-Werte von 6×10^{-11} m/s bis 1×10^{-12} m/s ermittelt. Diese Werte sind am unteren Ende von den in den Perm-Sedimenten gemessenen Werte (Fig. 9-5). Aufgrund der beschränkten Anzahl Messwerte scheint die hydraulische Durchlässigkeit in den Karbon-Sedimenten mit der Tiefe abzunehmen (Fig. 9-6).

In der Explorationsbohrung Weiach-2 wurden die Karbon-Sedimente als "tight" angetroffen und auch nach einer ersten hydraulischen Stimulierung ('fracking') ergab sich nur eine Matrix-Permeabilität von < 0.005 mD (< 5×10^{-11} m/s), so dass keine weiteren Stimulierungen mehr vorgenommen wurden (W. Leu, schriftl. Mitteilung 18.4.2018).

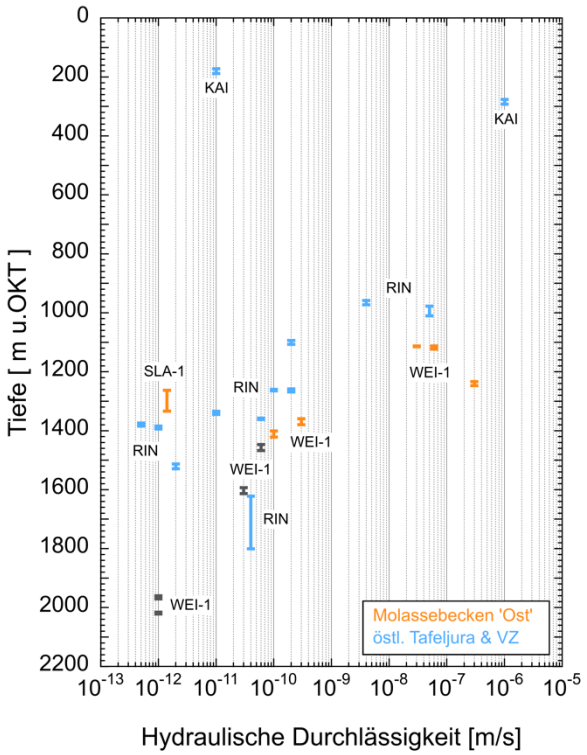


Fig. 9-6: Permokarbon: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests im Perm und Karbon als Funktion der Tiefe im Mittelländischen Molassebecken 'Ost' und dem östlichen Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone.

Siehe Tab. 9-5 für Herkunft und Referenzen. Karbon ist nur in WEI-1 vorhanden. Die K-Werte sind bezüglich der mittleren Tiefe des Testintervalls dargestellt und die Strichlänge entspricht der Länge des Testintervalls.

9.4 Beobachtungen in Tunnelbauten

Einige Informationen über die hydrogeologischen Eigenschaften von permokarbonischen Gesteinen sind von Tunnelbauten im alpinen Raum (Aar-Massiv, Helvetikum) vorhanden, wo diese metamorph überprägt sind.

Im Lötschberg NEAT-Basistunnel wurde zwischen dem Lauterbrunnen-Kristallin und dem Gastern-Granit eine ~400 m mächtige Abfolge von Ankerit-führenden Sandsteinen und Schiefern

aus dem Perm und eine ~300 m (bzw. 370 m in der Weströhre) mächtige Abfolge von Schiefern, Sandsteinen und Kohleflözen aus dem Karbon durchfahren (Ziegler & Isler 2013). Der gesamte Abschnitt war mehrheitlich 'trocken' und der Wasseranfall war sehr gering. Neben wenigen Tropfstellen wurde ein Zutritt von < 5 L/min beobachtet.

Im Gotthard Strassentunnel wurden ~1430 m metamorph überprägte permokarbonische Sedimente der Urseren-Garvera Zone durchfahren (Keller et al. 1987). Über eine Länge von ~819 m wurde in zwei Abschnitten häufig Feucht- und Tropfstellen beobachtet, aber die Wasserzutritte in den wenigen Quellen waren mit maximal 0.6 L/min sehr gering. Die restlichen ~611 m werden als 'trocken' mit einer nur geringen Anzahl Feuchtstellen beschrieben. Ähnlich geringe Zuflüsse wurden im Sicherheitstunnel des Strassentunnels auch Jahre nach Inbetriebnahme der Tunnels festgestellt (Lützenkirchen 2002). Im Schacht Hospental, wo das Permokarbon ebenfalls durchfahren wurde, fielen total ~12 L/min Bergwasser an (Keller et al. 1987).

Im Südabschnitt des Gotthard NEAT-Basistunnels wurden ~195 m metamorph überprägte permokarbonische Sedimente der Urseren-Garvera Zone durchfahren (Guntli et al. 2016). Der ganze Abschnitt wies nur eine geringe Wasserführung mit wenigen Feuchtstellen auf.

Ähnliche Beobachtungen wurden in der Urseren-Garvera Zone im Gotthard SBB-Bahntunnel, im Furka Basis-Tunnel (Abschnitt Realp) und im Furka-Reuss Versorgungstollen der Kraftwerke Göschenen gemacht (Lützenkirchen 2002, Masset & Löw 2010 und dort zitierte unveröffentlichte Erstliteratur). Dabei ist in diesen Arbeiten die Urseren-Garvera Zone nicht weiter unterteilt und beinhaltet neben den permokarbonischen Metasedimente auch Abschnitte von Trias- und Jura-Metasedimenten.

10 Kristallin-Aquifere

Die hydrogeologischen Eigenschaften von Kristallingesteinen wurden im kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz und im Alpenraum im Helvetikum, Penninikum, Ostalpin und Südalpin in den Kristallin-Massiven und alpinen Decken untersucht. Die Untersuchungen wurden einerseits in Bohrungen und Felslabors und andererseits in Tunneln für den öffentlichen Verkehr und in Stollen für Wasserkraftwerke und Wasserversorgung und für Gas-Transitleitungen durchgeführt.

In Kristallingesteinen ist der Grundwasserfluss je nach Gesteinstyp hauptsächlich an Klüfte, tektonische Störungszonen und lithologische und strukturelle Grenzen (z.B. Ganggesteine, Schieferung) gebunden. Damit bilden Kristallingesteine im Allgemeinen heterogene '*dual porosity*' oder Kluft-Aquifere. Unterhalb der Verwitterungszone weist die Gesteinsmatrix eine meist nur sehr geringe Durchlässigkeit auf. Das in der Matrixporosität vorhandene Porenwasser trägt aber neben den Wasser-Gesteins Wechselwirkungen schon nach recht kurzer Verweilzeit von Grundwasser in Klüften und Störungszonen zur Mineralisation von Kristallin-Grundwasser bei (z.B. Waber et al. 2012, Eichinger et al. 2020). Für die Mineralisation von Kristallin-Grundwasser spielt demzufolge auch die Matrixporosität der Gesteine eine bedeutende Rolle.

Generell nimmt die Häufigkeit von wasserführenden Zonen in Kristallingesteinen und damit der Gebirgs-Permeabilität der Kristallingesteine mit zunehmender Tiefe ab (z.B. Achtziger-Zupančič et al. 2017). Trotzdem tritt Grundwasser in den Kristallingesteinen bis in beachtliche Tiefen auf. So konnte im kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz in Bohrungen Grundwasser aus 1000 – 1500 m innerhalb der Kristallingesteine (bis ~2300 m unter der Oberfläche) beprobt werden (Pearson et al. 1991, Waber & Traber 2022). Im Gotthard NEAT Basistunnel wurden Wasserzutritte unter einer Überlagerung von bis ~2350 m Kristallingestein beobachtet und beprobt (Bucher et al. 2012, Stober et al. 2022a; vgl. Abschnitt 10.4). Zumindest im alpinen Raum dürfte die Zirkulation von meteorischem Wasser bis in Tiefen von 9 – 10 km reichen, wie das aufgrund von hydrochemischen und thermischen Kriterien mit hydraulischen Modellen für die Grimsel- und Gotthard-Region gezeigt werden konnte (z.B. Diamond et al. 2018, Wanner et al. 2020, Alt-Epping et al. 2021).

Das kristalline Grundgebirge der Nordschweiz wurde innerhalb des Kristallin-I Programms der Nagra (1982 –1989) zur geologischen Tiefenlagerung von radioaktivem Abfall in 6 Sondierbohrungen detailliert untersucht. Detaillierte Synthesen zur Hydrgeologie und eine Konzeptualisierung der regionalen und lokalen wasserführenden Systeme finden sich in Thury et al. (1994) und Mazurek (1998, 2000). In den Bohrungen wurde eine Vielfalt von magmatischen (Granit, Granodiorit, Syenit, Monzodiorit, Aplit, Pegmatit, Lamprophyr) und metamorphen (Ortho- und Paragneise) Kristallingesteinen angetroffen. Die wasserführenden Systeme konnten in sieben Gruppen unterteilt werden (Mazurek 1998): (1) primäre Gesteine (z.B. Ganggesteine, aplitische Gneise), (2) Kataklastische Zonen der hoch-temperierten Umwandlungsphasen, (3) Klüfte der hoch-temperierten Umwandlungsphasen, (4) Kataklastische Zonen der tiefer-temperierten, tonigen Umwandlungsphase, (5) Klüfte der tiefer-temperierten, tonigen Umwandlungsphase, (6) Lösungsporen ('*vugs*') und (7) mineralisierte Adern, wobei die beiden letzten untergeordnet und nur von lokaler Ausdehnung sind. Über die insgesamt 5812 m von erbohrtem Kristallingestein wurden mit Hilfe von Hydro-logs und Packer-Tests total 138 Wasserzuflüsse identifiziert. Davon entfielen 43% auf kataklastische Zonen, 32% auf geklüftete Zonen und 23% auf primäre Gesteine (v.a. Aplite, Pegmatite, aplitische Gneise). Nur gerade 3 Zuflüsse sind mit mineralisierten Adern verbunden und 5 Zuflüsse konnten wegen Kernverlusten nicht weiter zugeordnet werden. Zu beachten gilt hier, dass zur Detektion eines Wasserzuflusses in Tiefbohrungen ungleich grössere Zuflussvolumen benötigt werden, als diese etwa bei Beobachtungen in Untertagebauten der Fall ist. Die hydrogeologischen Eigenschaften der Kristallingesteine im Grundgebirge der Nordschweiz wurden weiter mit einer Vielzahl von Messungen der Porosität (Abschnitt 10.1) und Matrix-Permeabilität (Abschnitt 10.2) an Gesteinsproben und Hydro-Tests in den Bohrungen zur

Bestimmung der hydraulischen Durchlässigkeit (Abschnitt 10.3) untersucht. Basierend auf diesen und weiteren hydrologischen und hydrochemischen Daten wurde ein regionales Hydromodell erstellt, wobei das regionale Infiltrationsgebiet im südlichen Schwarzwald und die Exfiltrationsgebiete im Rheintal liegen (Voborny et al. 1994).

Im Alpenraum wurden die hydrogeologischen Eigenschaften von einer Vielzahl von Kristallingesteinen in den Kristallin-Massiven und den alpinen Decken im Helvetikum, Penninikum, Ostalpin und Südalpin mit unterschiedlichen Zielsetzungen und Detaillierungsgrad untersucht.

Im Aiguilles-Rouge Massiv und dem westlichen Penninikum wurden innerhalb des Aquityp-Projekts des GEOLEP, EPF-Lausanne, Zuflüsse von Bergwasser in diversen Untertagebauten kartiert und hydrochemisch und hydrologisch untersucht (Parriaux et al. 1990, Dubois 1991, Maréchal 1998). Unter Verwendung dieser Daten und Daten aus der Literatur über Tunnelbauten berechnete Maréchal (1998, 2012) Gebirgsdurchlässigkeiten für Kristallingesteine für diese und andere tektonischen Grossräume, welche in den Gruppen Granite, Orthogneis, Paragneis, Glimmerschiefer und kristalline Schiefer zusammengefasst wurden (Abschnitt 10.4).

Im westlichen Aar-Massiv werden im Felslabor Grimsel (*Grimsel Test Site, GTS*, https://www.grimsel.com) unter der Leitung der Nagra und mit grosser internationaler Beteiligung seit über 40 Jahren die hydrogeologischen Eigenschaften des Zentralen Aare-Granits und des Aare-Granodiorits untersucht. Nach einer ersten geologischen und hydrogeologischen Charakterisierung (Keusen et al. 1989) folgten eine Vielzahl von in-situ Experimenten mit unterschiedlichen Zielsetzungen (vgl. Publikationsliste auf der Web-Seite). Ein Schwerpunkt liegt auf der Bestimmung der Porosität, Permeabilität und hydraulischen Durchlässigkeit der Gesteine unter in-situ Bedingungen und deren Veränderung durch die Druckentlastung, den Bohrprozess und Probenbehandlung bis zur Labormessung. Die Systeme für Hydro-Tests in Bohrungen und der Interpretation und Modellierung der Daten in '*dual porosity*' Gesteinen wurden weit vorangetrieben. Andere Experimente fokussieren auf die Migration von Radionukliden in Kristallingesteinen und der Veränderung der hydrogeologischen Eigenschaften als Funktion der Temperatur und durch Wechselwirkungen mit technischen Materialen wie Zement oder Bentonit. Auf dem Gebirgsmassstab wurden die wasserführenden Systeme den strukturellen und lithologischen Begebenheiten zugeordnet. Diese Untersuchungen ergaben zum Beispiel, dass 95% der Kontaktzonen metabasische Ganggesteine – Granit/Granodiorit, mehr als 65% der Klüfte und mehr als 35% von alten, reaktivierten duktilen Scherzonen wasserführend sind (Schneeberger 2017). Mit Hilfe einer detaillierten Aufnahme der Strukturen im Felslabor und an der ~400 m über dem Felslabor liegenden Oberfläche und langzeitigen hydrochemischen Untersuchungen der Kluft-Grundwässer konnte auch ein 3D-Modell der Wasserführung im Kristallin an der Grimsel erstellt werden (Schneeberger 2017, Schneeberger et al. 2017, 2018). Aus dem Felslabor Grimsel liegen mit unterschiedlichen Methoden bestimmte Daten der Porosität (Abschnitt 10.1) und der Matrix-Permeabilität (Abschnitt 10.2) der Gesteine und von Hydro-Tests in Bohrungen zur Bestimmung der hydraulischen Durchlässigkeit vor (Abschnitt 10.3.2).

Aus dem westlichen Aar-Massiv liegen weiter hydrogeologische Aufnahmen (v.a. Wasserzuflüsse) von den während des Baus des Lötschberg NEAT Basistunnels durchfahrenen Kristallingesteinen vor (Ziegler & Isler 2013; Abschnitt 10.4).

In den Zentralalpen wurden im Aar-Massiv und der Gotthard-Decke von der Abteilung Ingenieurgeologie des Geologischen Instituts der ETH-Zürich (www.engineeringgeology.ethz.ch) die hydrogeologischen Eigenschaften einer Vielzahl von verschiedenen Kristallingesteinen anhand von Wasserzuflüssen in Untertagebauten, detaillierten Strukturaufnahmen und auch hydrochemischen Aspekten untersucht. Aus den Daten der Wasserzuflüsse, geologischen und strukturgeologischen Aufnahmen wurden mit hydrologisch-statistischen Methoden Gebirgsdurchlässigkeiten hergeleitet, welche in Masset & Löw (2010) synthetisiert sind (vgl. Abschnitt 10.4). Aufgrund detaillierter Strukturaufnahmen im Gotthard Strassen- und Sicherheitstunnel, im Bedretto Tunnel und an der Oberfläche unterschied Lützenkirchen (2002) sechs Typen von wasserführenden

Systemen in diesen Kristallingesteinen: (1) duktile Scherzonen mit mylonitischen u/o eng liegenden Schieferungsflächen, (2) duktile Scherzonen verbunden mit lamprophyrischen und aplitischen Ganggesteinen, (3) stark geklüftete, spröde Scherzonen in duktilen Scherzonen, (4) stark geklüftete, spröde Scherzonen ausserhalb duktilen Scherzonen, (5) spröde Bruchzonen und (6) spröde, stark geklüftete und deformierte Störungszonen. Die Untersuchungen zeigten, dass 90% der totalen Zuflussvolumen von Bergwasser in die tiefer gelegenen Tunnelabschnitte in den Typen (4) und (5) erfolgte. In ihrer Zusammenstellung folgerten Masset & Löw (2010), dass diese Typisierung und die Haupttypen für die Wasserzuflüsse auch für die gesamten 23 untersuchten Tunnel und Stollen im Aar-Massiv und der Gotthard-Decke in den Zentralalpen zutreffen.

In diese Untersuchungen nicht eingeflossen sind die späteren Aufnahmen der in einer Vielfalt von Kristallingesteinen beobachteten Wasserzutritte im Gotthard NEAT-Basistunnel (Guntli et al. 2016; Abschnitt 10.4) und die am Nordrand der Gotthard-Decke in geklüfteten Paragneisen (Biotit-Sericit-Gneise) in Vorausbohrungen in diesem Tunnel durchgeführten Hydro-Tests und daraus abgeleiteten hydraulischen Durchlässigkeiten (Masset & Löw 2013; Abschnitt 10.3.2).

Im Bedretto Untergrundlabor der ETHZ (BULGG; https://duglab.ethz.ch/en/home/) werden seit 2018 die hydrogeologischen Eigenschaften des Rotondo Granits im Kristallin der Gotthard-Decke mit verschiedenen in-situ Experimenten untersucht. Nach detaillierten strukturgeologischen Aufnahmen und Charakterisierung der Wasserfliesswege mit hydrologischen und hydrochemischen Ansätzen im Rotondo Granit des Bedretto Tunnels (Ofterdinger 2001, Lützenkirchen 2002, Lützenkirchen & Löw 2011, Ofterdinger et al. 2004, 2014) fokussieren die heutigen Untersuchungen auf das hydro-seismisch-mechanische Verhalten von Kristallingestein auch im Hinblick auf von Techniken zur Gewinnung von geothermischer Energie aus dem kristallinen Untergrund und der Erdbebenvorhersage (Ma et al. 2022). Aus dem Bedretto Untergrundlabor liegen einzelne Daten über die Porosität (Abschnitt 10.1), Matrix-Permeabilität (Abschnitt 10.2) der Gesteine und Hydro-Tests in Bohrungen zur Bestimmung der hydraulischen Durchlässigkeit des Rotondo Granits vor (Abschnitt 10.3.2).

Im östlichen Penninikum wurden im Kristallin der Adula-Decke im Gebiet des Piz Pian Gran (GR) von der Nagra von 1985 bis 1988 Untersuchungen zur Abklärung der Eignung des Kristallins im Hinblick auf die geologische Tiefenlagerung von schwach- und mittelaktiven Abfällen durchgeführt (Nagra 1988b). Im Valbella-Spina Freispiegelstollen wurden dazu die hydrogeologischen Eigenschaften der dortigen Zweiglimmer-Gneise und -Schiefer untersucht. Aus diesen Untersuchungen liegen Daten über die Porosität (Abschnitt 10.1) und Matrix-Permeabilität (Abschnitt 10.2) der Gesteine und von Hydro-Tests in Bohrungen zur Bestimmung der hydraulischen Durchlässigkeit vor (Abschnitt 10.3.2).

Aus dem Ostalpin liegt nur eine Studie bezüglich der hydraulischen Durchlässigkeit von oberflächennahen Kristallingesteinen der Bernina-Decke (Brusio Granit) und der Sella-Decke (Muskovit-Chlorit-Gneis) vor (de Palézieux & Löw 2019; Abschnitt 10.3.2).

Aus dem Südalpin liegen die während des Baus des Ceneri Bahn-Basistunnels aufgenommenen Wasserzutritte in den Tunnel (Abschnitt 10.4) und einzelne Messungen der Matrix-Permeabilität an stark beanspruchtem Kristallingestein (Abschnitt 10.2) vor (Hürzeler et al. 2020).

In all diesen Arbeiten zeigt sich, dass die hydrogeologischen Eigenschaften von Kristallingesteinen durch den Gesteinstyp, die tektonische Beanspruchung und hydrothermale und metamorphe Überprägung bestimmt werden. Kluft-Aquifere in Kristallingesteinen haben eine sowohl lokale als auch regionale Ausdehnung und die Fliesswege von meteorischem Wasser erstrecken sich bis in mehrere Kilometer in den Untergrund.

10.1 Porosität

Die Porosität wurde an kristallinen Gesteinen des kristallinen Grundgebirges der Nordschweiz unterhalb des Tafeljuras und des Mittelländischen Molassebeckens 'Ost' und im Alpenraum untersucht. Die Porosität wurde an unterschiedlichen Lithologien an Bohrkernproben von den Nagra Sondierbohrungen in der Nordschweiz und im Valbella-Spina Stollen (Piz Pian Gran Studie), aus dem Grimsel Felslabor der Nagra (GTS) und dem Bedretto Felslabor der ETHZ (BULGG) bestimmt (Tab. 10-1). In all diesen Untersuchungen wurden sowohl frische als auch tektonisch beanspruchte und/oder hydrothermal umgewandelte Kristallingesteine einbezogen.

Tab. 10-1: Lokalitäten mit Porositätsdaten von Gesteinen in Kristallin Aquiferen der Nordschweiz und des Alpenraumes.

D-P: Dichte-Porosität berechnet aus Gesteins- und Korndichte, Hg-P: Quecksilber-Druck Porosität, WL-P: Wasserverlust-Porosität (teilwese an re-saturierten Proben), Impreg-P: Imprägnations-Porosität (Fluoreszenz-Resins, ^{14}C-PMMA). FB: Forschungsbohrung, SB: Nagra Sondierbohrung; MB: Mittelländisches Molassebecken; Tafeljura inkl. Vorfaltenzone (VZ).

Lokalität	Kanton	Bohrung / Tunnel	Zweck	Typ Porosität	Tektonischer Grossraum	Referenz
Kristallines Grundgebirge der Nordschweiz						
Böttstein	AG	BOE	SB	D-P, Hg-P	östl.Tafeljura & VZ	Peters et al. 1986
Kaisten	AG	KAI	SB	D-P, Hg-P	östl.Tafeljura & VZ	Peters et al. 1989b
Leuggern	AG	LEU	SB	D-P, Hg-P	östl.Tafeljura & VZ	Peters et al. 1989a
Schafisheim	AG	SHA	SB	D-P, Hg-P	MB 'Ost'	Matter et al. 1988b
Siblingen	SH	SIB	SB	D-P, Hg-P	östl.Tafeljura & VZ	Nagra 1992b
Weiach-1	ZH	WEI-1	SB	D-P, Hg-P	MB 'Ost'	Matter et al. 1988a
Kristallin im Alpenraum						
Bedretto URL	TI	Tunnel	FB	D-P	Helvetikum, Gotthard-Decke	Ma et al. 2022
Bedretto URL	TI	Tunnel	FB	D-P, WL-P [1)]	Helvetikum, Gotthard-Decke	Osten et al. 2024
Grimsel GTS	BE	VT Tunnel	FB	Hg-P, WL-P [1)]	Helvetikum, Aar-Massiv	Bossart & Mazurek 1991
Grimsel GTS	BE	VE gallery / CP-Exp.	FB	D-P, Hg-P, Impreg-P.	Helvetikum, Aar-Massiv	Frieg et al. 1998, Schild et al., 2001, Möri et al. 2003
Grimsel GTS	BE	VE gallery	FB	WL-P	Helvetikum, Aar-Massiv	Waber 2006 [2)]
Grimsel GTS	BE	VE gallery	FB	WL-P	Helvetikum, Aar-Massiv	Tomioka 2009 [2)]
Grimsel GTS	BE	VE gallery	FB	WL-P	Helvetikum, Aar-Massiv	Eichinger 2009; Eichinger et al. 2020
Grimsel GTS	BE	various	FB	Impreg-P., Hg-P	Helvetikum, Aar-Massiv	Möri et al. 2021
Valbella-Spina	GR	B1, B2, B4	SB	D-P, Hg-P	Penninikum, Adula-Decke	Nagra 1988

[1)] WL-P an re-saturierten Proben; [2)] unpublizierte Daten, RWI, Institut für Geologie, Universtät Bern

Kristallines Grundgebirge der Nordschweiz

Das kristalline Grundgebirge der Nordschweiz tritt vom Südrand des Schwarzwald-Gebirges unter dem Tafeljura bis ins zentrale Molassebecken in zunehmen grösserer Tiefe auf. Über den ganzen Datensatz variiert die Dichte-Porosität der Kristallingesteine in einem grossen Bereich zwischen 0.4 – 15.8 Vol.%. Unter Berücksichtigung der stark unterschiedlichen Anzahl Proben sind die Mittelwerte der Dichte-Porosität in den beiden tektonischen Grossräumen innerhalb der Schwankungsbreite ähnlich (Tab. 10-2). Die Hg-Porosität, welche zum Zeitpunkt dieser Untersuchungen als Proxi für die verbundene Porosität verwendet wurde, ist im Mittel aller

Kristallingesteine im Grundgebirge rund 15 – 25% geringer als die Dichte-Porosität, wobei der Unterschied je nach Grad der tonigen Alteration bis auf 50% ansteigen kann. Die unterschiedliche tonige Alteration der Kristallingesteine dürfte auch für den für alle Proben etablierten nur schwachen, positiven Trend zwischen Dichte-Porosität und Hg-Porosität unterhalb des Mittelländischen Molassebeckens 'Ost' ($R^2 = 0.555$) und des östlichen Tafeljuras ($R^2 = 0.628$) sein (Fig. 10-1). Wie ein Vergleich der Methoden im Grimsel Felslabor zeigt, unterschätzt die Hg-Porosität auch in relative frischen Kristallingesteinen die gesamte verbundene Porosität (siehe unten).

Über den ganzen Datensatz zeichnet sich im kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz ein gewisser Trend in Richtung geringerer Dichte-Porosität und Hg-Porosität mit zunehmender Tiefe bis auf 2'300 m unter der Oberfläche ab (Fig. 10-2). Die Unterteilung der Daten entsprechend den verschiedenen Lithologien bzw. entsprechend dem Umwandlungsgrad zeigt, dass die Tiefenabhängigkeit der Porosität im Grundgebirge der Nordschweiz weniger vom Gesteinstyp, als vom Grad der tektonischen Beanspruchung und/oder hydrothermalen Umwandlung abhängt (Fig. 10-3). So weisen die frischen Granite, Gneise, Syenite und Monzonite im Mittel eine sehr ähnliche total Porosität von 0.9 – 1.4 Vol.% und Hg-Porosität von 0.4 – 1.5 Vol.% auf und einzig die Ganggesteine (Aplit, Pegmatit, Lamprophyr) scheinen bis in eine Tiefe von rund 2'300 m eine leicht höhere Dichte- und Hg-Porosität von 1.9 ± 1.2 Vol.% bzw. 0.8 ± 0.4 Vol.% aufzuweisen (Fig. 10-3, Tab. 10-2). Demgegenüber weisen die tektonisch und hydrothermal beanspruchten Granite und Gneise gegenüber den frischen Gesteinen eine rund 4–6-mal höhere Dichte-Porosität und rund 5–13-mal höhere Hg-Porosität auf (Tab. 10-2). Bei den tiefgelegenen, alkalischen Syenit- und Monzonit-Gesteinen und den Ganggesteinen ist der Unterschied in der Porosität zwischen frisch und umgewandelt weniger gross und macht noch etwa einen Faktor 2 aus (Fig. 10-3, Tab. 10-2). Kein Unterschied in der Dichte-Porosität ist für die frischen und umgewandelten Ganggesteine ersichtlich, während die durchschnittliche Hg-Porosität in den umgewandelten Ganggesteinen doch deutlich erhöht ist (Tab. 10-2). Aufgrund dieser Daten kompilierte Mazurek (1998) die geologischen Inputdaten für die Sicherheitsanalyse der Nagra im kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz. Dabei wurde besonders auch der diffusionszugängliche Matrixporosität Beachtung geschenkt. Für die frischen Granite und Gneise wird dort beispielsweise eine Porosität von meist <1 Vol.-% angegeben und für die verwitterten, spröd deformierten oder hydrothermal umgewandelten Granite und Gneise eine solche von 4 – 5 Vol.-%.

Kristallin des Aar-Massivs (Helvetikum)

Im Grimsel Felslabor wurden am Grimsel Granodiorit über Jahrzehnte verschiedene Methoden für die Bestimmung der Porosität und deren Veränderung durch die Probennahme und Probenbehandlung im Labor getestet (vgl. Tab. 10-1 für Referenzen). Dabei zeigt sich zum Beispiel eine sequentielle Abnahme der Porosität von der aus Raum- und Korndichte bestimmten Dichte-Porosität, zu der an intakten Bohrkernen (Dimension ~20 × 5 cm) über Monate bestimmten Wasserverlust-(WL-) Porosität, zu der mit Hilfe von Imprägnationsmethoden bestimmten verbundenen Porosität und schliesslich zu der Quecksilber-Druck (Hg-) Porosität (Tab. 10-2). Obwohl die Unterschiede teilweise innerhalb des Fehlerbereichs liegen, haben diese doch signifikante Auswirkungen auf Stofftransport-Modellrechnungen und die Modellierung der Retardation von kontaminierenden gelösten Stoffen (z.B. Radionuklide). Generell weist der frische Grimsel Granodiorit eine ähnliche Porosität auf (Dichte-Porosität ~0.75 Vol.%), wie die frischen Granite im Grundgebirge der Nordschweiz. Sie ist aber geringer als die Porosität im frischen Rotondo Granit (Tab. 10-2). Auch im Grimsel Granodiorit ergeben sich deutliche Unterschiede zwischen dem frischen Gestein und kataklastischen und mylonitischen Störungszonen, welche rasch einen Faktor 2 – 4 ausmachen können (Tab. 10-2; Schild et al. 2001, Möri et al. 2003, Eichinger 2009, 2020).

Tab. 10-2: Porosität von Gesteinen in Kristallin Aquiferen der Nordschweiz und des Alpenraumes.

Siehe Tab. 10-1 für Herkunft der Daten und Referenzen.
Dichte-Porosität: berechnet aus Gesteins- und Korndichte, WL-Porosität: Wasserverlust-Porosität bei 105°C, Hg-Porosität: Quecksilber-Druck Porosität (Mikro- & Makro-Porosität); Werte für die verbundene Porosität ermittelt mit diversen Imprägnations-Methoden (Fluoreszenz-Resins, ^{14}C-PMMA) sind unter WL-P aufgeführt.
n: Anzahl Proben; Min/Max: Minimal- und Maximalwert; Mittel & Std: arithmetisches Mittel und Standardabweichung.

Kristallin Region	Lithologie	Dichte-Porosität (Vol.%)				WL-Porosität (Vol.%)				Hg-Porosität (total) (Vol.%)			
		n	Min	Max	Mit. & Std	n	Min	Max	Mit. & Std	n	Min	Max	Mit. & Std
Kristallines Grundgebirge, Mittelländ. Molassebecken Ost													
Nord-CH	Gneiss, Gangesteine	27	1.1	12.0	3.0±2.5	0	–	–	–	27	0.5	7.4	2.6±1.7
Kristallines Grundgebirge, Tafeljura inkl. Vorfaltenzone													
Nord-CH	Granit, Gneiss, Gangesteine	122	0.4	15.8	3.6 ± 3.7	0	–	–	–	126	0.1	17.2	2.8±3.2
Kristallines Grundgebirge nach Gesteinstyp und Alterierung													
Nord-CH	Granit, frisch	11	0.4	1.7	0.9±0.4	0	–	–	–	12	0.1	0.64	0.3±0.2
Nord-CH	Granit, alteriert	43	0.8	15.8	5.1±3.5	0	–	–	–	42	1.0	9.1	3.8±2.2
Nord-CH	Gneis, frisch	23	0.4	3.7	1.2±0.8	0	–	–	–	24	0.3	2.6	1.0±0.7
Nord-CH	Gneis, alteriert	35	0.4	15.1	4.3±4.4	0	–	–	–	35	0.3	17.2	4.9±4.3
Nord-CH	Syenit/Monzonit, frisch	7	1.1	1.8	1.4±0.4	0	–	–	–	6	1.1	2.3	1.5±0.4
Nord-CH	Syenit/Monzonit, alteriert	3	2.2	2.6	2.4±0.2	0	–	–	–	3	2.8	4.0	3.4±0.6
Nord-CH	Gangesteine, frisch	17	0.4	4.4	1.9±1.2	0	–	–	–	19	0.1	1.5	0.8±0.4
Nord-CH	Ganggesteine, alteriert	10	0.4	3.7	1.8±1.0	0	–	–	–	12	0.4	5.7	2.2±2.1
Kristallin im Alpenraum (Kristalline Massive, Kristallin penninische Decken)													
Bedretto	Rotondo Granit	?	–	–	1.75	? [1)]	–	–	1.36	0	–	–	–
Bedretto	Granit, 1583-1592 TM	6	–	–	2.6±0.2	6 [1)]	–	–	1.03±0.06	0	–	–	–
Bedretto	Granit, 2376-2386 TM	5	–	–	2.1±0.2	5 [1)]	–	–	0.98±0.08	0	–	–	–
Grimsel	Granodiorit, frisch	0	–	–	–	33	0.40	0.97	0.70±0.14	0	–	–	–
Grimsel	Granodiorit, frisch	0	–	–	–	6 [1)]	0.20	1.10	0.40±0.36	0	–	–	–
Grimsel	Granodiorit, alteriert	0	–	–	–	10 [1)]	0.3	2.86	0.77±0.79	11	0.52	2.09	1.03±0.45
Grimsel	Granodiorit nahe Scherzonen	4	0.75	0.75	0.75 ±0.002	5 [1)]	0.33	0.80	0.65±0.19	5	0.21	0.69	0.45±0.18
Valbella-Spina	Zweiglimmer-Gneis/Schiefer, frisch	5	0.7	3.3	2.3±1.1	0	–	–	–	5	1.0	2.3	1.3±0.6
Valbella-Spina	Zweiglimmer-Gneis/Schiefer, deformiert & alteriert	2	1.4	5.1	–	0	–	–	–	5	1.1	1.9	1.3±0.3

[1)] WL-P an re-saturierten Proben (Bedretto URL) oder mittels Imprägnations-Methoden (Grimsel GTS)

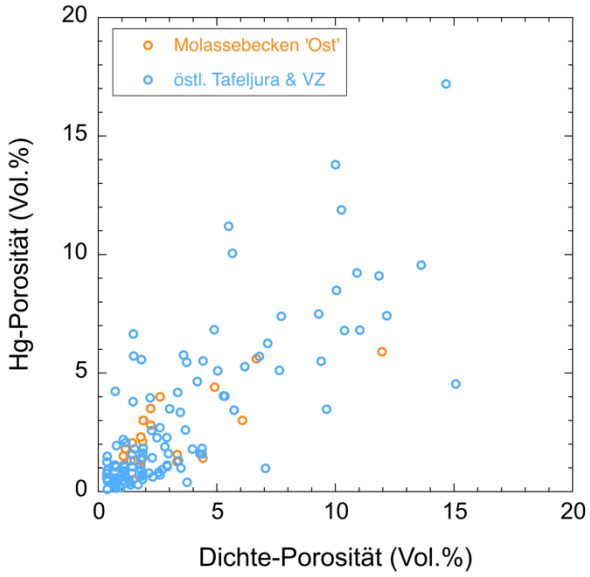


Fig. 10-1: Kristallin Nordschweiz: Dichte-Porosität vs. Hg-Porosität aller Gesteinsproben aufgeteilt nach tektonischem Grossraum.

Siehe Tab. 10-1 für Herkunft und Referenzen.

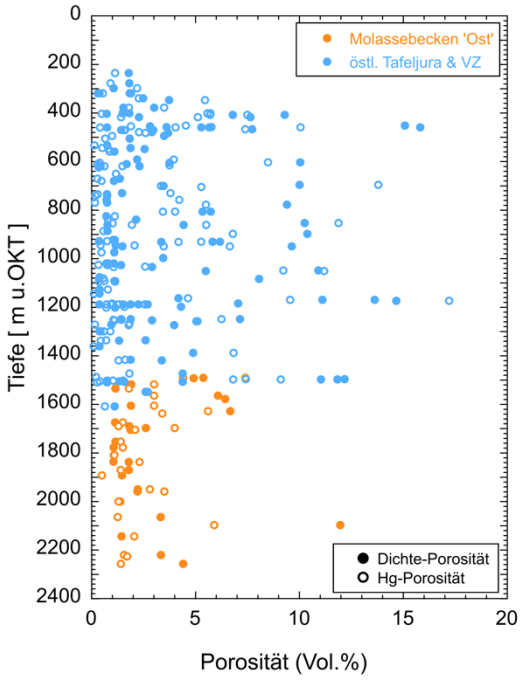


Fig. 10-2: Kristallin Nordschweiz: Dichte-Porosität und Hg-Porosität als Funktion der Tiefe und aufgeteilt nach tektonischem Grossraum.

Siehe Tab. 10-1 für Herkunft und Referenzen.

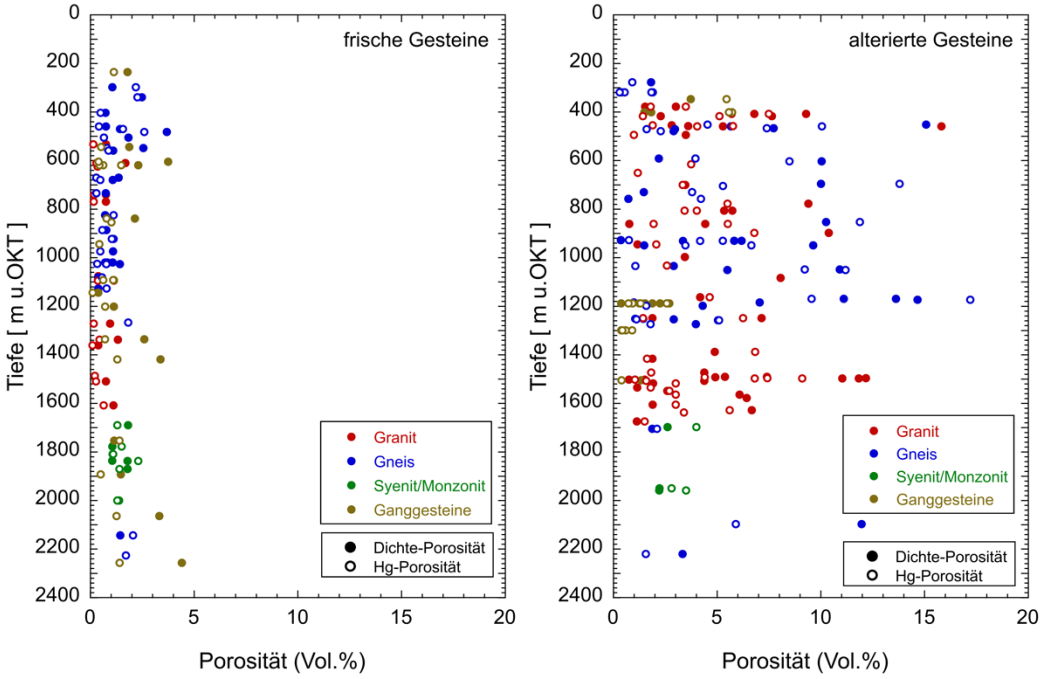


Fig. 10-3: Kristallin Nordschweiz: Dichte-Porosität und Hg-Porosität als Funktion der Tiefe, der Lithologie und dem Grad der Umwandlung der Gesteine.

Siehe Tab. 10-1 für Herkunft und Referenzen.

Kristallin der Gotthard-Decke (Helvetikum)

Für den Rotondo Granit im Kristallin der Gotthard-Decke wurde im Bedretto URL eine Dichte-Porosität um 2 Vol.% bestimmt (Tab. 10-2). Die an re-saturierten Proben bestimmte Wasserverlust-(WL-) Porosität scheint hier nur gerade rund 50 % der Dichte-Porosität auszumachen. Dabei ist zu beachten, dass die Re-Saturierung von Kristallingesteinen mit einer für den Wassertransport nur gering durchlässigen Gesteinsmatrix sehr lange Zeit benötigt und im Labor meist nicht vollständig erreicht wird (vgl. Abschnitt 1.2.1). Ähnliches gilt für die anschliessende Trocknung der Proben bis zu konstantem Gewicht. Die am Rotondo-Granit bestimmte WL-Porosität dürfte dementsprechend die tatsächlich verbundene Porosität unterschätzen.

Kristallin der Adula-Decke (Penninikum)

Im Valbella-Spina Freispiegelstollen wurde für die frischen Zweiglimmer-Gneise und -Schiefer des Kristallins der Adula-Decke eine Dichte-Porosität von im Mittel 2.3 Vol.% bestimmt. Die an den gleichen Proben bestimmte Hg-Porosität macht dabei nur gerade 50 % der Dichte-Porosität aus (Tab. 10-2). Auch in diesen Gneis-Lithologien weisen deformierte und umgewandelte Zonen eine erhöhte Dichte-Porosität auf. Dagegen wurden an solchen Proben eine im Durchschnitt gleiche Hg-Porosität, wie an den frischen Gesteinen bestimmt (Tab. 10-2).

Porosität und Wasserfliesswege

Insgesamt ist die Verteilung der verschiedenen Porositätstypen in den diversen Kristallingesteinen und als Funktion der Tiefe im Einklang mit den mit Hilfe von strukturellen Aufnahmen festgestellten Zusammenhängen von diskreten Wasserfliesswegen und den tektonisch beanspruchten und/oder hydrothermal umgewandelten Gesteinen. Das gilt sowohl für die Wasserfliesswege im

Grundgebirge der Nordschweiz (z.B. Mazurek 1998, 2000), diejenigen im Kristallin der Gotthard-Decke (z.B. Ofterdinger 2001, Lützenkirchen 2002, Lützenkirchen & Löw 2011, Ma et al. 2022, Rast et al. 2022), als auch für diejenigen im Aar-Massiv an der Grimsel (z.B. Keusen et al. 1989; Bossart & Mazurek 1991; Schneeberger 2017, Schneeberger et al. 2018). Demgegenüber ist in allen tektonischen Grossräumen die (bekannte) Dichte- und verbundene Porosität der ungestörten Gesteinsmatrix relativ gering, und die Kristallingesteine bilden einen typischen heterogenen '*dual porosity*' oder Kluft-Aquifer.

10.2 Matrix-Permeabilität

Messungen der Matrix-Permeabilität an Gesteinsproben von Kristallingesteinen liegen aus den tektonischen Grossräumen des kristallinen Grundgebirges der Nordschweiz, aus dem Alpenraum mit seinen Massiven und aus dem Südalpin vor. Die Matrix-Permeabilität wurde an unterschiedlichen Lithologien an Bohrkernproben von der Nagra Sondierbohrung Kaisten, aus dem Grimsel Felslabor der Nagra (GTS), dem Bedretto Untergrundlabor der ETHZ (BULGG) und dem Ceneri Basistunnel bestimmt (Tab. 10-4). In allen diesen Untersuchungen lag der Fokus der Permeabilitätsbestimmungen auf tektonischen Störungszonen und/oder hydrothermalen Umwandlungszonen in den verschiedenen Kristallingesteinen.

Kristallines Grundgebirge der Nordschweiz

Im kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz wurde die Matrix-Permeabilität des Gesteins nur an Bohrkernproben der Nagra Sondierbohrung Kaisten durchgeführt. Die dort angetroffenen hochmetamorphen Cordierit-Sillimanit-Biotit Gneise und Biotit-Plagioklas Gneise weisen eine Matrix-Permeabilität auf, welche mehrheitlich unter der damaligen Nachweisgrenze von 30 µD liegt (entspricht einer hydraulischen Durchlässigkeit von ca. $< 3\times10^{-10}$ m/s; Peters et al. 1999b). Spröde Deformationszonen (Kataklasit) und stark geklüftete Bereiche weisen demgegenüber eine deutlich höhere Matrix-Permeabilität von bis zu 1500 µD ($\sim1.5\times10^{-8}$ m/s; Tab. 10-4) auf.

Tab. 10-3: Lokalitäten mit Daten der Matrix-Permeabilität von Kristallingesteinen

FB: Forschungsbohrung, SB: Nagra Sondierbohrung, TB: Tunnelbohrung; Tafeljura inklusive der Vorfaltenzone (VZ).

Lokalität	Kanton	Bezeichn. Bohrung	Zweck	Anzahl Proben	Tektonischer Grossraum	Referenz
Kristallines Grundgebirge der Nordschweiz						
Kaisten	AG	KAI	SB	7, Matrix & Klüfte	östl. Tafeljura & VZ	Peters et al. 1989b
Kristallin im Alpenraum						
Bedretto URL	TI	diverse	FB	33, Matrix & Klüfte	Helvetikum, Gotthard-D.	Ma et al. 2022, Osten et al. 2024
Grimsel GTS	BE	diverse	FB	10 , Matrix & Klüfte	Helvetikum, Aar-Massiv	Schild et al. 2001, Wenning et al. 2018
Ceneri Tunnel	TI	diverse	TB	3, Kataklasite/Kakirite	Südalpin	Hürzeler et al. 2020

Kristallin des Aar-Massivs (Helvetikum)

Im Grimsel Felslabor (GTS) wurde die Matrix-Permeabilität des metamorphen Aare Granodiorit in diversen Experimenten mit unterschiedlichen Methoden bestimmt. Schild et al. (2001) untersuchten innerhalb des VE-Experiments die durch den Bohrvorgang und die Laborbehandlung induzierten Veränderungen der Matrix-Permeabilität in Abhängigkeit des bei den Labormessungen

angewandten Umgebungsdrucks. Diese Autoren stellten eine Verringerung der Matrix-Permeabilität bei der Erhöhung des Umgebungsdrucks von 5 MPa auf 20 MPa (entspricht ungefähr den in-situ Bedingungen) von ~30% für nicht-imprägnierte und ~50% für imprägnierte Proben fest. Die Matrix-Permeabilität des Grimsel Granodiorits variiert dabei zwischen 0.0355 – 0.6513 µD (~4.5×10^{-13} – 4.9×10^{-12} m/s; Umgebungsdruck = 20 MPa), wobei die Matrix-Permeabilität der imprägnierten Proben und senkrecht zur Bänderung generell geringer ist (Tab. 10-4). Wenning et al. (2018) untersuchten ein Profil vom relativ ungestörten Granodiorit in eine mylonitische Störungszone (Shear Zone Experiment). Für den ungestörten Granodiorit wurde eine etwas höhere Matrix-Permeabilität von 0.1723 – 0.8491 µD (~1.7×10^{-12} – 8.2×10^{-12} m/s) erhalten, wiederum mit generell leicht höheren Werten parallel zur Bänderung. Die Übergangszone in die duktile Störungszone zeigten durchschnittlich eine leicht geringere Matrix-Permeabilität gefolgt von der geringsten Matrix-Permeabilität in der tonig ausgebildeten Mylonitzone (Tab. 10-4).

Kristallin der Gotthard-Decke (Helvetikum)

Im Kristallin der Gotthard-Decke wurde (und wird immer noch) im metamorph überprägten Rotondo Granit im Bedretto Tunnel und später im Bedretto Untergrundlabor (BULGG) der Zusammenhang zwischen Deformationsstrukturen und den Wasserwegsamkeiten und der Permeabilität untersucht (z.B. Lützenkirchen & Löw 2011, Rast et al. 2022, Ma et al., 2022, Osten et al. 2024). In geometrisch hochauflösenden Profilen bestimmten Osten et al. (2024) die Permeabilität des Gesteins mit Wasser-Durchflusszellen, Gas-Permeameter und anhand von Hydro-Tests im Bohrloch über kurze Intervalle (0.2, 0.5 und 1 m). Alle drei Methoden erfassen unterschiedliche Gesteinsvolumen und ergeben dementsprechend auch unterschiedliche Werte (vgl. auch Abschnitt 1.2.2). Die unter verschiedenen Umgebungsdrucken mittels Wasser-Durchflusszellen bestimmte Matrix-Permeabilität des Gesteins ergab für den wenig beanspruchten Rotondo Granit mit verheilten Klüften über kurze Distanzen eine recht grosse Variation von 0.0811 – 2.0265 µD (~7.8×10^{-13} – 2.0×10^{-11} m/s;). Eine mehrere Grössenordnungen höhere Permeabilität von 20'2665 µD (~2.0×10^{-7} m/s) wurde für Abschnitte mit teilweise offenen, wasserführenden Klüften ermittelt (Tab. 10-4). Die am Gestein bestimmte Matrix-Permeabilität stimmte dabei innerhalb eines Faktors von ~5 mit den im Bohrloch über kurze Intervalle (0.2, 0.5 und 1 m) durchgeführten Hydro-Tests überein (vgl. Fig. 4 in Osten et al. 2024).

Kristallin des Südalpins

Im Ceneri Bahn-Basistunnel im Südalpin wurde die Matrix-Permeabilität der kataklasitischen bis kakiritischen Gesteine einer Störungszone in der Val-Colla-Line untersucht (Hürzeler et al. 2020). Diese spröd deformierten Gesteine weisen in Triaxialversuchen im Labor eine vergleichbar erhöhte Matrix-Permeabilität auf, welche einer hydraulischen Durchlässigkeit der Gesteinsmatrix von 7.7×10^{-11} – 3.2×10^{-9} m/s entsprechen.

Tab. 10-4: Matrix-Permeabilität von Gesteinen in Kristallin Aquiferen der Nordschweiz und dem Alpenraum.

Siehe Tab. 10-3 für Anzahl Proben und Referenzen.
Druckangaben geben den im Labor angewandten Umgebungsdruck an; "=": parallel zu Schieferung/Bänderung u./o. Kluft, "⊥": parallel zu Schieferung/Bänderung u.o. Kluft.

Kristallin Region / Lok.	Tiefe (m BHL)	Lithologie	Bemerkungen zu Probenzylinder	Matrix-Permeabilität / hydr. Durchlässigkeit	
				(µD)	(m/s)
Kristallines Grundgebirge unterhalb des Tafeljuras inkl. Vorfaltenzone (Bohrung KAI)					
Nord-CH	352.28	Kataklastischer Lamprophyr	richtungsloser Kataklasit	< 30	< $3x10^{-10}$
Nord-CH	422.61	Kataklastische Zone, tonig, rot	= kataklastische Zone	< 30	< $3x10^{-10}$
Nord-CH	486.52	Feinzerklüfteter und z.T. kataklastischer Gneis, rot	b) Kataklasit c) vorviegend zerklüfteter Gneis	200 1500	$2x10^{-9}$ $1.5xl0^{-8}$
Nord-CH	817.56	Frischer Cord-Sill-Bi-Gneis mit Kluftbelag WC-Kluft	mit Kluftbelag, ⊥ zur Kluft	< 30	< $3x10^{-10}$
Nord-CH	1038.83	Vergrünter Sill-Cord-Bi-Gneis mit Kluft, wasserführend	⊥ zur Kluft, mit etwas Kluftbelag, ± = s	< 30	< $3x10^{-10}$
Nord-CH	1169.27	Total vertonter Bi-Plag-Gneis	= zu ehemaligen s	40	$4x10^{-10}$
Nord-CH	1172.80	Total vertonter Bi-Plag-Gneis	= zu ehemaligen s	< 30	< $3x10^{-10}$
Kristallin im Alpenraum inkl. Südalpin					
Bedretto URL		Rotondo Granit	Laborbedingungen, Durchschnitt	0.0435	$4.2x10^{-11}$
Bedretto URL		Rotondo Granit	TM 1583 – 1592 m, Bohrkern ca. 43 – 80 cm, Druck 3, 8, 13, 18 MPa	0.0811 – 2.0265	~ $7.8x10^{-13}$ – $2.0x10^{-11}$
Bedretto URL		Rotondo Granit	TM 1583 – 1592 m, teilweise offene Kluft, 18 MPa	20'265	~ $2.0 x10^{-7}$
Bedretto URL		Rotondo Granit	TM 2376 – 2386 m, Bohrkern ca. 44 – 72 cm, Druck 3, 18 MPa	0.1013 – 0.6080	~ $9.8 x10^{-13}$ – $5.9x10^{-12}$
Grimsel GTS	VE-Exp.	Granodiorit, nach an Scherzone	= s, unbehandelt, 20 MPa	0.0753 – 0.6513	~ $5.7 x10^{-13}$ – $4.9x10^{-12}$
Grimsel GTS	VE-Exp.	Granodiorit, nach an Scherzone	= s, in situ imprägniert, 20 MPa	0.2046 – 0.3841	~ $1.5 x10^{-12}$ – $2.9x10^{-12}$
Grimsel GTS	VE-Exp.	Granodiorit, nach an Scherzone	⊥ s, unbehandelt, 20 MPa	0.0948 – 0.2247	~ $7.2 x10^{-13}$ – $1.7x10^{-12}$
Grimsel GTS	VE-Exp.	Granodiorit, nach an Scherzone	⊥ s, in situ imprägniert, 20 MPa	0.0355 – 0.0602	~ $2.7 x10^{-13}$ – $4.5x10^{-13}$
Grimsel GTS	Shear-Z	Granodiorit, ungestört	= s, 10 MPa, (n =2)	0.6029 – 0.8491	~ $5.8 x10^{-12}$ – $8.2x10^{-12}$
Grimsel GTS	Shear-Z	Granodiorit, ungestört	⊥ s, 10 MPa, (n =2)	0.1723 – 0.4195	~ $1.7 x10^{-12}$ – $4.1x10^{-12}$
Grimsel GTS	Shear-Z	Übergangszone	= s, 10 MPa, (n =6)	0.1003 – 0.5674	~ $9.7 x10^{-13}$ – $5.2x10^{-12}$
Grimsel GTS	Shear-Z	Übergangszone	⊥ s, 10 MPa, (n =5)	0.0527 – 0.2756	~ $5.1 x10^{-13}$ – $2.7x10^{-12}$
Grimsel GTS	Shear-Z	Mylonitische Scherzone	= s, 10 MPa, (n =2)	0.0030	~ $2.9 x10^{-14}$
Grimsel GTS	Shear-Z	Mylonitische Scherzone	⊥ s, 10 MPa, (n =1)	0.0578	~ $5.6 x10^{-13}$
Ceneri-BT	–	Val-Colla-Line, Kataklasit/Kakirit	Triaxial Versuche	–	$7.7 x10^{-11}$
Ceneri-BT	–	Val-Colla-Line, Kataklasit/Kakirit	Triaxial Versuche	–	$3.2 x10^{-9}$
Ceneri-BT	–	Val-Colla-Line, Kataklasit/Kakirit	Triaxial Versuche	–	$1.2 x10^{-10}$

10.3 Hydraulische Durchlässigkeit

Daten von der mit Hilfe von Hydro-Tests in Packerintervallen in Bohrungen bestimmten hydraulischen Durchlässigkeit von Kristallingesteinen liegen aus dem kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz, dem Aar-Massiv, und dem Kristallin der Decken im Helvetikum, Penninikum und Ostalpin vor (Tab. 10-5). Weitere Information über die Transmissivität und hydraulische Durchlässigkeit von Kristallingesteinen auf dem Gebirgsmassstab sind von Wasserzuflüssen in Untertagebauten im Aar-Massiv, Aiguille-Rouge-Massiv und im Kristallin von penninischen und ostalpinen Decken und im Südalpin vorhanden (Abschnitt 10.4).

10.3.1 Kristallines Grundgebirge der Nordschweiz

Im kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz führte die Nagra zwischen 1982 und 1989 in den Bohrungen Böttstein, Kaisten, Leuggern, Schafisheim, Siblingen und Weiach-1 insgesamt 311 Hydro-Tests durch, von welchen 278 bezüglich der Transmissivität und hydraulischen Durchlässigkeit befriedigend ausgewertet werden konnten (siehe Tab. 10-5 für Referenzen). Dieser Datensatz wird durch 4 weitere ausgewertete Hydro-Tests in den Geothermie-Bohrungen Basel-1 und Schlattingen-1 und der Thermalwasserbohrung Zurzach-3 ergänzt. In den diversen Bohrungen variierte die Länge der Testintervalle über einen grossen Bereich von ~4 – 570 m, wobei 35% der Testintervalle eine Länge von < 20 m haben, 58% eine solche von 20 – 50 m und 7% eine solche von > 50 m.

Im kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz erstreckt sich die hydraulische Durchlässigkeit der Kristallingesteine über einen weiten Bereich von $K = 1\times10^{-13}$ m/s zu 4×10^{-4} m/s. Die meisten K-Werte liegen dabei in den Grössenordnungen von 10^{-13} m/s bis 10^{-6} m/s liegen (Fig. 10-4). Bis in Tiefen von 2350 m unter der Oberfläche wurden in mehreren Testintervallen gespannte, artesische Verhältnisse angetroffen. Insgesamt unterscheidet sich die mittlere Gebirgsdurchlässigkeit in den tektonischen Grossräumen bzw. den unterschiedlichen Lithologien nicht wesentlich, wie das durch ähnliche Medianwerte die Granite/Syenite/Monzonite unterhalb des Mittelländischen Molassebeckens 'Ost' in der Bohrung Schafisheim ($K_{Median} = 1.9\times10^{-11}$ m/s, n = 22), die Granite unterhalb des Tafeljuras ($K_{Median} = 5.3\times10^{-11}$ m/s, n = 135) und die Gneis-Lithologien unterhalb des Mittelländischen Molassebeckens 'Ost in der Bohrung Weiach-1 ($K_{Median} = 2.8\times10^{-11}$ m/s, n = 14) angedeutet wird. Demgegenüber weisen die Gneis-Lithologien unterhalb des Tafeljuras einen höheren Medianwert von $K_{Median} = 1.0\times10^{-10}$ m/s (n = 111) auf. Im gesamten kristallinen Grundgebirge lässt sich die hydraulische Durchlässigkeit in zwei Gruppen unterteilen. Die erste Gruppe beinhaltet K-Werte von $< 10^{-10}$ m/s, welche in Intervallen mit wenig geklüfteten und umgewandeltem Gestein bestimmt wurden. Diese K-Werte repräsentieren die mehrheitlich intakte, tektonisch und hydrothermal wenig beanspruchte Matrix der Kristallingesteine. Die zweite Gruppe beinhaltet K-Werte von $> 10^{-10}$ m/s, welche in Intervallen mit ausgeprägter spröder Deformation (Kataklase, Klüfte) und hydrothermaler Umwandlung bestimmt wurden. In diesen Intervallen wurden Zutritte von Grundwasser entlang von Kluftnetzwerken und Scherzonen festgestellt und auch vielfach beprobt (vgl. Pearson et al. 1991, Waber & Traber 2022). In den meisten Intervallen werden die Testergebnisse von einem einzigen transmissiven Element (Kluft, Störungszonen) bestimmt. Die höchsten angetroffenen Durchlässigkeiten von $K = 10^{-6} – 10^{-4}$ m/s stehen in Zusammenhang mit offenen Klüften und Lösungshohlräumen im Bereich von Störungszonen und sind unabhängig von der Lithologie, der Tiefe und dem tektonischen Grossraum (Fig. 10-4 und Fig. 10-5).

Über den gesamten Datensatz vom kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz lässt sich weder in magmatischen (Granit, Syenit, Monzonit) noch in gneissigen Lithologien bis in eine Tiefe von ~2000 m unter der Oberfläche eine Abhängigkeit der hydraulischen Durchlässigkeit mit der Tiefe erkennen (Fig. 10-5). Demgegenüber ist eine gewisse Tiefenabhängigkeit der K-Werte für die einzelnen Lokalitäten der Bohrungen von Böttstein und Siblingen (Granite) und Kaisten und

Tab. 10-5: Lokalitäten mit Hydro-Test Daten von Tiefbohrungen, und Bohrungen in Felslabors und Tunnelbauten in Kristallin Gesteinen.

FB: Forschungsbohrung, GT: Geothermie Bohrung, SB: Nagra Sondierbohrung, TW: Thermalwasser Bohrung, VB: Vorausbohrung. MB: Mittelländisches Molassebecken; Helv.: Helvetikum, GD: Gotthard-Decke, AM: Aar-Massiv; Pennin: Penninikum, AD: Adula-Decke; Ostalp: Ostalpin, BSD: Bernina- & Sella-Decke.

Kristallin Region / Lokalität	Kanton	Bohrung/Experim.	Jahr	Zweck	Tektonischer Grossraum	Referenz
Kristallines Grundgebirge Nordschweiz						
Basel-1	BS	BASEL-1	2006	GT	Rheingraben	Stober et al. 2022b
Böttstein	AG	BOE	1982	SB	östl. Tafeljura & VZ	Leech et al. 1984, Nagra 1985, Voborny et al. 1994
Kaisten	AG	KAI	1984	SB	östl. Tafeljura & VZ	McCord & Moe 1990, Nagra 1991c, Voborny et al. 1994
Leuggern	AG	LEU	1984	SB	östl. Tafeljura & VZ	Belanger et al. 1989b, Nagra 1991b, Voborny et al. 1994
Schafisheim	AG	SHA	1984	SB	MB 'Ost'	Moe et al. 1989, Nagra 1992a, , Voborny et al. 1994
Schlattingen-1	TG	SLA-1	2011	GT	MB 'Ost'	Frieg et al. 2015
Siblingen	SH	SIB	1989	SB	östl. Tafeljura & VZ	Ostrowski & Kloska 1989, Nagra 1992b, , Voborny et al. 1994
Weiach-1	ZH	WEI-1	1983	SB	MB 'Ost'	Butler et al. 1989, Nagra 1989, , Voborny et al. 1994
Zurzach	AG	ZU3	1983	TW	östl. Tafeljura & VZ	NEFF 1980, Griesser 1988
Kristallin im Alpenraum (Kristalline Massive, Kristallin von helvetischen, penninischen & ostalpinen Decken)						
Bedretto BULGG	TI		1999	FB	Helv., GD.	Ofterdinger 2001 **
Bedretto BULGG	TI	CB1	2020	FB	Helv., GD	Münger 2020, Ma et al. 2022
Bedretto BULGG	TI	CB2	2020	FB	Helv., GD	Münger 2020, Ma et al. 2022
Bedretto BULGG	TI	CB3	2020	FB	Helv., GD	Münger 2020, Ma et al. 2022
Grimsel GTS	BE	MIG Exp	1987	FB	Helv., AM	Hoehn et al. 1990
Grimsel GTS	BE	BK Exp.	1990	FB	Helv., AM	Vomvoris et al. 1992a
Grimsel GTS	BE	VE Exp.	1990	FB	Helv., AM	Vomvoris et al. 1992b
Grimsel GTS	BE	EDZ Exp.	1995/96	FB	Helv., AM	Frieg & Blaser (ed.) 2012
Grimsel GTS	BE	FEBEX	1994-2004	FB	Helv., AM	Martinez-Landa & Carrera 2005, Illman & Tartakovsky 2006
Gotthard NEAT-Basistunnel	UR	diverse	2007	VB	Helv., AM, GD	Masset & Löw 2013, Guntli et al. 2016
Puschlav	GR	KB16&45	2012/13	FB	Ostalp., BSD	de Palézieux & Löw 2019
Valbella-Spina	GR	B1	1987/88	SB	Pennin., AD	Nagra 1988b
Valbella-Spina	GR	B2	1987/88	SB	Pennin., AD	Nagra 1988b
Valbella-Spina	GR	B3	1987/88	SB	Pennin., AD	Nagra 1988b
Valbella-Spina	GR	B4	1987/88	SB	Pennin., AD	Nagra 1988b

* Forschungsbohrung im Bedretto-Tunnel vor Eröffnung des URLs

Leuggern (Gneise) angedeutet (vgl. Figur 4.3-47 in Nagra 2008). Generell ist aber die Häufung von K-Werten von > 10^{-9} m/s in den obersten ~500 m im Kristallin (~800 m unter der Oberfläche) vorhanden. In diesem Tiefenbereich ergibt sich von 63 Testintervallen über alle Lithologien verteilt ein Median K-Wert von $K_{Median} = 1.3 \times 10^{-7}$ m/s. Das deckt sich mit der Feststellung von Thury et al. (1994), dass mindestens die obersten 500 m des kristallinen Grundgebirges generell stärker durchlässig sind als tiefer gelegene Bereiche. Wenngleich seltener, treten aber auch

innerhalb des kristallinen Grundgebirges immer wieder stärker durchlässige Zonen in grosser Tiefe auf. So wurden in den Bohrungen Kaisten und Leuggern unterhalb des Tafeljuras K-Werte von $>10^{-6}$ m/s bis in Tiefen von > 700 m und > 1400 m unterhalb der Kristallin-Obergrenze und in der Bohrung Schafisheim unterhalb dem Molassebecken bis in Tiefen von ~2000 m unter der Oberfläche angetroffen (Fig. 10-5).

10.3.2 Kristallin im alpinen Raum

Daten von Hydro-Tests in Bohrungen liegen aus dem Aar-Massiv und dem Kristallin der Gotthard-Decke (Grimsel Felslabor, Gotthard NEAT-Bahntunnel, Bedretto Untergrundlabor), dem Kristallin der Adula-Decke im Penninikum (Valbella-Spina Freispiegelstollen) und dem Kristallin der Bernina- und Sella-Decke im Ostalpin vor.

Die hydraulische Durchlässigkeit von Kristallingesteinen im alpinen Raum erstreckt sich mit K-Werten 1×10^{-15} m/s bis 2×10^{-3} m/s über einen noch grösseren Bereich als im kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz, wobei hier die meisten K-Werte in den Grössenordnungen von 10^{-12} m/s bis 10^{-6} m/s liegen (Fig. 10-4). Über den ganzen alpinen Raum zeichnet sich ein schwacher Trend in Richtung geringerer hydraulische Durchlässigkeit mit zunehmender Tiefe ab (Fig. 10-5). Bei genauerer Betrachtung wird dieser Trend aber durch Unterschiede in der Lithologie und vor allem durch die tektonische Beanspruchung der Gesteine in den getesteten Intervallen verursacht.

Kristallin des Aar-Massivs (Helvetikum)

Im Grimsel Felslabor (GTS) wurde der metamorphe Aare-Granodiorit und der Zentrale Aare-Granit durch eine Vielzahl von Hydro-Tests in Bohrungen hydraulisch charakterisiert (siehe Tab. 10-5 für Referenzen). Während gewisse Bohrungen auf die relativ ungestörten Kristallingesteine abzielten, waren andere spezifisch auf wasserführende Strukturen ausgelegt. Das reflektiert sich auch in den unterschiedlichen Längen der Testintervalle, welche zwischen 0.1 m und 28 m variieren. Der gesamte Bereich der aus 55 Hydro-Tests ermittelten K-Werte deckt 9 Grössenordnungen von 1.0×10^{-12} m/s bis 2.0×10^{-3} m/s ab (Fig. 10-4). Für die relativ ungestörte Matrix des Aare-Granodiorits und des Zentralen Aare-Granits variieren die K-Werte zwischen 1.0×10^{-12} m/s und 5.9×10^{-10} m/s mit einem Medianwert von $K_{Median} = 3.0\times10^{-11}$ m/s (n = 35). Die hydraulische Durchlässigkeit der Gesteinsmatrix des Aare-Granodiorits und Zentralen Aare-Granits ist demzufolge sehr ähnlich derjenigen der granitischen Lithologien des Grundgebirges in der Nordschweiz. Hydrotests im Grimsel Felslabor, welche auch feine, wasserführende Klüfte beinhalten, ergaben höhere K-Werte zwischen 5.1×10^{-10} m/s und 3.8×10^{-6} m/s mit einem Medianwert von $K_{Median} = 3.8\times10^{-7}$ m/s (n = 19). Auch dieser Bereich ist ähnlich demjenigen der oben beschriebenen zweiten Gruppe von granitischen Lithologien des Grundgebirges in der Nordschweiz. Der höchste K-Wert von 2.0×10^{-3} m/s im Grimsel Felslabor wurde von Hoehn et al. (1990) in einem 10 cm langen Packerintervall mit einer offenen Kluft mit einer Apertur von 1 mm bestimmt. Von solchen wasserführenden Klüften liegt auch eine Vielzahl von chemischen Grundwasseranalysen vor (Schneeberger 2017, Schneeberger et al. 2017).

Kristallin der Gotthard-Decke (Helvetikum)

Aus dem Rotondo Granit im Kristallin der Gotthard-Decke liegen aus dem Bedretto Tunnel und Untergrundlabor (BULGG) die hydraulische Durchlässigkeit von 15 Hydro-Tests vor (siehe Tab. 10-5 für Referenzen). Die Länge des Intervalls variierte für 9 Hydro-Tests zwischen 2 – 24 m und 2 Tests wurden im offenen Bohrloch über 192 m und 303 m durchgeführt. Die Hydro-Tests wurden nicht spezifisch auf wasserführende Zonen ausgerichtet und zielten auf die Gebirgs-Durchlässigkeit. Die aus Hydro-Tests im Rotondo Granit ermittelten K-Werte variieren zwischen 3.3×10^{-12} m/s und 2.9×10^{-8} m/s (Fig. 10-4) mit einem Medianwert von $K_{Median} = 3.5\times10^{-9}$ m/s. Dieser Medianwert liegt genau in der Mitte der K-Werte, welche in den langen Testintervallen von 192 m und 303 m bestimmt wurden (Fig. 10-5). Er repräsentiert somit die hydraulische

Durchlässigkeit des relativ ungestörten Rotondo Granits im Bereich des Bedretto Untergrundlabors (Münger 2020) und vergleicht sich mit demjenigen im Bedretto Tunnel vor der Inbetriebnahme des Labors ermittelten K-Wert (K_{Median} = 9.0×10^{-9} m/s, Ofterdinger 2001).

Im Gotthard NEAT Basistunnel wurden am Nordrand der Gotthard-Decke in geklüfteten Paragneise (Biotit-Sericit-Gneise) mit mächtigen kakiritischen Störungszonen in 4 Vorausbohrungen Hydro-Tests durchgeführt (Masset & Löw 2013, Guntli et al. 2016). Die in einer Tiefe von ~1300–1700 m unter der Oberfläche ermittelten K-Werte variieren zwischen 1.0×10^{-10} m/s und 1.0×10^{-6} m/s (Fig. 10-4) mit einem Medianwert für die 7 Testintervalle von K_{Median} = 1.0×10^{-7} m/s. Sowohl der Bereich als auch der Medianwert der hydraulischen Durchlässigkeit entsprechen denjenigen von tektonisch beanspruchten Lithologien in ähnlichen Tiefen im Kristallin der Nordschweiz (Fig. 10-5).

Kristallin der Adula-Decke (Penninikum)

Im Valbella-Spina Freispiegelstollen wurden in Sondierbohrungen von der Nagra 1987 das Kristallin der Adula-Decke unterhalb des Piz Pian Gran hydraulisch getestet (Nagra 1988b). Im Hinblick auf ein mögliches Wirtgestein für die geologische Tiefenlagerung von radioaktiven Abfällen war das Ziel dieser Untersuchungen, einen ersten Überblick über die hydrogeologischen Eigenschaften des Gebirges in der 'trockenen Zone' im Valbella-Spina Freispiegelstollen zu erhalten. Die Testintervalle in den dort vorhandenen Zweiglimmer-Gneisen und -Schiefer befinden sich ~950 – 1330 m unterhalb der Oberfläche und haben Längen von ~4 –19 m. Obwohl geklüftet, wurden für diese Gneise und Schiefer mehrheitlich sehr geringe hydraulische Durchlässigkeiten von 1.0×10^{-15} m/s bis 1.0×10^{-11} m/s ermittelt (Fig. 10-4). Für die ungestörte, 'trockene' Gesteinsmatrix der Gneise und Schiefer ergibt sich ein Medianwert von K_{Median} = 8.3×10^{-13} m/s (n = 12). Einzig in einem Intervall nahe der Tunnelwand und einer kataklastischen Störungszone, in welchem auch Ausblühungen von Gips, aber kaum Feuchtstellen beobachtet wurden, wurde ein K-Wert von 2.0×10^{-8} m/s ermittelt. Der erhöhte Wert wurde als Effekt der Störungszone und der Auflockerungszone ('*excavation disturbed zone*', EDZ) in der Tunnelwand zugeschrieben (Nagra 1988b).

Kristallin der Bernina- und Sella-Decke (Ostalpin)

Im Rahmen von Untersuchungen über die Grundwassererneuerung in alpinen Einzugsgebieten wurden in einer Fallstudie im Puschlav in 2 Bohrungen Hydro-Tests im Kristallin der Bernina-Decke (Brusio Granit) und der Sella-Decke (Muskovit-Chlorit-Gneis) durchgeführt (de Palézieux & Löw 2019). Die Bohrungen durchfuhren zuerst > 100 m quartäre und Sackungsablagerungen bevor sie auf das anstehende Kristallingestein trafen. Die kurzen Testintervalle (~5 m) wurden bewusst in kataklastische und teilweise kakiritische Störzonen angelegt. In Tiefen von ~160 – 230 m unter der Oberfläche wurden für diese wasserführenden Störzonen K-Werte von 9.1×10^{-8} m/s bis 7.0×10^{-6} m/s ermittelt (Fig. 10-4). Der Medianwert der 5 Hydro-Tests von K_{Median} = 3.7×10^{-7} m/s liegt in der gleichen Grössenordnung, wie er für spröde Deformationszonen in Kristallingesteinen im Aar-Massiv und der Gotthard-Decke gefunden wurde.

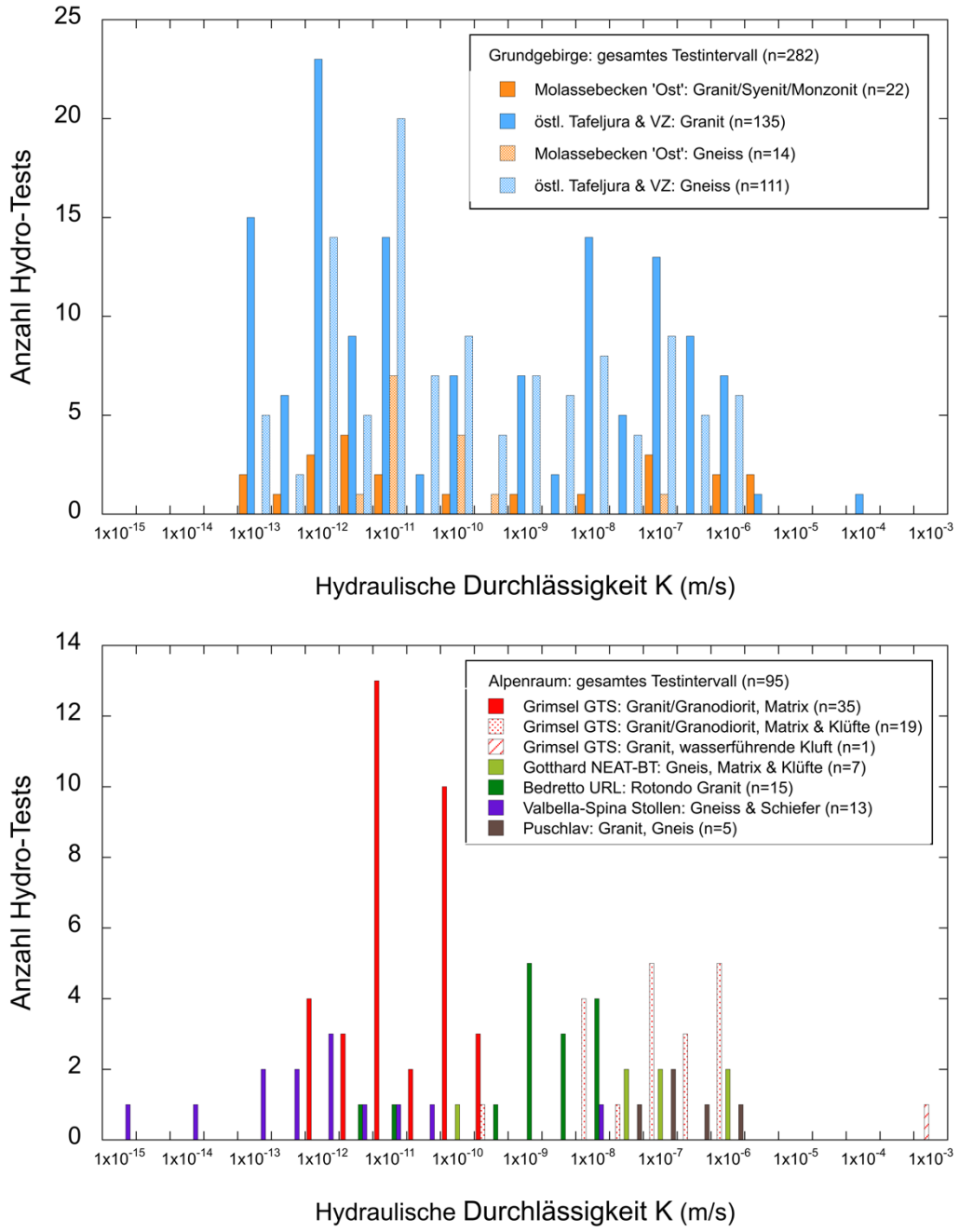


Fig. 10-4: Kristallin: Verteilung der von den Hydro-Tests ermittelten '*best guess*' K-Werte vom ganzen Testintervall in Bohrungen im kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz (oben) und im Alpenraum (unten) und aufgeteilt nach Hauptlithologie und tektonischem Grossraum und gruppiert nach $1–5\times10^{-x}$ und $5–10\times10^{-x}$ m/s.

Siehe Tab. 10-5 für Referenzen.
Grosstektonische Zuordung im Alpenraum: Grimsel GTS: Aar-Massiv; Bedretto URL, Gotthard NEAT-Bassistunnel, Valbella-Spina Stollen: Penninikum (Gotthard- & Adula-Decke); Puschlav: Ostalpin (Bernina- & Sella-Decke).

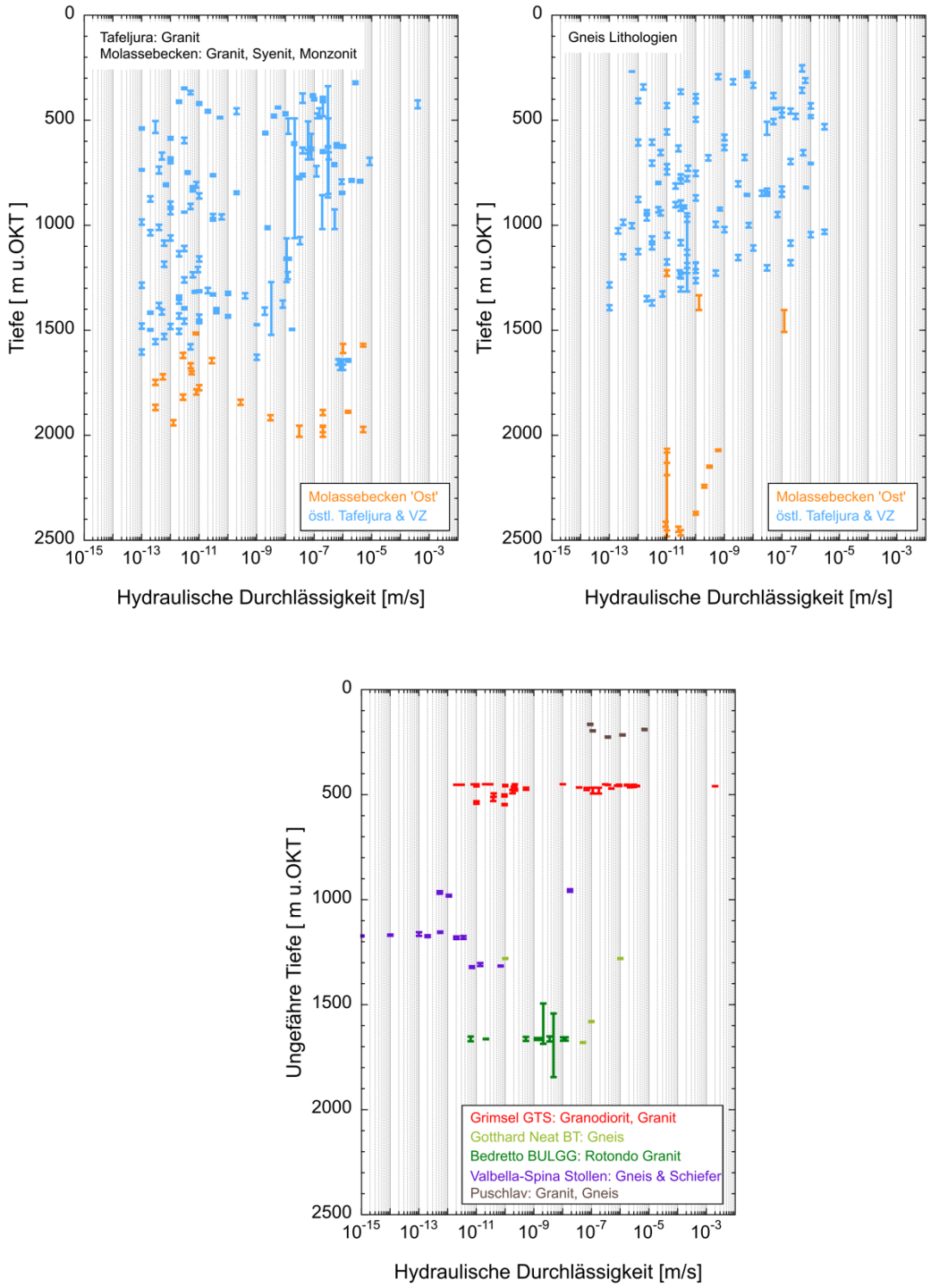


Fig. 10-5: Kristallin: Hydraulische Durchlässigkeit aus Hydro-Tests als Funktion der Tiefe in magmatischen (oben links) und gneissigen (oben rechts) Lithologien im kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz und in Kristallingesteinen im Alpenraum (unten).

Siehe Tab. 10-5 für Referenzen.
Die K-Werte sind bezüglich der mittleren Tiefe des Testintervalls dargestellt und die Strichlänge entspricht der Länge des Testintervalls. Die mittlere Tiefe unter OKT von Bohrungen in Felslabors und dem Gotthard-Tunnel ist ungefähr.

10.4 Beobachtungen in Tunnelbauten

Beobachtungen von Wasserzuflüssen mit mehr oder weniger quantitativen Angaben in Kristallingestein im Alpenraum sind von einer Vielzahl von Tunnelbauten (Bahn, Strasse) und Stollen zur Wassernutzung (v.a. Hydroelektrik) vorhanden (Tab. 10-6). Je nach Zielsetzung des Bauprojekts und auch historisch bedingt, wurden die Aufnahmen in unterschiedlicher Qualität und Grad der Detaillierung aufgenommen und erlauben deshalb nicht in allen Fällen eine Aussage über die hydraulische Durchlässigkeit einer bestimmen Lithologie im Kristallin und/oder der Gebirgsdurchlässigkeit generell.

Mit Hilfe der mittleren Gesamtabflüsse über die gesamte Tunnellänge oder innerhalb eines spezifischen Typs von Kristallingestein, der mittleren Überdeckung und der Tunnellänge schätzte Maréchal (1998, 2012) die hydraulische Durchlässigkeit von verschiedenen Kristallingesteinen in 13 Untertagebauten verteilt über den ganzen Alpenraum ab. Für die in der Schweiz liegenden Untertagebauten, variierten die verwendeten mittleren Abflussmengen zwischen 0.1 – 822 L/s über eine Tunnellänge von 536 – 19048 m und bei einer Überdeckung von 100 – 1600 m (Maréchal 1998). Die mit einem stark vereinfachten hydraulischen Modell berechneten Transmissivitäten erstrecken sich von 1.8×10^{-8} m^2/s bis 1.3×10^{-3} m^2/s, woraus ein abgeleiteter Bereich für die hydraulische Durchlässigkeit von 6.1×10^{-12} m/s bis 1.2×10^{-6} m/s erfolgt. Dabei zeigen laut Maréchal (2012) die K-Werte keinen systematischen Zusammenhang mit der Hauptlithologie in den diversen Untertagebauten (Fig. 10-6). Der für die K-Wert von Untertagebauten in der Schweiz berechnete Medianwert von $K_{Med} = 8.3\times10^{-9}$ m/s ist identisch mit demjenigen Wert, in welchem auch Daten von Frankreich und Italien (Mont Blanc Massiv) berücksichtigt sind ($K_{Med} = 9\times10^{-9}$ m/s; Maréchal 2012).

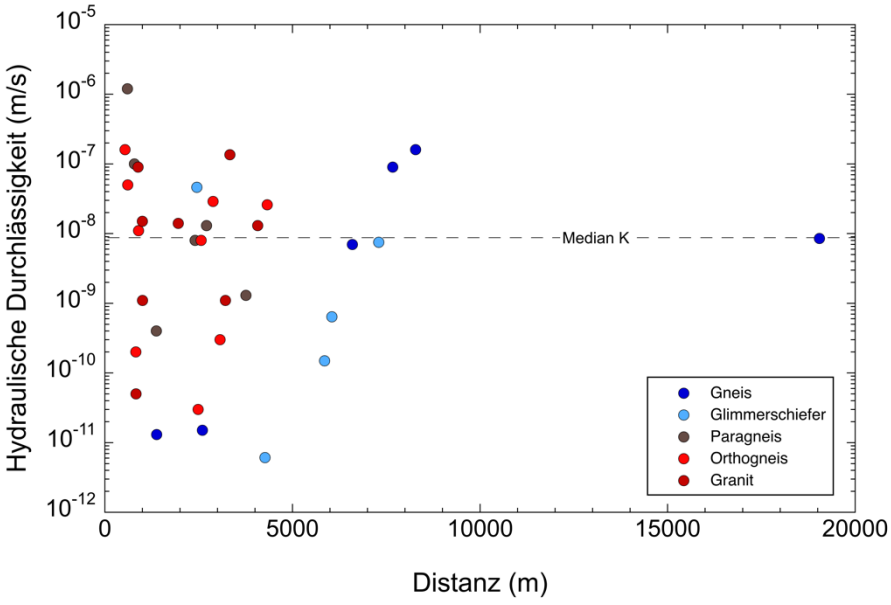


Fig. 10-6: Kristallin: Hydraulische Durchlässigkeit modelliert von Daten über den Wasserabfluss in Untertagebauten (leicht modifiziert nach Maréchal 2012).

Die K-Werte wurden von Maréchal (1998, 2012) über Teilabschnitte oder die gesamte Länge der in Tab. 10-6 unter 'Daten' mit '4' bezeichneten Untertagbauten ermittelt. Der längste Tunnelbau ist der Vereina Bahntunnel, wo alle Lithologien (inklusive Amphibolit, Glimmerschiefer, Metagranitoide) unter 'Gneis' zusammengefasst wurden.

Tab. 10-6: Lokalitäten mit Daten von Wasserzuflüssen in Tunnelbauten und deren Quantifizierung im Kristallin des Alpenraums.

Daten: (1) Gesamtabfluss u/o Wasserzufluss von Einzelstellen (in L/s oder L/min), (2) Wasserzuflüsse in L/s oder L/min über gesamtes Tunnel- oder Stollenprofil, (3) zusätzlich zu (2) auch Wasserzuflüsse in Vorausbohrungen, (4) statistische Auswertung der Wasserzuflüsse (Transmissivität, hydraulische Durchlässigkeit); V-Stollen = Versorgungsstollen.

Lokalität	Kanton	Tektonik	Daten	Referenz
Grimsel Felslabor	BE	Helvetikum, Aar-Massiv	1,4	Maréchal 1998, 2012
Gas Transit Urweid Stollen	BE	Helvetikum, Aar-Massiv	1,2,3,4	Masset & Löw 2010 [1)]
Gas Transit Gstelli Stollen	BE	Helvetikum, Aar-Massiv	1	Masset & Löw 2010 [1)]
KW Amsteg V-stollen	UR	Helvetikum, Aar-Massiv	1	Masset & Löw 2010 [1)]
KW Göschenen Druckstollen	UR	Helvetikum, Aar-Massiv	1	Masset & Löw 2010 [1)]
KW Göschenen Furka-Reuss V-stollen	UR	Helvetikum, Aar-Massiv	2,4	Masset & Löw 2010 [1)]
KW Göschenen Voralpreuss V-stollen	UR	Helvetikum, Aar-Massiv	2,4	Masset & Löw 2010 [1)]
KW Oberhasli Gadmen V-stollen	BE	Helvetikum, Aar-Massiv	2,4	Masset & Löw 2010 [1)]
KW Oberhasli Handegg V-stollen	BE	Helvetikum, Aar-Massiv	2,4	Masset & Löw 2010 [1)]
KW Wassen V-stollen	UR	Helvetikum, Aar-Massiv	1	Masset & Löw 2010 [1)]
Lötschberg Basistunnel, Bahn	BE, VS	Helvetikum, Aar-Massiv	2,3	Ziegler & Isler 2013
Gotthard Bahntunnel	UR, TI	Helv., Aar-Massiv & Gotthard-D.	2,4	Masset & Löw 2010 [1)]
Gotthard A2 Sicherheitstunnel	UR, TI	Helv., Aar-Massiv & Gotthard-D.	2,4	Masset & Löw 2010 [1)]
Gotthard A2 Strassentunnel	UR, TI	Helv., Aar-Massiv & Gotthard-D.	2,3,4	Keller et al. 1987 Masset & Löw 2010 [2)]
Gotthard NEAT-Basistunnel	UR, TI	Helv., Aar-Massiv & Gotthard-D.; Leventina-Lucomagno-Decke	2,3,4	Masset & Löw 2013, Guntli et al., 2016
Château d'Eau Stollen	VS	Helv., Aiguilles-Rouge-Massiv	1	Dubois 1991
Emosson Stollen N & W	VS	Helv., Aiguilles-Rouge-Massiv	1,2,4	Dubois 1991 [2)]
Emosson Stollen E & S	VS	Helv., Mont-Blanc-Massiv	1	Dubois 1991
Bedretto Fensterstollen	VS, TI	Helvetikum, Gotthard-Decke	2,3,4	Masset & Löw 2010 [1), 2)]
Furka Basistunnel, Bahn	VS, UR	Helvetikum, Gotthard-Decke	1,2,4	Masset & Löw 2010 [1), 2)]
Gas Transit Obergestelen Stollen	VS	Helvetikum, Gotthard-Decke	2,4	Masset & Löw 2010 [1)]
KW Lucendro Druckstollen	TI	Helvetikum, Gotthard-Decke	1	Masset & Löw 2010 [1)]
KW Ritom Garenga V-stollen	TI	Helvetikum, Gotthard-Decke	1	Masset & Löw 2010 [1)]
KW Ritom Unteralpreuss V-stollen	TI, UR	Helvetikum, Gotthard-Decke	2,4	Masset & Löw 2010 [1)]
KW Vorderhein Val Curnera Stollen	UR, GR	Helv., Gotthard- & Tavetsch-D.	2,4	Masset & Löw 2010 [1)]
KW Vorderhein Tgom-Nalps Stollen	GR	Helv., Gotthard- & Tavetsch-D.	2,4	Masset & Löw 2010 [1)]
KW Vorderhein Curnera-Nalps Stollen	GR	Helv., Gotthard- & Tavetsch-D.	2,4	Masset & Löw 2010 [1)]
KW Vorderhein Sedrun-Medels Stollen	GR	Helv., Gotthard- & Tavetsch-D.	1	Masset & Löw 2010 [1)]
KW Vorderhein Nalps-St.Maria Stollen	GR	Helv., Gotthard- & Tavetsch-D.	2,4	Masset & Löw 2010 [1)]
Polmengo Stollen (Gotthard NEAT-Basistunnel)	UR, TI	Lepontikum, Leventina- & Lucomagno-Decke	1,4	Maréchal 1998, 2012
San Bernardino Strassentunnel	GR	Penninikum, Adula-Decke	1,4	Maréchal 1998, 2012
Valbella-Spina Stollen	GR	Penninikum, Adula-Decke	1,4	Maréchal 1998, 2012
Simplon Bahntunnel	VS	Penninische Decken, Lepontikum	2,4	Bianchetti et al. 1993 [2)]
Cleuson-Dixence	VS	Penn., 'Bernhard-Deckenkomplex'	1,4	Maréchal 1998, 2012
Grosser St. Bernhard Strassentunnel	VS	Penninikum, Ruitor-Decke,	1,4	Maréchal 1998, 2012
Vereina Bahntunnel	GR	Ostalpin, Silvretta-Decke	1,4	Maréchal 1998, 2012
Ceneri Basistunnel, Bahn	TI	Südalpin	2,3	Hürzeler et al. 2020

[1)] Masset & Löw (2010) geben in ihrer Tabelle 1 die unveröffentlichte Originalliteratur für die jeweiligen Bauten an;
[2)] auch von Maréchal 1998, 2012 behandelt

In den Zentralalpen wurden die hydrogeologischen Eigenschaften von Kristallingesteinen in der Gotthard Region über mehr als eine Dekade intensiv durch die Abteilung Ingenieurgeologie am Institut für Geologie der ETHZ untersucht. Neben der Auswertung von Daten über Wasserzuflüssen in Untertagebauten beinhalteten diese auch detaillierte strukturgeologische und felsmechanische Untersuchungen der wasserführenden Systeme, welche in die detaillierte Erarbeitung von Gebirgsdurchlässigkeiten einflossen. Alle diese Arbeiten sind in einer Reihe von Dissertationen und Publikationen dokumentiert (u.a. Laws 2001, Laws et al. 2003, Löw et al. 2007, Lützenkirchen 2002, Lützenkirchen & Löw 2011, Masset 2011, Masset & Löw 2010, 2013, Ofterdinger 2001, Ofterdinger et al. 2004, 2014, Zangerl 2003, Zangerl et al. 2006). Von den Datensätzen über Wasserzuflüsse, Feuchtstellen, Gesamtabflüsse, Petrographie und geologische Strukturen in den untersuchten 23 Untertagebauten befanden Masset & Löw (2010) deren 17 von genügender Vollständigkeit und Qualität für eine weitergehende Interpretation bezüglich der Gebirgsdurchlässigkeit über eine totale Distanz von 136 km. Dabei wurde in einem ersten Schritt mit statistischen Methoden die Verteilung der Frequenz der Bergwasserzuflüsse und deren Raten als Funktion von der Tiefe (bzw. Überdeckung) und Lithologie in allen Untertagebauten bestimmt. Darauf folgte die räumliche Verteilung der verschiedenen Typen von Wasserzuflüssen (Feuchtstellen, Tropfwasser, initialer vs. kontinuierlicher Zufluss, Zuflussraten) und deren Zusammenhang mit spröden Deformationszonen und der regionalen Variabilität der Grundwasserfliesswege mit deren bestimmenden Parameter. Anschliessend wurde mit den zusammengestellten Resultaten und verschiedenen 2D hydraulischen Modellen die Transmissivität von 100 m langen Intervallen in insgesamt zehn tektonischen Subeinheiten bestimmt (vgl. Tabelle 8 in Masset & Löw 2010). Dabei wurde die Transmissivität kumulativ aus den beobachteten Feuchtstellen, Tropf- und Zuflussraten berechnet. Die angewandten drei hydraulischen Modelle basierten auf (a) radialen Fluss ohne Infiltration, (b) radialen Fluss mit konstanter Druckbedingung und (c) linearem Fluss mit variablem Wasserspiegel. Schliesslich wurden die so erhaltenen Transmissivitäten mit wiederum drei verschiedenen analytischen Modellen für äquivalente poröse Medien (vertikales Kluft-Model, isotropes Kluft-Model und isotropes Matrix-Model) in hydraulische Durchlässigkeiten für die zehn tektonischen Subeinheiten als Funktion der Tiefe berechnet. Mit diesem Ansatz kamen Masset & Löw (2010) zu folgenden Folgerungen bezüglich Wasserfliesswegen und hydraulischen Eigenschaften in den untersuchten Kristallingesteinen:

- Von der Oberfläche bis in Tiefen von 200 – 400 m Tiefe wird generell eine hohe, mit der Tiefe zunehmende Frequenz von Zuflüssen und mit hohen Zuflussraten in die Untertagebauten beobachtet.
- In den verschiedenen, tektonischen Subeinheiten ist die Infiltration von der Oberfläche her aufgrund der Topographie, der Orientierung von Tälern gegenüber der Schieferung und von der Gesteinstextur (Granit s.l., Gneis, metamorphe Schiefer) unterschiedlich.
- Die erhöhte Durchlässigkeit in dieser Zone von 200 – 400 m Tiefe wird der Druckentlastung und Hangstabilität zugeschrieben. Die Variabilität der unterschiedlichen Infiltration von der Oberfläche her wird der unterschiedlichen Saturation (z.B. Tunnelniveau oberhalb des Grundwasserspiegels) zugeschrieben.
- In der Zone bis in Tiefen von 200 – 400 m Tiefe erstreckt sich die Transmissivität über die 100 m langen Intervalle über einen Bereich von 10^{-9} m^2/s bis 10^{-1} m^2/s mit entsprechender hydraulischer Durchlässigkeit von 10^{-10} m/s bis 10^{-4} m/s. Hydraulische Transmissivität und Durchlässigkeit sind generell höher und streuen über einen grösseren Bereich als in grösseren Tiefen.
- Unterhalb der Zone von 200 – 400 m Tiefe werden die Frequenz von Zuflüssen und die Zuflussraten in die Untertagebauten durch spröde Strukturen (Klüfte, Schieferung, Scherzonen) dominiert. Bis in eine Tiefe von rund 1500 m wird kein Einfluss des zunehmenden lithostatischen Drucks auf Kluft-Aperturen und -Permeabilität beobachtet.

- Unterhalb der Zone von 200 – 400 m Tiefe erstreckt sich die Transmissivität über die 100 m langen Intervalle über einen engeren Bereich von 10^{-9} m^2/s bis 10^{-4} m^2/s mit entsprechender hydraulischer Durchlässigkeit von 10^{-10} m/s bis 10^{-7} m/s. In Gneiss- und Schiefer-Lithologien nimmt die hydraulischeTransmissivität und Durchlässigkeit ab (z.B. im südlichen Altkristallin des Aar-Massivs und der Gotthard-Decke), während für die granitischen Einheiten (Granit s.l. im Aar-Massiv, nördliches Altkristallin und varizische Intrusiva in der Gotthard-Decke) kein Trend mit der Tiefe ersichtlich ist. Der Bereich der K-Werte ist deckungsgleich oder geringer als derjenige, welcher von jüngeren Vorausbohrungen in Paragneisen im Gotthard NEAT-Basistunnel ermittelt wurde (Masset & Löw 2013, vgl. Abschnitt 10.3.2).
- In allen tektonischen Subeinheiten wurden mehrheitlich entlang tiefgreifender, tektonischer Störungszonen oder entlang von lithologischen Kontakten vereinzelte sehr hohe Wasserzutritte von ~3'000 L/min bis ~78'000 L/min über kurze bis 200 m lange Intervalle bis in grosse Tiefen unter der Oberfläche beobachten.

Seit diesen Arbeiten über die Gebirgsdurchlässigkeit der Zentralalpen und deren Synthese durch Masset & Löw (2010) wurden der Gotthard NEAT-Basistunnel, der Lötschberg NEAT-Basistunnel und der Ceneri Basistunnel fertiggestellt. Von diesen Untertagebauten liegen detaillierte Aufnahmen und Beschreibungen der Zutritte von Bergwasser während dem Bau vor, sie wurden aber bisher nicht in Richtung Gebirgsdurchlässigkeit interpretiert.

Im *Gotthard NEAT-Basistunnel* wurden die Wasserzutritte während des Baus in beiden Tunnelröhren kartiert und auch in vielen Vorausbohrungen bestimmt (Guntli et al. 2016). Erwähnenswert ist die Häufung von Wasserzutritten in den Erstfelder-Gneisen, wo über eine Länge von ~8 km bei einer Überdeckung von ~600 – 2000 m in 16 Abschnitten à 50 m jeweils mehr als 15 Quellen angetroffen wurden, wobei 24 Quellen > 60 L/min förderten. Der grösste Wasserzutritt wurde mit initial 9'000 L/min in einer Vorausbohrung beobachtet. Ein weiterer grosser Wasserzutritt von initial 3'000 L/min wurde an der Grenze Erstfelder Gneise – Bristner Granit angetroffen. Demgegenüber waren die südlich anschliessenden Kristallingesteine vom nördlichen Altkristallin, dem Aare Granit, den südlichen Gneisen im Aar-Massiv, den Gneisen des Tavetscher Zwischen-Massivs und der nördlichen Gotthard-Decke über eine Länge von ~18 km und einer Überdeckung von ~600 – 2200 m nur gering wasserführend mit wenigen Wasserzutritten von meist < 60 L/min. Eine deutlich erhöhte Wasserführung wurde anschliessend im Medelser Granit (meist überdeckt von Streifengneisen) festgestellt. Über eine Länge von ~6.7 km und einer Überdeckung von ~1600 – 2400 m fanden sich 13 Abschnitte à 50 m mit jeweils > 15 Quellen und 23 Quellen mit einer Schüttung von > 60 /L/min. Die grösste Schüttung in einer Vorausbohrung betrug nach einer Stunde immer noch 2'400 L/min (initial 4'200 L/min). Der mehr als 22 km lange Abschnitt in Para- und Orthogneisen der Lucomagno- und Leventina-Decke war wiederum mehrheitlich nur gering wasserführend und beschränkte sich meist auf Nässe, Tropfstellen und kleine Quellen. Einzig in den südlichen 4 km wurden bei einer Überdeckung von ~700 – 850 m 9 Abschnitte à 50 m mit jeweils > 15 Quellen und 6 Quellen mit einer Schüttung von > 60 /L/min registriert. Die grösste Schüttung wurde mit initial 1'200 L/min in der Weströhre aus einer Vorausbohrung bei km 245.781 beobachtet (siehe Titelbild).

Im *Lötschberg NEAT-Basistunnel* war der Wasseranfall im nördlichen Kristallin des Aar-Massivs und des Gastern-Granits generell sehr gering (Ziegler & Isler 2013). Über eine Länge von ~8 km bei einer Überdeckung von ~650 – 2000 m fanden sich 10 Quellen mit einer Schüttung von <5 L/min, wobei die Schüttung in den ersten Tagen bis Wochen meist stark abnahm. Die Zutritte konnten zudem den verschiedenen Kluftsystemen zugeordnet werden. Im Gastern-Granit wurde bei der grössten Überdeckung die grösste Schüttung von ~900 L/min im Schnittbereich von zwei Kluftscharen festgestellt, welche sich aber nach wenigen Wochen zu Tropfstellen reduzierte. In den gegen Süden anschliessenden Gneisen und metamorphen Schiefern des Altkristallins wurde

über eine Länge von ~7 km ein nur sehr geringer Wasseranfall mit mehrheitlich Tropfstellen festgestellt. Ein leicht höherer initialer Wasseranfall wurde in den folgenden ~2.5 km von Zentralen Aar-Gneisen und Baltschieder Granodiorit beim Vortrieb beobachtet. Die 6 Quellen mit einer Schüttung von 6 – 60 L/min und vermehrten Tropfstellen versiegten aber zum grössten Teil nach einiger Zeit.

Der *Ceneri Basistunnel* durchquerte Kristallingesteine der südalpinen Ceneri- und Val-Colla-Zonen in einer Länge von rund 15.5 km (Hürzeler et al. 2020). Die Hauptlithologien in der Ceneri-Zone beinhalten die hoch-metamorphe Ceneri Paragneis-Formation mit v.a. Zweiglimmergneisen und -schiefern und Biotit-führenden Gneisen und -Schiefern, und die Orthogneis-Formation mit Orthogneisen, Hornfels und metabasischen Ganggesteinen. In der südlichen Val-Colla-Zone überwiegen Muskovit-Granat-führende Gneise und Schiefer, Biotit-Gneise und Zweiglimmergneise der Stabiello-Gneis-Formation. Untergeordnet treten der leukokrate Augengneis der Bernardo-Orthogneis-Formation und Hornblende-führende Gneise und Schiefer auf. In beiden Tunnelröhren waren generell nur geringe Wasserzutritte zu beobachten. Die 536 erfassten Quellen beim Vortrieb waren mehrheitlich nur Tropfstellen, wiesen maximale Schüttungen < 6 L/min auf und nur etwa 38 % der Zutritte förderten genügend Wasser für chemische Analysen. Ausnahmen bilden die ersten 400 m beim Nordportal mit < 100 m Überdeckung, welche als eigenständiger Aquifer mit Verbindung zur Oberfläche beschrieben werden und wo lokal Quellen mit bis zu 1'200 L/min auftraten. In den südlich anschliessenden Lithologien wurden über eine Distanz von ~15.1 km meist Tropfstellen und nur vereinzelt Quellen mit Schüttungen < 6 L/min angetroffen. Eine Ausnahme bildet eine Störungszone rund um den Bernardo-Orthogneis, wo zwei Quellen mit 180 – 340 L/min angetroffen wurden. Die Zusammensetzung der Bergwässer in diesem langen Abschnitt mit einer Überdeckung von ~30 – 880 m weist auf längere Verweilzeiten der Wässer ohne Kontakt zur Oberfläche hin.

11 Verdankungen

Der vorliegende Bericht profitierte von Diskussionen, Anregungen und Kommentaren von mehreren Fachpersonen. Ein spezieller Dank geht an Dr. A. Gautschi (andrega-geoconsult), Dr. W. Leu (Geoform AG), Prof. em. S. Löw (Abt. Ingenieurgeologie ETHZ), Dr. M. Schnellmann (Nagra), Dr. D. Traber (swisstopo), PD Dr. C. Wanner (Institut für Geologie, Universität Bern) und Dr. R. Wyss (Dr. Roland Wyss GmbH).

Dr. M. Schürch und Dr. S. Wirth (BAFU) danke ich für die Projektleitung und für das Editorial des Berichts.

12 Literaturverzeichnis

Achtziger-Zupančič P., Löw S. & Mariéthoz G. (2017) A new global database to improve predictions of permeability distribution in crystalline rocks at site scale. J. Geophys. Res. Solid Earth, 122, 3513–3539, https://doi.org/10.1002/2017JB014106.

Affolter S., Häuselmann A.D., Fleitmann D., Häuselmann Ph. & Leuenberger M. (2015) Triple isotope (δD, $\delta^{17}O$, $\delta^{18}O$) study on precipitation, drip water and speleothem fluid inclusions for a Western Central European cave (NW Switzerland). Quaternary Science Reviews 127, 73-89, https://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.08.030.

Affolter S., Steinmann Ph., Aemisegger F., Purtschert R. & Leuenberger M. (2020) Origin and percolation times of Milandre Cave drip water determined by tritium time series and beryllium-7 data from Switzerland. Journal of Environmental Radioactivity 222, 9 p., https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2020.106346.

Altwegg P., Schill E., Abdelfettah Y., Pier-Vittorio Radognac P.-V. & Mauria G. (2015) Toward fracture porosity assessment by gravity forward modeling for geothermal exploration (Sankt Gallen, Switzerland). Geothermics 57, 26-38, https://dx.doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.05.006.

Alt-Epping P., Diamond L.W., Wanner C. & Hammond G.E. (2021) Effect of glacial/interglacial recharge conditions on flow of meteoric water through deep orogenic faults: Insights into the geothermal system at Grimsel Pass, Switzerland. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 126, e2020JB021271, https://doi.org/10.1029/2020JB021271.

Amman M., Birkhäuser P., Bläsi H.R., Lavanchy J.-M., Löw S., Meier B. & Müller W.H. (1993) Untere Süsswassermolasse im Erdsondenfeld Burgdorf – Charaketrisierung mittels Geologie, Petrophysik und Fluid Logging. Technischer Bericht NTB 92-03, Nagra, Wettingen, Schweiz, 78 p., erhältlich unter nagra.ch.

Aschwanden L. (2017) Evolution of matrix porosity and permeability in dolostones of the Middle- and Upper Muschelkalk, Swiss Molasse Basin. PhD Thesis, Insitute of Geological Sciences, University of Bern, 154 p.

Aschwanden L., Diamond L.W. & Adams A. (2019a) Effects of progressive burial on matrix porosity and permeability of dolostones in the foreland basin of the Alpine Orogen, Switzerland. Marine & Petrol Geol 100, 148-164, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.10.055.

Aschwanden L., Diamond L.W., Mazurek M. & Davis D.W. (2019b) Creation of Secondary Porosity in Dolostones by Upwelling Basement Water in the Foreland of the Alpine Orogen. Geofluids, Article ID 5210404, 23 p., https://doi.org/10.1155/2019/5210404.

Aschwanden L., Camesi L., Gimmi T., Jenni A., Kiczka M., Mäder U., Mazurek M., Rufer D., Waber H.N., Wersin P., Zwahlen C. & Traber D. (2021) TBO Trüllikon-1-1: Data report – Dossier VIII Rock Properties, Porewater Characterisation and Natural Tracer Profiles. Nagra Arbeitsbericht NAB 20-09, Nagra, Wettingen, Schweiz, 192 p., erhältlich unter nagra.ch.

Aschwanden L., Camesi L., Gaucher E., Gimmi T., Jenni A., Kiczka M., Mäder U., Mazurek M., Rufer D., Waber H.N., Wersin P., Zwahlen C., & Traber D. (2022) TBO Stadel-3-1: Data Report – Dossier VIII Rock Properties, Porewater Characterisation and Natural Tracer Profiles. Nagra Arbeitsbericht NAB 22-01 Nagra, Wettingen, Schweiz, 188 p., erhältlich unter nagra.ch.

Aschwanden L., Looser N., Mazurek M., Gimmi T. & Traber D. (2024) Geochemical investigation of veins and evidence for paleo fluid flow in Opalinus Clay. 9th Int. Clay Conference, Hannover, November 2024, Abstract, https://doi.org/10.5281/zenodo.15071544.

Aschwanden L., Waber H.N., Eichinger F. & Gimmi T. (2024) Isotope diffusive exchange experiments for deriving porewater isotope composition in low-permeability rocks – improvements in experimental procedure and data processing. App Geochem 160, https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2023.105844

BAFU (2025) Hydrogeologische Übersichtskarte der Schweiz mit den vorherrschenden Grundwasserleiter-Typen. Bundesamt für Umwelt, Bern https://www.bafu.admin.ch/de/grundwasserleiter-typen.

Balderer W. (1979) Die Obere Süsswassermolasse als hydrogeologisches Gesamtsystem. Bull. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel. 3, 27-39.

Balderer W. (1983) Hydrogeologie der Oberen Süsswassermolasse im Einzugsgebiet des Aubaches (Schweiz). Steir. Beitr. Hydrogeol. 34/35, 15-54.

Balderer W. (1990) Hydrogeologische Charakterisierung der Grundwasservorkommen innerhalb der Molasse der Nordostschweiz aufgrund von hydrochemischen und Isotopenuntersuchungen. Steir. Beitr. z. Hydrogeologie 41, 35-104.

Barbosa N. D., Jiménez Martínez V. A., Gholizadeh Doonechaly N., Müller T. M. & Holliger K. (2023) Period- and pressure-dependent hydraulic properties of a fractured granite inferred from periodic pumping tests. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 128, e2023JB027075. https://doi.org/10.1029/2023JB027075.

Belanger D.W., Cauffman T.L. Lolcama J.L., Longsine D.E. & Pickens J.F. (1989a) Interpretation of hydraulic testing in the sediments of the Riniken borehole. Nagra Technischer Bericht NTB 87-17, Nagra, Wettingen, Schweiz, 127 p. & Anhänge, erhältlich unter nagra.ch.

Belanger D.W., Freeze G.A., Lolcama J.L. & Pickens J.F. (1989b) Interpretation of hydraulic testing in the sediments of the Leuggern borehole. Nagra Technischer Bericht NTB 87-19, Nagra, Wettingen, Schweiz, 66p. & Anhänge, erhältlich unter nagra.ch.

Berger J.-P. (1996) Cartes paléogéographiques-palinspastiques du bassin molassique suisse (Oligocène inférieur – Miocène moyen). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 202, 1-44.

Berger J.P., Reichenbacher B., Becker D., Grimm M., Grimm K., Picot L., Storni A., Pirkenseer C. & Schaefer A. (2005) Eocene-Pliocene time scale and stratigraphy of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB). Int J Earth Sci (Geol Rundschau), 94, 711-731. https://doi.org/10.1007/s00531-005-0479-y.

Bertrand J. (1990) Données pour la protection et la gestion de l'eau souterraine du canton de Berne – Région de Tramelan, Campagne de sondages profonds (1988). Direction des transports, de l'énergie et des eaux du canton de Berne (DTEE), 43 p. & Anhänge.

Bianchetti G. (1993) Hydrogéologie et géothermie des venues d'eau du tunnel du Rawyl (Valais, Suisse). Bulletin du Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, No 12, 23 p.

Bianchetti G., Zuber F., Vuataz F.-D. & Rouiller J.-D. (1993) Hydrogeologische und geothermische Untersuchungen im Simplontunnel (Wallis, Schweiz und Ossola, Italien). Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnischen Serie Lieferung 88, Schweiz. Geotechnische Kommission, Zürich, 75 p.

Biehler D., Schmassmann H., Schneemann K.-U. & Sillanpää J. (1993) Hydrochemische Synthese Nordschweiz: Dogger-, Lias-, Keuper- und Muschelkalk-Aquifere. Nagra Technischer Bericht NTB 92-08, Nagra, Wettingen, Schweiz, 410 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch.

Blaser P., Gubler T., Küpfer T., Marshall P., Matter A., Matyas J., Meier B.P., Müller W.H., Schlanke S., Schlunegger F., Seiber N. & Wyss E. (1994) Geothermiebohrung Bassersdorf – Charakterisierung der Oberen Meeresmolasse und Unteren Süsswassermolasse. Nagra Technischer Bericht NTB 94-01, Nagra, Wettingen, Schweiz, 138 p., erhältlich unter nagra.ch.

Blüm W. (1987) Diagenese permischer Schuttfächer-Sandsteine der Nordschweiz. Eclogae Geol. Helv. 80, 369-381.

Boem J.-M., Flury F. & Rieben C. (2006) Recherche d'eau par forages profonds dans le Dogger (Grande Oolithe) du Jura tabulaire à Courtemaîche (Jura, Suisse). Bull. Angew. Geol. 11/1, 19-34.

Bollinger D. & Kellerhals P. (2007) Umfahrungstunnel Twann (A5): Druckversuche in einem aktiven Karst. Bull. Angew. Geol. 12/2, 49-61.

Bossart P. & Mazurek M. (1991) Grimsel Test Site – Structural geology and water flow-paths in the migration shear zone. Nagra Technial Report NTB 91-12, Nagra, Wettingen, Schweiz, 55 p., erhältlich unter nagra.ch.

Bucher K., Stober I. & Seelig U. (2012) Water deep inside the mountains: Unique water samples from the Gotthard rail base tunnel. Chem. Geol. 334, 240–253.

Büchi U.P., Wiener G. & Hofmann (1965a) Neue Erkenntnisse im Molassebecken auf Grund von Erdöltiefbohrungen in der Zentral- und Ostschweiz. Eclog. Geol. Helv. 58, 87-109.

Büchi U.P., Lemcke K. & Wiener G. (1965b) Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., Vol. 32/82, 7-38.

Büchi U., Schlanke S. & Müller E. (1976) Zur Geologie der Thermalwasserbohrung Konstanz und ihre sedimentpetrographische Korrelation mit der Erdölbohrung Kreuzlingen. Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing., Vol. 42, 25-33.

Bühl H. & Bollinger N. (1999) Die Grundwasserbohrung Trasadingen. Bull. Angew. Geol. 4/2, 129-139.

Burger H. (2009) Vorkommen, Nutzung und Schutz von Thermalwässern und Mineralwässern im Kanton Aargau: eine Übersicht. Swiss Bull. angew. Geol. 14, 13-27.

Burger H. (2011) Die Thermalwässer und Mineralwässer im Kanton Aargau und seiner Umgebung. *In:* Natur im Aargau 2011 – Jubiläumsband, 91-111.

Burkhard M., Atteia O., Sommaruga A., Gogniat S. & Evard D. (1998) Tectonique et hydrogéologie dans le Jura Neuchâtelois. Eclogae Geol. Helv. 91, 177-183.

Butler G.A., Cauffmann T.L., Lolcama J.L., Longsine D.E. & McNeish J.A. (1989) Interpretation of hydraulic testing at the Weiach borehole. Nagra Technischer Bericht NTB 87-20, Nagra, Wettingen, Schweiz, 201 p. & Anhänge, erhältlich unter nagra.ch.

Cederbom C.E., van der Beek P., Schlunegger F., Sinclair H.D. & Oncken O. (2011) Rapid extensive erosion of the North Alpine foreland basin at 5–4 Ma. Basin Research 23, 528–550, https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00501.x.

Diamond L.W., Wanner C. & Waber H.N. (2018) Penetration depth of meteoric water in orogenic geothermal systems. Geology, https://doi.org/10.1130/G45394.1.

Dollinger J. (1997) Geologie und Hydrogeologie der Unteren Süsswassermolasse im SBB-Grauholztunnel bei Bern. Geologische Bericht Nr 21, Landeshydrologie und -geologie, BUWAL, Bern, 31 p.

Domenico P.A. & Schwartz F.W. (1990) Physical and Chemical Hydrogeology. Wiley & Sons Inc., New York, USA, 824 p.

Dubois J.D. (1991) Typologie des aquifères du cristallin : Exemple des Massives des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc (France, Italie et Suisse). Dissertation EPFL Lausanne, These N°950.

Eichinger F. (2009) Matrix pore water – fracture groundwater interaction in crystalline bedrock based on natural tracers: An archive of long-term hydrogeological evolution. PhD Thesis Institut für Geologie, Universität Bern, 148 p.

Eichinger F., Gimmi T., Möri A. & Ruedi J. (2020) Profiles of chloride in matrix porewater as natural tracer for matrix diffusion in crystalline rocks. App Geochem 118, 12p., https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104635.

Enachescu C., Lavanchy J.-M., Croisé J., Schwarz R., Wolf P. & Böhner J. (2006) Uetliberg Borehole (Ue 1) – Hydraulic Packer Testing. Nagra Arbeitsbericht NAB 06-07, Nagra, Wettingen, Schweiz.

Enachescu C., Rohs S. & Böhner J. (2007a) Frauenfeld Borehole ESB 02/07 – Hydraulic Packer Testing. Nagra Arbeitsbericht NAB 07-17, Nagra, Wettingen, Schweiz.

Enachescu C., Rohs S. & Böhner J. (2007b) Daettnau Borehole Dt1 – Hydraulic Packer Testing. Nagra Arbeitsbericht NAB 07-16, Nagra, Wettingen, Schweiz.

Eruteya O.E., Crinière A. & Moscariello A. (2024) Seismic expression of paleokarst morphologies and associated Siderolithic infill in the Geneva Basin, Switzerland: Implications for geothermal exploration. Geothermics, 117, 102868, 13 p., https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2023.102868.

EWZ Zürich (2014) Erkundungsbohrung Sonnengarten im Triemli-Quartier Zürich – Schlussbericht. 43 p.

Fierz S. & Monbaron M. (1999) Morphogenèse des Franches-Montagnes (Jura Suisse). Eclogae Geol. Helv. 92 199-210.

Flury F., Matthey B. & Rieben CH. (1991) Nouvelles ressources en eau et aspects géothermiques. Résultats de trois forages de 420 m de profondeur dans le bassin de Delémont. Ingénieurs et architectes suisses 24, 487–490.

Freeze R.A. & Cherry J.A. (1979) Groundwater. Prentice-Hall Englewood Cliff, NJ, USA, 604p.

Frieg B., Alexander W.R., Dollinger H., Bühler C., Haag P., Möri A. & Ota K. (1998) In situ resin impregnation for investigating radionuclide retardation in fractured repository host rocks, J. Contam. Hydrol., 35, 115–130.

Frieg B. & Blaser P.C. (eds. 2012) Grimsel Test Site – Excavation Disturbed Zone Experiment (EDZ). Nagra Technical Report NTB 98-01, Nagra, Wettingen, Schweiz, 160 p, erhältlich unter nagra.ch.

Frieg B., Grob H., Hertrich M., Madritsch H., Müller H., Vietor T., Vogt T. & Weber H.-P. (2015) Novel Approach for the Exploration of the Muschelkalk Aquifer in Switzerland for the CO_2-free Production of Vegetables. Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 10 p.

Gander P. (2004) Geologie und Hydrogeologie der Oberen Süsswassermolasse – Dokumentation des aktuellen Kenntnisstandes. Nagra Arbeitsbericht NAB 04-04, Nagra, Wettingen, Schweiz, 59 p, erhältlich unter nagra.ch.

Garefalakis P. & Schlunegger F. (2019) Tectonic processes, variations in sediment flux, and eustatic sea level recorded by the 20 Myr old Burdigalian transgression in the Swiss Molasse basin. Solid Earth, 10, 2045–2072, https://doi.org/10.5194/se-10-2045-2019.

Gaucher E., Aschwanden L., Gimmi T., Jenni A., Kiczka M., Mazurek M., Wersin P., Zwahlen C., Mäder U., & Traber D. (2023) TBO Bachs-1-1: Data Report – Dossier VIII Rock Properties, Porewater Characterisation and Natural Tracer Profiles, Nagra Arbeitsbericht NAB 22-04, Wettingen, Schweiz, 203 p., erhältlich unter nagra.ch.

Gimmi T., Aschwanden L., Camesi L., Gaucher E., Jenni, A. Kiczka M., Mäder U., Mazurek M., Rufer D., Waber H.N., Wersin P., Zwahlen C. & Traber D. (2022) TBO Bözberg-2-1: Data report – Dossier VIII Rock Properties, Porewater Characterisation and Natural Tracer Profiles. Nagra Arbeitsbericht NAB 21-22, Nagra, Wettingen, Schweiz, 198 p., erhältlich unter nagra.ch.

Gorhan H.L. & Griesser J.C. (eds) (1988) Geothermische Prospektion im Raume Schinznach Bad - Baden. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie Lieferung 76, Schweiz. Geotechnische Kommission, Zürich, 73 p.

Gorhan H.L., Griesser J.C. & Rybach L. (1988) Bohrungen, Pumpversuche und Bohrlochgeophysik. In: Gorhan & Griesser (eds) Geothermische Prospektion im Raume Schinznach Bad - Baden. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie Lieferung 76, Schweiz. Geotechnische Kommission, Zürich, 37-49.

Griesser J.C. (1988) Regionale Geologie und Hydrogeologie. In: Gorhan & Griesser (eds) Geothermische Prospektion im Raume Schinznach Bad - Baden. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie Lieferung 76, Schweiz. Geotechnische Kommission, Zürich, 11-16.

Greber E., Grünenfelder T. & Keller B. (1994) Die Geothermie-Bohrung Weggis, Kanton Luzern. Bull. Schweiz. Ver. Petroleum-Geol. u. -Ing., 61/138, 17-43.

Greber E., Leu W. & Wyss R. (1995) Thermalwassernutzung Kreuzlingen-2. Hydrogeologischer Kurzbericht z.H. Stadt Kreuzlingen, Geoform AG, Villeneuve, Schweiz, 19 p.

Gremaud V., Goldscheider N., Savoy L., Favre G. & Masson H. (2009) Geological structure, recharge processes and underground drainage of a glacierised karst aquifer system, Tsanfleuron-Sanetsch, Swiss Alps. Hydrogeology Journal 17, 1833–1848, https://doi.org/10.1007/s10040-009-0485-4.

Guglielmetti L., Heidinger M., Eichinger F. & Moscariello A. (2022) Hydrochemical Characterization of Groundwaters' Fluid Flow through the Upper Mesozoic Carbonate Geothermal Reservoirs in the Geneva Basin: An Evolution more than 15,000 Years Long. Energies 2022, 15, 3497. https://doi.org/10.3390/en15103497.

Guntli P., Keller F., Lucchini R. & Rust S. (2016) Gotthard-Basistunnel: Geologie, Geotechnik, Hydrogeologie – zusammenfassender Schlussbericht. – Ber. Landesgeol. 7, swisstopo, Wabern, Schweiz, 189 p.

Gygi R.A. (2000) Annotated index of lithostratigraphic units currently used in the Upper Jurassic of northern Switzerland. Eclogae Geol. Helv. 93, 125-146.

HADES (2018) Hydrogeologischer Atlas der Schweiz. Bundesamt für Umwelt, BAFU, Bern. https://www.bafu.admin.ch/bafu/de/home/themen/wasser/daten-karten/hydrologischer-atlas-der-schweiz-hades.html.

Hauber L. (1993) Der südliche Rheingraben und seine geothermische Situation. Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing., 60/137, 53-69.

Herb R. (1988) Eocaene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. Eclogae Geol. Helv. 81, 611–657.

Hänni R. & Pfiffner O. A. (2013) Geologische Profile Wellenberg 2012. Nagra Arbeitsbericht NAB 20-04, Nagra, Wettingen, Schweiz, 30 p, erhältlich unter nagra.ch.

Häring M.O. (1998) Geothermie in Itingen BL. Erste im contracting betriebene Doubletten-Anlage Solar One. Bulletin Géothermie-CH 22, 9-10.

Häring M.O., Leimer T. & Wahl S. (2002) Wärme-Contracting Geothermie-Doublette Siedlung Solar One, Itingen BL – Messungen Energieverbrauch, Schlussbericht. Bundesamt für Energie, BFE, Programm Geothermie, 9 p, https://www.aramis.admin.ch/.

Hartmann P. (2001) Die Entstehung des Valser Mineralwassers. Bull. Angew. Geol. 6/1, 41-83.

Hartmann P. (2002) Neue hydrogeologische Erkenntnisse beim Bau des Sörenbergstollens. Bull. Angew. Geol. 7/2, 147-159.

Hartmann P, Gilbert M.-J. & Traber D. (2013) Hydrogeologische Beobachtungen in den Bözbergtunnels. Nagra Arbeitsbericht NAB 13-15, Nagra, Wettingen, Schweiz, 24 p, erhältlich unter nagra.ch.

Hauber L. (1994) Die Geologie des Bözbergtunnels der Nationalstrasse N3. Kulturgesellschaft des Bezirks Brugg, Brugger Neujahrblätter 104, 85-104.

Hauber L. & Schmidt K.J. (1983) N3 / 06 Bözbergtunnel, 4. geologischer Bericht – Hydrogeologische Untersuchungen November 1981 – April 1983. Bericht für das Tiefbauamt des Kt. Aargau, AG/20.

Häuselmann Ph., Jeannin P.-Y. & Monbaron M. (2003) Role of epiphreatic flow and soutirages in conduit morphogenesis: the Bärenschacht example (BE, Switzerland). Zeitschrift für Geomorphologie, 47/2, 171-190.

Häuselmann Ph., Lauritzen S.-E., Jeannin P.-Y. & Monbaron M. (2008) Glacier advances during the last 400 ka as evidenced in St. Beatus Caves (BE, Switzerland). Quaternary International 189, 173–189, https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.04.011.

Herold T. (1997) Räumliche Beziehungen der Karstsysteme zu den tektonisch-geologischen Strukturen im Gebiet der Weissenstein- und Farisbergantiklinale (Solothurner Jura). Diss. ETH Zürich, Nr. 12400, Zürich, 225 p.

Herold T., Jordan P. & Zwahlen F. (2000) The influence of tectonic structures on karst flow patterns in karstified limestones and aquitards in the Jura Mountains, Switzerland. Eclogae Geol. Helv. 93, 349-346.

Hessenauer M., Rieben C. & Flury F. (2001) Prospection d'eau souterraine par forages profonds à Muriaux (Canton du Jura). Bull. Angew. Geol. 6/2, 147-164.

Hesske S. (1995) Typologie des eaux souterraines de la molasse entre Chambéry et Linz (France, Suisse, Allemagne, Autriche). Dissertation EPFL Lausanne, These N°1417.

Hesske S., Parriaux A. & Bensimon M. (1997) Geochemistry of springwaters in Molasse aquifers: typical mineral trace elements. Eclogae Geol. Helv. 90, 151-171.

Heuberger S., Büchi M. & Naef H. (2014) Drainage system and landscape evolution of northern Switzerland since the Late Miocene to the present. Nagra Arbeitsbericht NAB 12-20, Nagra, Wettingen, Schweiz, 102 p, erhältlich unter nagra.ch.

Hoehn E., Fierz Th. & Thorne P. (1990) Grimsel Test Site – Hydrogeological Characterisation of the Migration Experimetal Area at the Grimsel Test Site. Nagra Technical Report 89-15, Nagra, Wettingen, Schweiz, 57 p., erhältlich unter nagra.ch.

Högl O.H. (1980) Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. Verlag Paul Haupt, Bern und Stuttgart, 302 p.

Hug R (2005) Hydrogeologische Untersuchungen im Abstrom der Sondermülldeponie Kölliken. Bull. Angew. Geol. 10/1, 49-65.

Hürzeler J.-P., Bergamini M., Pozzorini D., Erard P.-F. & Morandi S. (2020) Ceneri-Basistunnel: Geologie, Geotechnik, Hydrogeologie und Bautechnik. Zusammenfassender Schlussbericht. – Ber. Landesgeol. 12, swisstopo, Wabern, Schweiz, 260 p.

Iannotta J., Eichinger F., Aschwanden L. & Traber D. (2023) TBO Rheinau-1-1: Data report – Dossier VIII Rock Properties and Natural Tracer Profiles. Nagra Arbeitsbericht NAB 22-03, Nagra, Wettingen, Schweiz, 30 p., erhältlich unter nagra.ch.

Illman W.A. & Tartakovsky D.M. (2006) Asymptotic Analysis of Cross-Hole Hydraulic Tests in Fractured Granite. Groundwater 44/4, 555–563, https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00201.x

Jaeggi D. & Bossart P. (ed., 2016) Borehole BDS-5 near Derrière-Monterri, Courgenay, Switzerland. Synthesis report. – Ber. Landesgeol. 6, swisstopo, Wabern, Schweiz, 188 p.

Jeannin P.-Y. (2001) Modeling flow in phreatic and epiphreatic karst conduits in the Hölloch cave (Muotatal, Switzerland). Water Resour. Res. 37/2, 191-200.

Jeannin P.-Y., Malard A., Rickerl D. & Weber E. (2015) Assessing karst-hydraulic hazards in tunneling – the Brunnmühle spring system – Bernese Jura, Switzerland. Environ Earth Sci. 74, 7655–7670, https://doi.org/10.1007/s12665-015-4655-5.

Jeannin P.-Y. (2016) Main karst and caves of Switzerland. Boletín Geológico y Minero, 127/, 45–56, https://doi.org/10.21701/bolgeomin.127.1.003.

Jenny J., Burri J.-P., Muralt R., Pugin A., Schegg R., Ungemach P., Vuataz F.-D. & Wernli R. (1995) Le forage géothermique de Thônex (Canton de Genève): aspects stratigraphiques, tectoniques, diagénétiques, géophysiques et hydrogéologiques. Eclogae Geol. Helv. 88/2: 365-396.

Jordan P. (2016) Reorganisation of the Triassic stratigraphic nomenclature of northern Switzerland: overview and the new Dinkelberg, Kaiseraugst and Zeglingen formations. Swiss J. Geosci., 109, 241–255, https://doi.org/10.1007/s00015-016-0209-4.

Jordan P., Pietsch J.S., Bläsi H.R., Furrer H., Kündig N., Looser N., Wetzel A. & Deplazes G. (2016) The middle to late Triassic Bänkerjoch and Klettgau formations of northern Switzerland. Swiss J. Geosci., 109, 257–284, https://doi.org/10.1007/s00015-016-0218-3.

Jordan P. & Deplazes G. (2019) Lithostratigraphy of Consolidated Rock expected in the Jura Ost, Nördlich Lägern and Zürich Nordost Regions. Nagra Arbeitsbericht NAB 19-14, Nagra, Wettingen, Schweiz, 176 p., erhältlich unter nagra.ch.

Jordan P., Naef H., Schürch P., Schwarz M., Ibele T., Felber R. & Gysi M. (2021) TBO Bülach-1-1 – Data report – Dossier III: Lithostratigraphy. Nagra Arbeitsbericht NAB 20-08, Nagra, Wettingen, Schweiz, 64 p., erhältlich unter nagra.ch.

Jordan P., Schürch P., Naef H., Schwarz M., Felber R., Ibele T. & Gysi M. (2022a) TBO Bözberg-2-1 – Data report – Dossier III: Lithostratigraphy. Nagra Arbeitsbericht NAB 21-22, Nagra, Wettingen, Schweiz, 63 p., erhältlich unter nagra.ch.

Jordan P., Schürch P., Naef H., Schwarz M., Felber R., Ibele T. & Weber H.P. (2022b) TBO Stadel-2-1 – Data report – Dossier III: Lithostratigraphy. Nagra Arbeitsbericht NAB 22-02, Nagra, Wettingen, Schweiz, 83 p., erhältlich unter nagra.ch.

Jost J., Kempf O. & Kälin D. (2016) Stratigraphy and palaeoecology of the Upper Marine Molasse (OMM) of the central Swiss Plateau. Swiss J. Geosci. 109, 149–169, https://doi.org/10.1007/s00015-016-0223-6.

Kaehr D & Gysi M. (2021) TBO Bülach-1-1: Data Report – Dossier II Core Photography. Nagra Arbeitsbericht NAB 20-08, Nagra, Wettingen, Schweiz, 269 p., erhältlich unter nagra.ch.

Kälin D. & Kempf O. (2009) High-resolution stratigraphy from the continental record of the Middle Miocene Northern Alpine Foreland Basin of Switzerland. N. JB. Geol. Paläont. Abh. 254/1-2, 177-235, https://doi.org/10.1127/0077-7749/2009/0010.

Keller B. (1989) Fazies und Stratigraphie der Oberen Meeresmolasse (Unteres Miozän) zwischen Napf und Bodensee, Doktorarbeit Univeristät Bern, 302 p.

Keller B. (1992) Hydrologie des schweizerischen Molasse-Beckens: Aktueller Wissensstand und weiterführende Betrachtungen. Ecolgae Geol. Helv. 85/3, 611-651.

Keller B. (2007) Grösster saisonaler Diffusionsspeicher der Schweiz D4 in Root (LU): Geologie, Petrophysik, Hydrogeologie und Erfahrungen mit der Realisation des Sondenfeldes. Bull. Angew. Geol. 12/1, 43-62.

Keller B., Bläsi H.R., Platt N.H., Mozely 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 Technischer Bericht NTB 90-41, Nagra, Wettingen, Schweiz, 100 p. erhältlich unter nagra.ch.

Keller F., Wanner H. & Schneider T.R. (1987) Geologischer Schlussbericht Gotthard Strassentunnel. Beiträge zur Geologie der Schweiz – Geotechnische Serie 70, Schweiz. Geotechnische Kommission, Zürich, 67 p.

Keller M. & Mégel T. (1998) Energetische Nutzung der Thermalwasserbohrung Tiefenbrunnen – Schlussbericht. Bericht z.H. des BFE, Programm Geothermie, Bundesamt für Energie, Bern, 56 p, https://www.aramis.admin.ch/.

Kellerhals & Häfeli AG (2002) Wasserversorgung Rohrbach – Schutzzonenausscheidung für die Grundwasserfassung. K & H AG, Bern, Unpubl. Bericht No WA/ss 3421, 30.10.2002, 12p.

Kempf O. & Matter A. (1999) Magnetostratigraphy and depositional history of the Upper Freshwater Molasse (OSM) of eastern Switzerland. Eclogae Geol. Helv. 92, 97-103.

Kempf O. & Pross J. (2005) The lower marine to lower freshwater Molasse transition in the northern Alpine foreland basin (Oligocene; central Switzerland–south Germany): age and geodynamic implications. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau), 94, 160-171, https://doi.org/10.1007/s00531-004-0437-0.

Keusen H.-R., Ganguin J., Schuler P. & Buletti M. (1989) Felslabor Grimsel: Geologie. Nagra Technischer Bericht NTB 87-14, Nagra, Baden, Switzerland, 120 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch.

Klump S. (2008) Interpretation der hydraulischen Tests in den OSM-Bohrungen Uetlibergtunnel, EWS Dättnau und EWS-Frauenfeld. Nagra Arbeitsbericht NAB 08-17, Nagra, Wettingen, Schweiz, 58 p.

Kohler V., Flury F., Grobet D. & Hessenauer M. (2001) Projet de viaducs A16 à proximité de l'estavelle du Creugenat et de la rivière souterraine l'Ajoulote: Caractérisation hydrogéologique et impacts. Bull. Angew. Geol. 6/2, 119-128.

Koroleva M., Waber H.N., Mazurek M. & Bigler T. (2007) Borehole Üetliberg: Mineralogical and pore water studies. Nagra Arbeitsbericht NAB 07-07, Nagra, Wettingen, Schweiz, 59 p, erhältlich unter nagra.ch.

Kovács A. & Jeannin P.-Y. (2003) Hydrogeological overview of the Bure plateau, Ajoie, Switzerland. Eclogae Geol. Helv. 96, 367-379, https://doi.org/10.1007/S00015-003-1099-9.

Kuhlemann J. & Kempf O. (2002) Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. Sedimentary Geology 152, 45-78.

Kuhlemann J. & Rahn M. (2013) Plio-Pleistocene landscape evolution in Northern Switzerland. Swiss J. Geosci. 106, 451–467, https://doi.org/10.1007/s00015-013-0152-6.

Küpfer T. (2005) EP-05 – Hydrogeologie der Unteren Süsswassermolasse. Nagra Arbeitsbericht NAB 04-09, Nagra, Wettingen, Schweiz, 43 p, erhältlich unter nagra.ch.

Langer V., Bläsi H.R., Mazurek M. & Waber H.N. (2001) Sondierbohrung Benken – Geological and mineralogical investigations. Nagra Interner Bericht, Nagra, Wettingen, Schweiz, 217 p.

Lavanchy J.M. & Marschall P. (1997) WLB: Hydrogeological interpretation of the Wellenberg borehole data (SB1, SB2, SB3, SB4, SB6, SB4a/v and SB4a/s. Nagra Interner Bericht, Nagra, Wettingen, Schweiz.

Laws S. (2001) Structural, geomechanical and petrophysical properties of shear zones in the Eastern Aar Massif, Switzerland. PhD Thesis No 14245, ETHZ, Zürich 121 p.

Laws S., Eberhardt E., Löw S. & Descoeudres F. (2003) Geomechanical properties of shear zones in the Eastern Aar Massif, Switzerland and their implication on tunneling. Rock Mech Rock Eng 36, 271–303, https://doi.org/10.1007/s00603-003-0050-8.

Leech R.E.J., Kennedy K.G. & Gevaert D. (1985) Sondierbohrung Bottstein – Hydrogeological Testing of Crystalline Rocks. Nagra Technical Report NTB 85-09, Nagra, Wettingen, Schweiz, 87 p. & Anhänge, erhältlich unter nagra.ch.

Lemcke K. (1959) Das Profil der Bohrung Chapelle 1. Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. -Ing., Vol. 26/70, 25-29.

Lemcke K. (1963) Die Ergebnisse der Bohrung Savigny 1 bei Lausanne. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., Vol. 30/78, 4-11.

Leu W. & Greber E. (1998) Trinkwasser- und Wärmegewinnung Bohrung Berlingen-3 als Trink/Tafelwasser und zur Wärmegewinnung. Schlussbericht Geoform AG z.H. des BFE, Bundesamt für Energie, Bern, 37 p, https://www.aramis.admin.ch.

Leu W., Mégel T. & Schärli U. (2006) Geothermische Eigenschaften der Schweizer Molasse (Tiefenbereich 0 – 500 m) – Datenbank für Wärmeleitfähigkeit, spezifische Wärmekapazität, Gesteinsdichte und Porosität. Schlussbericht mit Überarbeitung Mai 2006 z.H. des BFE Programm Geothermie, Bundesamt für Energie, Bern, 79 p, https://www.aramis.admin.ch.

LGRB, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Berbau (2008) Hydrogeologische Einheiten in Baden-Württemberg. LGRB-Informationen 20. Regierungspräsidium Freiburg, Freiburg i.Br., 106 p.

Löw S., Lützenkirchen V.H., Ofterdinger U.S., Zangerl C., Eberhardt E. & Evans K.F. (2007) Environmental impacts of tunnels in fractured crystalline rocks of the Central Alps. In: Krasny J. & Sharp J.M. (eds): Groundwater in fractured rocks. Selected Papers 9, IAH, Goring, UK, 507–526.

Luetscher M. & Perrin J. (2005) The Aubonne karst aquifer (Swiss Jura). Eclogae Geol. Helv. 98, 237-248, https://doi.org/10.1007/s00015-005-1156-7.

Luetscher M., Moseley G.E., Festi D., Hof F., Edwards R.L. & Spötl C. (2021) A Last Interglacial speleothem record from the Sieben Hengste cave system (Switzerland): Implications for alpine paleovegetation. Quat. Sci. Rev. 262, 14 p., https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106974.

Lützenkirchen V.H. (2002) Structural Geology and Hydrogeology of Brittle Fault Zones in the Central and Eastern Gotthard Massif, Switzerland. PhD Thesis No 14749, ETHZ, Zürich, 246 p.

Lützenkirchen V. & Löw S. (2011) Late Alpine brittle faulting in the Rotondo granite (Switzerland): deformation mechanisms and fault evolution. Swiss J. Geosci. 104, 31–54, https://doi.org/10.1007/s00015-010-0050-0.

Ma X., Hertrich M., Amann F., Bröker K., Doonechaly N.G., Gischig V., Hochreutener R., Kästli P., Krietsch H., Marti M., Nägeli B., Nejati M., Obermann A., Plenkers K., Rinaldi A.P., Shakas A., Villiger L., Wenning Q., Zappone A., Bethmann F., Castilla R., Seberto F., Meier P., Driesner T., Löw S., Maurer H., Saar M.O., Wiemer S. & Giardini D. (2022) Multi-disciplinary characterizations of the BedrettoLab – a new underground geoscience research facility. Solid Earth 133, 301-322. https://doi.org/10.5194/se-13-301-2022.

Mäder U., Aschwanden L., Camesi L., Gimmi T., Jenni A., Kiczka M., Mazurek M., Rufer D., Waber H.N., Wersin P., Zwahlen C. & Traber D. (2021) TBO Marthalen-1-1 – Data report – Dossier VIII: Rock Properties, Porewater Characterisation and Natural Tracer Profiles. Nagra Arbeitsbericht NAB 21-20, Nagra, Wettingen, Schweiz, 226 p., erhältlich unter nagra.ch.

Madritsch H. (2015) Outcrop-scale fracture systems in the Alpine foreland of central northern Switzerland: kinematics and tectonic context. Swiss J Geosci, 27 p., https://doi.org/10.1007/s00015-015-0203-2.

Maréchal J.C. (1998) Les Circulations d'Eau dans les Massifs Cristallins Alpins et Leurs Relations avec les Ouvrages Souterrains. Dissertation EPFL Lausanne, Thesis No. 1769.

Maréchal J.C. (2012) Les tunnels alpins: observatoires de l'hydrogéologie des grands massifs montagneux, La Houille Blanche, 98/1, 44-50, https://doi.org/10.1051/lhb/2012007.

Martinez-Landa L. & Carrera J. (2005) An analysis of hydraulic conductivity scale effects in granite (Full-scale Engineered Barrier Experiment (FEBEX), Grimsel, Switzerland). Water Resources Research,41, W03006, 13 p., https://doi.org/10.1029/2004WR003458.

Masset O. (2011) Transient tunnel inflow and hydraulic conductivity of fractured crystalline rocks in the Central Alps (Switzerland). PhD Thesis No 19532, ETHZ, Zürich, 167 p.

Masset O. & Löw S. (2010) Hydraulic conductivity distribution in crystalline rocks, derived from inflows to tunnels and galleries in the Central Alps, Switzerland. Hydrogeology Journal 18, 863-891, https://doi.org/10.1007/s10040-009-0569-1.

Masset O. & Löw S. (2013) Quantitative hydraulic analysis of pre-drillings and inflows to the Gotthard Base Tunnel (Sedrun Lot, Switzerland). Engineering Geology 164, 50–66, http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.06.002.

Matter A. (1987) Faciesanalyse und Ablagerungsmilieus des Permokarbons im Nordschweizer Trog. Eclogae Geol. Helv. 80, 345-367.

Matter A., Homewood P., Caron C., Rigassi D., van Stujivenberg J., Weidmann M. & Winkler W. (1980) Flysch and molasse of western and central Switzerland. In: Trümpy, R. (Ed.): Geology of Switzerland: a guide-book, Part B: geological excursions. Wepf & Co., Basel, 261– 293.

Matter A., Peters Tj., Isenschmid Ch., Bläsi H.R. & Zieglier H.-J. (1987) Sondierbohrung Riniken – Geologie. Nagra Technischer Bericht NTB 86-02, Nagra, Wettingen, Schweiz, 198 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch.

Matter A., Peters Tj., Bläsi H.R. Meyer J., Ischi H. & Meyer Ch. (1988a) Sondierbohrung Weiach – Geologie. Nagra Technischer Bericht NTB 86-01, Nagra, Wettingen, Schweiz, 438 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch.

Matter A., Peters Tj., Bläsi H.R, Schenker F. & Weiss H.-P. (1988b) Sondierbohrung Schafisheim – Geologie. Nagra Technischer Bericht NTB 86-03, Nagra, Wettingen, Schweiz, 321 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch.

Mazurek M., Waber H.N. & Bläsi H.R. (1993) WLB: Sondierbohrung SB2 – Geologisch-Mineralogische Laboranalysen. Nagra Interner Bericht, Nagra, Wettingen, Schweiz, 31 p.

Mazurek M. (1998) Geology of the Crystalline Basement of Northern Switzerland and Derivation of Geological Input Data for Safety Assessment Models. Nagra Technischer Bericht NTB 93-12, Nagra, Wettingen, Schweiz, 235 p. & Anhänge, erhältlich unter nagra.ch.

Mazurek M. (2000) Geological and hydraulic properties of water-conducting features in crystalline rocks. In: Stober, I. & Bucher, K. (eds.): Hydrogeology of crystalline rocks, Kluwer Scientific Publishers, The Netherlands, p. 3-26.

Mazurek M., Waber H.N., Mäder U.K., Gimmi T., de Haller A., Koroleva M. (2012) Geochemical Synthesis for the Effingen Member in Boreholes at Oftringen, Gösgen and Küttigen. Nagra Technical Report 12-07, Nagra, Wettingen, Schweiz, 212 p., erhältlich unter nagra.ch.

Mazurek M., Wersin P. & Hadi J. (2017) Opalinus Clay in the shallow decompaction zone: Geochemical investigations on drill core samples from borehole Lausen KB. Nagra Arbeitsbericht NAB 16-58, Nagra, Wettingen, Schweiz, 99 p., erhältlich unter nagra.ch.

Mazurek M., Aschwanden L., Camesi L., Gimmi T., Jenni A., Kiczka M., Mäder U., Rufer D., Waber H.N., Wanner P., Wersin P. & Traber D. (2021) TBO Bülach-1-1: Data Report – Dossier VIII Rock Properties, Porewater Characterisation and Natural Tracer Profiles. Nagra Arbeitsbericht NAB 20-08, Nagra, Wettingen, Schweiz, 225 p., erhältlich unter nagra.ch.

Mazurek M., Gimmi T., Zwahlen C., Aschwanden L., Gaucher E., Kiczka M., Rufer D., Wersin P., Marques-Fernandes M., Glaus M., Van Loon L.R., Traber D., Schnellmann M. & Vietor T. (2023) Swiss deep drilling campaign 2019–2022: Geological overview and rock properties with focus on porosity and pore-space architecture. App. Geochem. 159, https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2023.105839.

McCord J.P. & Moe H. (1990) Interpretation of hydraulic testing at the Kaisten borehole. Nagra Technischer Bericht NTB 89-18 Nagra, Wettingen, Schweiz, 37 p. & Anhänge, erhältlich unter nagra.ch.

Meier D.B., Waber H.N., Gimmi T., Eichinger F. & Diamond L.W. (2015) Reconstruction of in-situ porosity and porewater compositions of low-permeability crystalline rocks: Magnitude of artefacts induced by drilling and sample recovery. J Contam Hydrol 183: 55-71, https://dx.doi.org/10.1016/j.jconhyd.2015.10.006.

Menkfeld-Gfeller U., Kempf O. & Funk H.-P. (2016) Lithostratigraphic units of the Helvetic Palaeogene: review, new definition, new classification. Swiss J. Geosci., 109, 171–199, https://doi.org/10.1007/s00015-016-0217-4.

Mock S. & Herweg M. (2017) Tectonics of the central Swiss Molasse Basin: Post-Miocene transition to incipient thick-skinned tectonics? Tectonics, 36, 1699–1723, https://doi.org/10.1002/2017TC004584.

Moe H., McNeish J.A., McCord J.P. & Andrews R.W. (1990) Interpretation of hydraulic testing at the Schafisheim borehole. Nagra Technischer Bericht NTB 89-09 Nagra, Wettingen, Schweiz, 45 p. & Anhänge, erhältlich unter nagra.ch.

Möri A., Mazurek M., Adler M., Schild M., Siegesmund S., Vollbrecht A. Ota K. Ando T., Alexander W.R., Smith P.A., Haag P. & Bühler C. (2003) Grimsel Test Site – The Nagra-JNC in situ study of safety relevant radionuclide retardation in fractured crystalline rock IV: The in situ study of matrix porosity in the vicinity of a water conducting fracture. Nagra Technical Report NTB 00-08 Nagra, Wettingen, Schweiz, 91 p., erhältlich unter nagra.ch.

Möri A., Mazurek M., Ota K., Siitari-Kauppi M., Eichinger F. & Leuenberger M. (2021) Quantifying the Porosity of Crystalline Rocks by In Situ and Laboratory Injection Methods. Minerals 11, 1072, https://doi.org/10.3390/min11101072.

Münger A. (2020) Hydraulic Backbone of CB1 to CB3 Boreholes in the Bedretto Underground Lab. MSc Thesis, ETHZ, Zürich, 142 p, https://doi.org/https://doi.org/10.3929/ethz-b-000469250.

Muralt R. (1999) Processus hydrogéologiques et hydrochimiques dans les circulations profondes des calcaires du Malm de l'arc jurassien (zones de Delémont, Yverdon-les-Bains, Moiry, Genève et Aix-les-Bains). Beiträge zur Geologie der Schweiz 82, Schweiz. Geotechnische Kommission, Zürich, 253 p.

Muralt R., Vuataz F.-D., Schönborn G., Sommaruga A. & Jenny J. (1997) Intégration des méthodes hydrochimiques, géologiques et géophysiques pour la prospection d'une nouvelle ressource en eau thermale : cas d'Yverdon-les-Bains, pied du Jura. Eclogae Geol. Helv. 90, 179-197.

Naef H. (2015) Die Geothermie-Tiefbohrung St. Gallen GT-1. Berichte der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft 92, 359-392.

Naef H. & Madritsch H. (2014) Aktualisierung der tektonischen Karte des Nordschweizer Permokarbontrogs. Nagra Arbeitsbericht NAB 14-17, Nagra, Wettingen, Schweiz.

Nagra (1984) Die Kernbohrung Beznau. Nagra Technischer Bericht NTB 84-34, Nagra, Wettingen, Schweiz, 111 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch.

Nagra (1985) Sondierbohrung Böttstein – Untersuchungsbericht. Nagra Technischer Bericht NTB 85-01, Nagra, Wettingen, Schweiz, 182 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch.

Nagra (1988a) Sedimentstudie – Zwischenbericht. Nagra Technischer Bericht NTB 88-25, Nagra, Wettingen, Schweiz, 456 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch.

Nagra (1988b) Berichterstattung über die Untersuchungen der Phase 1 am potentiellen Standort Piz Pian Gran (Gemeinden Messocco und Rossa, GR): Nagra Technischer Bericht NTB 88-19, Nagra, Wettingen, Schweiz, 168 p., erhältlich unter nagra.ch.

Nagra (1989) Sondierbohrung Weiach – Untersuchungsbericht. Nagra Technischer Bericht NTB 88-08, Nagra, Wettingen, Schweiz, 183 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch.

Nagra (1990) Sondierbohrung Riniken – Untersuchungsbericht. Nagra Technischer Bericht NTB 88-09, Nagra, Wettingen, Schweiz, 125 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch.

Nagra (1991a) Sedimentstudie – Zwischenbericht 1990. Nagra Technischer Bericht NTB 91-19, Nagra, Wettingen, Schweiz, 18 p. & Anhänge, erhältlich unter nagra.ch.

Nagra (1991b) Sondierbohrung Leuggern – Untersuchungsbericht. Nagra Technischer Bericht NTB 88-10, Nagra, Wettingen, Schweiz, 168 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch.

Nagra (1991c) Sondierbohrung Kaisten – Untersuchungsbericht. Nagra Technischer Bericht NTB 88-12, Nagra, Wettingen, Schweiz, 157 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch.

Nagra (1992a) Sondierbohrung Schafisheim – Untersuchungsbericht. Nagra Technischer Bericht NTB 88-11, Nagra, Wettingen, Schweiz, 194 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch

Nagra (1992b) Sondierbohrung Siblingen – Untersuchungsbericht. Nagra Technischer Bericht NTB 90-34, Nagra, Wettingen, Schweiz, 130 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch

Nagra (1993) Kristallin-I – Gesamtsynthese der regionalen Untersuchungen zur Endlagerung hochradioaktiver Abfälle im kristallinen Grundgebrige der Nordschweiz. Nagra Technischer Bericht NTB 93-09, Nagra, Wettingen, Schweiz, 103 p., erhältlich unter nagra.ch

Nagra (1997) Geosynthese Wellenberg 1996 – Ergebnisse der Untersuchungsphasen I und II. Nagra Technischer Bericht NTB 96-01, Nagra, Wettingen, Schweiz, 511 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch

Nagra (2001) Sondierbohrung Benken – Untersuchungsbericht. Nagra Technischer Bericht NTB 00-01, Nagra, Wettingen, Schweiz, 511 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch

Nagra (2002) Projekt Opalinuston – Synthese der geowissenschaftlichen Untersuchungsergebnisse Nagra Technischer Bericht NTB 02-03, Nagra, Wettingen, Schweiz, 659 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch

Nagra (2008) Vorschlag geologischer Standortgebiete für das SMA- und das HAA-Lager. Geologische Grundlagen. Nagra Technischer Bericht NTB 08-04. Nagra, Wettingen, Schweiz, 439 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch.

Nagra (2009) Vorschlag geologischer Standortgebiete für das SMA- und HAA-Lager – Darstellung der hydraulischen Durchlässigkeit versus Tongehalt in Sedimentgesteinen aus Tiefbohrungen in der Nordschweiz und am Wellenberg im Hinblick auf die Beurteilung der SGT-Kriterien "Hydraulische Barrierewirkung" und "Freisetzungspfade". Nagra Arbeitsbericht NAB 09-28, Nagra, Wettingen, Schweiz, 12 p., erhältlich unter nagra.ch

Nagra (2014) SGT Etappe 2: Vorschlag weiter zu untersuchender geologischer Standortgebiete mit zugehörigen Standortarealen für die Oberflächenanlage. Nagra Technischer Bericht 14-01, Nagra, Wettingen, Schweiz, Hauptbericht & 8 Dossiers, erhältlich unter nagra.ch

Nagra (2024) SGT Etappe 3: Geosynthesis of Northern Switzerland. Nagra Technischer Bericht 24-17, Nagra, Wettingen, Schweiz, 564 p., erhältlich unter nagra.ch

NEFF (1980) Forschungsprojekt Geothermische Energie und unterirdische Wärmespeicherung – Teilprojekt 1: Geothermische Prospektion im Raume Koblenz, Wildegg, Dielsdorf – Schlussbericht, November 1980, Basel, 162 p.

NEFF (1984) Nutzbarmachung der Geothermie im Raume Baden und Umgebung – Schlussbericht. Nationaler Energie-Forschungs-Fonds, Basel.

Norton D. & Knapp R. (1977) The nature of porosity. Am. J. Sci., 277, 913–936.

Nusch S., Gmünder Ch. & Traber D. (2013) Hydrogeologische Daten der Tiefenaquifere als Grundlage für die hydrogeologischen Modelle SGT Etappe 2. Nagra Arbeitsbericht NAB 13-43, Nagra, Wettingen, Schweiz, erhältlich unter nagra.ch.

Oekogeo AG (1997) Hydrogeologie Schaffhausen Ost – Zwischenbericht Bohrungen Altdorf und Lohn. Bericht z.H. Tiefbauamt Kt. Schafhausen SH96-242, 18 p.

Ofterdinger U.S. (2001) Ground water flow systems in the Rotondo Granite, Central Alps (Switzerland). PhD Thesis No 14108, ETHZ, Zürich, 167 p.

Ofterdinger U.S., Balderer W., Löw S., & Renard P. (2004) Environmental Isotopes as Indicators for Ground Water Recharge to Fractured Granite. Groundwater 42/6, 868–879.

Ofertdinger U.S., Renard Ph. & Löw S. (2014) Hydraulic subsurface measurements and hydrodynamic modelling as indicators for groundwater flow systems in the Rotondo granite, Central Alps (Switzerland). Hydrol. Process. 28, 255–278, https://doi.org/10.1002/hyp.9568.

Osten J., Schaber T., Gauss G., Hamdi P., Amman F. & Achtziger-Zupančíč P. (2024) A multi-method investigation of the permeability structure of brittle fault zones with ductile precursors in crystalline rock. Grundwasser 29, 49-61, https://doi.org/10.1007/s00767-023-00561-6.

Ostrowski L.P. & Kloska M.B. (1989) Final Interpreation of hydraulic testing at the Siblingen borehole. Nagra Technischer Bericht NTB 89-10, Nagra, Wettingen, Schweiz, 95 p. & Anhänge, erhältlich unter nagra.ch.

de Palézieux L. & Löw S. (2019) Long-term transient groundwater pressure and deep infiltration in Alpine mountain slopes (Poschiavo Valley, Switzerland). Hydrogeology Journal 27, 2817–2834, https://doi.org/10.1007/s10040-019-02025-9.

Parriaux A. (1981) Contribution à l'étude ressources en eau du bassin de la Broye. Dissertation EPFL, Lausanne, Thèse No 393.

Parriaux A., Dubois J.D., Mandia Y. Basabe P. & Bensimon M. (1990) The AQUITYP project: towards an aquifer typology in the alpine orogen. 22^{e} Congrès de l'AIH, mémoires, vol. XXII/1, p. 254-262, Lausanne (Suisse).

Pearson F.J. (1999) What is the porosity of a mudrock? In: Aplin A.C., Fleet A.J. and Macquaker J.H.S, Muds and Mudstones: Physical and Fluid Flow Properties. Geol. Soc. Spec. Publ. 158, London, UK: 9-21.

Pearson F.J., Fernàndez A.M., Gaboriau H., Waber H.N. & Bath A. (2003) Porosity and Water Content of Mont Terri Claystones. In: Pearson F.J. et al. (eds.), Mont Terri Project – Geochemistry of Water in the Opalinus Clay Formation at the Mont Terri Rock Laboratory. Geology Series No. 5, Federal Office of Water and Geology (FOWG), Bern, Schweiz, 294–319, erhältlich unter www.mont-terri.ch.

Perrin J., Jeannin P.-Y. & Lavanchy Y. (2000) Le Bassin d'alimentation de la source karstique du Brassus (Jura Suisse): synthèse des essais de tracage. Ecglogae Geol. Helv. 93, 93-101.

Perrin J., Jeannin P.-Y. & Zwahlen F. (2003) Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. J. Hydrol. 279, 106–124, https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00171-9.

Perrin J. & Luetscher M. (2008) Inference of the structure of karst conduits using quantitative tracer tests and geological information: example of the Swiss Jura. Hydrogeology Journal, 16, 951–967, https://doi.org/10.1007/s10040-008-0281-6.

Pesendorfer M. & Löw S. (2010) Subsurface exploration and transient pressure testing from a deep tunnel in fractured and karstified limestones (Lötschberg Base Tunnel, Switzerland). Int. Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences 47, 121–137, https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2009.09.013.

Peters Tj., Matter A., Bläsi H.R. & Gautschi A. (1986) Sondierbohrung Böttstein – Geologie. Nagra Technischer Bericht NTB 85-02, Nagra, Wettingen, Schweiz, 207 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch

Peters Tj., Matter A., Bläsi H.R., Isenschmid Ch., Bläsi H.R., Meyer Ch. & Meyer J. (1989a) Sondierbohrung Leuggern – Geologie. Nagra Technischer Bericht NTB 86-05, Nagra, Wettingen, Schweiz, 231 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch

Peters Tj., Matter A., Bläsi H.R., Isenschmid Ch., Kleboth P., Meyer J. & Ziegler H.-J. (1989b) Sondierbohrung Kaisten – Geologie. Nagra Technischer Bericht NTB 86-04, Nagra, Wettingen, Schweiz, 286 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch

Pfiffner O.A. (2019) Landschaften und Geologie der Schweiz. Haupt Verlag Bern, 1. Auflage, 358 S.

Pfiffner O.A., Schlunegger F. & Buiter S.J.H. (2002) The Swiss Alps and their peripheral foreland basin: Stratigraphic response to deep crustal processes. Tectonics 21/2, 1009, https://doi.org/10.1029/2000TC900039 und https://doi.org/10.1029/2002TC001465.

Pictet A., Tschanz K. & Kürsteiner P. (2022) Record of a dense succession of drowning phases in the Alpstein mountains, north-eastern Switzerland: Part I – the Lower Cretaceous Tierwis Formation (latest Hauterivian to latest Barremian). Swiss J. Geosci. 116/1, 31 p., https://doi.org/10.1186/s00015-022-00421-0.

Pictet A., Tschanz K. & Kürsteiner P. (2023) Record of a dense succession of drowning phases in the Alpstein mountains, northeastern Switzerland: Part II – the Lower Cretaceous Schrattenkalk Formation (late Barremian). Swiss J. Geosci. 115/21, 33 p., https://doi.org/10.1186/s00015-022-00430-z.

Pietsch J. (2015) Abschätzung möglicher Nachfolgeschäden untiefer Geothermienutzung in Mumpf: Lokalisierung eines permeablen Störungssystems. Regio Basiliensis, 56/2, 89-97.

Platt N.H. & Keller B. (1992) Distal alluvial deposits in a foreland basin setting – the Lower Freshwater Molasse (Lower Miocene), Switzerland: sedimentology, architecture and palaeosols. Sedimentology 39, 545-565.

Rahn M.K. & Selbekk R. (2007) Absolute dating of the youngest sediments of the Swiss Molasse basin by apatite fission track analysis. Swiss J. Geosci. 100:137–38 , https://doi.org/10.1007/s00015-007-1234-0.

Rast M., Galli A., Ruh J.B., Guillong M. & Madonna C. (2022) Geology along the Bedretto tunnel: kinematic and geochronological constraints on the evolution of the Gotthard Massif (Central Alps). Swiss J. Geosci. 115:8, 31p., https://doi.org/10.1186/s00015-022-00409-w.

Rey R. (2003) SBB-Zimmerberg-Basistunnel. Teil 1, Geologie der Felsstrecke von der Kollerwiese bis Thalwil. Bull. angew. Geol. 8/2, 25-36.

Ryf W. (1984) Thermalwasserbohrung 1983 Engerfeld, Rheinfelden. Rheinfelder Neujahrsblätter 1984, 43-52.

Ryf W. (1985) Geologie des Milchbucktunnels. Schweizer Ingenieur und Architekt 103/23, 550-551.

Schild M., Siegesmund S., Vollbrecht A. & Mazurek M. (2001) Characterization of granite matrix porosity and pore-space geometry by in situ and laboratory methods. Geophys. J. Int. 146, 111–125.

Schlunegger F., Matter A. Burbank D.W., Leu W., Mange M. & Màtyàs J. (1997) Sedimentary sequences, seismofacies and evolution of depositional systems of the Oligo/Miocene Lower Freshwater Molasse Group, Switzerland. Basin Research 9, 1–26.

Schlunegger F. & Mosar J. (2011) The last erosional stage of the Molasse Basin and the Alps. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau) 100, 1147-1162, https://doi.org/10.1007/s00531-010-0607-1.

Schlunegger F. & Kissling E (2015) Slab rollback orogeny in the Alps and evolution of the Swiss Molasse basin. Nature Comm., 6, 8605, 10 p., https://doi.org/10.1038/ncomms9605.

Schlunegger F. & Castelltort S. (2016) Immediate and delayed signal of slab breakoff in Oligo/Miocene Molasse deposits from the European Alps. Nature Scentific Reports 6, 31010, 11 p. , https://doi.org/10.1038/srep31010.

Schmassmann H. (1977) Die Mineral- und Thermalwässer von Bad Lostorf. Mitteilungen natf. Gesellschaft Solothurn, 27, 150-290.

Schmassmann H. (1990) Hydrochemische Synthese Nordschweiz: Tertiär- und Malm-Aquifere. Nagra Technischer Bericht NTB 88-07, Nagra, Wettingen, Schweiz, 243 p., erhältlich unter nagra.ch.

Schmassmann H., Balderer W., Kanz W. & Pekdeger A. (1984) Beschaffenheit der Tiefengrundwässer in der Nordschweiz und angrenzenden Gebieten, Nagra Technischer Bericht NTB 84-01, Nagra, Wettingen, Schweiz, 335 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch.

Schmassmann H., Kullin M. & Schneemann K. (1992) Hydrochemische Synthese Nordschweiz: Buntsandstein-, Perm- und Kristallin-Aquifere. Nagra Technischer Bericht NTB 91-30. Nagra, Wettingen, Schweiz.

Schneeberger R. (2017) Interplay in 3D between faults and water flow paths in crystalline bedrock (Grimsel, Switzerland). PhD Thesis Institut für Geologie, Universität Bern, 146 p.

Schneeberger R., Mäder U.K. & Waber H.N. (2017) Hydrochemical and isotopic (δ^2H, δ^{18}O, ^{3}H) characterization of fracture water in crystalline rock (Grimsel, Switzerland). Proc Earth Planet Science, 17, 738 – 741, https://doi.org/10.1016/j.proeps.2016.12.187.

Schneeberger R., Egli D, Lanyon G.W., Mäder U.K., Berger A., Kober F. & Herweg M. (2018) Structural-permeability favorability in crystalline rocks and implications for groundwater flow paths: a case study from the Aar Massif (central Switzerland). Hydrogeology Journal 26, 2725–2738, https://doi.org/10.1007/s10040-018-1826-y.

Schneider T.R. (1984) Geologischer Schlussbericht Seelisbergtunnel – Zusammenfassung. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie 65, Schweiz. Geotechnische Kommision, 87 p.

Schwarz M., Jordan P., Schürch P., Naef H., Ibele T., Felber R. & Gysi M. (2021) TBO Trüllikon-1-1 – Data report – Dossier III: Lithostratigraphy. Nagra Arbeitsbericht NAB 20-09, Nagra, Wettingen, Schweiz, 74 p., erhältlich unter nagra.ch.

Schwarz M., Schürch P., Naef H., Jordan P., Felber R., Ibele T. & Gysi M. (2022) TBO Bözberg-1-1 – Data report – Dossier III: Lithostratigraphy. Nagra Arbeitsbericht NAB 21-21, Nagra, Wettingen, Schweiz, 80 p., erhältlich unter nagra.ch.

Schwarz R., Schlickenrieder L. & Vogt T. (2021a) TBO Bülach-1-1: Data Report – Dossier VII Hydraulic Packer Testing. Nagra Arbeitsbericht NAB 20-08, Nagra, Wettingen, Schweiz, 67 p., erhältlich unter nagra.ch.

Schwarz R., Hardie S.M.L., Müller H.R., Köhler S. & Pechstein A. (2021b) TBO Marthalen-1-1: Data Report – Dossier VII Hydraulic Packer Testing. Nagra Arbeitsbericht NAB 21-20, Nagra, Wettingen, Schweiz, 96 p., erhältlich unter nagra.ch.

Schwarz R., Schlickenrieder L. Müller H.R., Köhler S., Pechstein A. & Vogt T. (2021c) TBO Trüllikon-1-1: Data Report – Dossier VII Hydraulic Packer Testing. Nagra Arbeitsbericht NAB 20-09, Nagra, Wettingen, Schweiz, 80 p., erhältlich unter nagra.ch.

Schwarz R., Beauheim R., Hardie S.M.L. & Pechstein A. (2022a) TBO Stadel-2-1: Data Report – Dossier VII Hydraulic Packer Testing. Nagra Arbeitsbericht NAB 22-02, Nagra, Wettingen, Schweiz, 100 p., erhältlich unter nagra.ch.

Schwarz R., Willmann M., Fisch H., Schlickenrieder L., Voss M. & Pechstein A. (2022b) TBO Stadel-3-1: Data Report – Dossier VII Hydraulic Packer Testing. Nagra Arbeitsbericht NAB 22-01, Nagra, Wettingen, Schweiz, 100 p., erhältlich unter nagra.ch.

Schwarz R., Beauheim R., Hardie S.M.L., Voss A. & Pechstein A. (2022c) TBO Bözberg-1-1: Data Report – Dossier VII Hydraulic Packer Testing. Nagra Arbeitsbericht NAB 21-21, Nagra, Wettingen, Schweiz, 98 p., erhältlich unter nagra.ch.

Schwarz R., Willmann M., Reinhardt S., Hardie S.M.L., Voss A. & Pechstein A. (2022d) TBO Bözberg-2-1: Data Report – Dossier VII Hydraulic Packer Testing. Nagra Arbeitsbericht NAB 21-22, Nagra, Wettingen, Schweiz, 80 p., erhältlich unter nagra.ch.

Schwarz R., Beauheim R., Schlickenrieder L., Manukyan E. & Pechstein A. (2023) TBO Bachs-1-1: Data Report – Dossier VII Hydraulic Packer Testing. Nagra Arbeitsbericht NAB 22-04, Nagra, Wettingen, Schweiz, 94 p., erhältlich unter nagra.ch.

Schweizer H.U. (1970) Beiträge zur Hydrologie der Ajoie (Berner Jura). Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie Nr. 17, Geographischer Verlag Kümmerly & Frey, Bern, 221 p., erhältlich unter https://scnat.ch.

Sieber N. (1996) Geothermiebohrung Bassersdorf. Bull. angew. Geol. 1/1, 77-93.

Signorelli S. & Kohl T. (2006) Geothermischer Ressourcenatlas der Nordschweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geophysik Nr 39. Schweiz. Geophysik. Kommision, 94 p.

Sinclair H.D (1997) Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins: The role of the passive margin versus slab breakoff. Geology 25/12,1123-1126.

Smellie J.A.T., Waber H.N. & Frape S.K. (2003) Matrix fluid chemistry experiment. Final Report. SKB Technical Report TR-03-18. SKB, Stockholm, Sweden, 377 p., erhältlich unter www.skb.se.

Sommaruga A., Eicheberger U. & Marillier F. (2012) Seismic Atlas of the Swiss Molasse Basin. Edited by the Swiss Geophysical Commission. Matér. Geol.Suisse, Géophys. 44. Federal Office of Topography, swisstopo, Wabern, Switzerland, 86 p.

Spring U., Meier P., da Silva D., Sager A., Wilke C., Alt-Epping P., Wanner C., van den Heuvel D.B. & Diamond L. (2025) Prospection of the Forsthaus (Bern) with geothermal storage potential. Schlussbericht z.H. Energie Wasser Bern, Bern, 70 p.

Stober I., Giovanoli F., Wiebe V. & Bucher K. (2022a) Deep hydrochemical section through the Central Alps: evolution of deep water in the continental upper crust and solute acquisition during water–rock-interaction along the Sedrun section of the Gotthard Base Tunnel. Swiss J. Geosci. 115:9, 23p, https://doi.org/10.1186/s00015-022-00413-0

Stober I., Ladner F., Hofer M. & Bucher K. (2022b) The deep Basel-1 geothermal well: an attempt assessing the predrilling hydraulic and hydrochemical conditions in the basement of the Upper Rhine Graben. Swiss J. Geosciences, 115:3, 18 p., https://doi.org/10.1186/s00015-021-00403-8.

Strasser A., Charollais J., Conrad M. A., Clavel B., Pictet A. & Mastrangelo B. (2016) The Cretaceous of the Swiss Jura Mountains: an improved lithostratigraphic scheme. Swiss J. Geosci., 109, 201–220, https://doi.org/0.1007/s00015-016-0215-6.

Swisstopo (2017) GeoMol: Geologisches 3D-Modell des Schweizer Molassebeckens – Schlussbericht. – Ber. Landesgeol. 10, Wabern, Schweiz.

Thierrin J. (1990) Contribution à l'étude des souterraines de la région de Fribourg occidentale. Dissertation Centre Hydrogéologie, Université de Neuchâtel.

Thury M., Gautschi A., Mazurek M., Müller W.H., Naef H., Pearson F.J., Vomvoris S. & Wilson W. (1994) Geology and hydrogeology of the crystalline basement of Northern Switzerland. Nagra Technical Report NTB 93-01, Nagra, Wettingen, Schweiz, 473 p., erhältlich unter nagra.ch.

Voborny O., Resele G., Hürlimann W., Lanyon B., Vomvoris S. & Wilson W. (1994) Hydrodynamic Synthesis and Modeling of Groundwater Flow in Crystalline Rocks of Northern Switzerland. Nagra Technischer Bericht NTB 19-02, Nagra, Wettingen, Schweiz, 217 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch.

Vomvoris S., Frieg B., Guyonnet D., Kelley V., Lavanchy J.-M., Löw S. & Mishra S. (1992a) Grimsel Test Site – Interpretation of crosshole hydraulic tests and a pilot fluid logging test for selected borehole within the BK-Site. Nagra Techncal Report NTB 91-09, Nagra, Wettingen, Schweiz, 173 p., erhältlich unter nagra.ch.

Vomvoris S., Frieg B., Bossart P. Gmünder C. Heiniger P. Jaquet O. & Watanabe K. (1992b) Grimsel Test Site – Overview of Nagra field and modelling activities in the Ventilation Drift (1988-1990). Nagra Techncal Report NTB 91-34, Nagra, Wettingen, Schweiz, 92 p., erhältlich unter nagra.ch.

Waber H.N. (ed., 2020) SGT-E3 Deep Drilling Campaign (TBO): Experiment procedures and analytical methods at RWI, University of Bern (Version 1.0, April 2020). Nagra Arbeitsbericht NAB 20-13, Nagra, Wettingen, Schweiz, 97 p., erhältlich unter nagra.ch.

Waber H.N. (2024) Ausdehnung von Grundwasservorkommen in der Schweiz und deren chemische Zusammensetzung. Bericht im Auftrag des Bundesamtes für Umwelt, BAFU, Bern, 88 p. https://www.bafu.admin.ch/de/studien-wasser.

Waber H.N., Bläsi H.R. & Mazurek M. (1992) WLB: Sondierbohrung SB1 – Geologisch-Mineralogische Laboranalysen. Nagra Interner Bericht, Nagra, Wettingen, Schweiz, 60 p.

Waber H.N. & Bläsi H.R. (1992) WLB: Sondierbohrung SB3 – Geologisch-Mineralogische Laboranalysen. Nagra Interner Bericht, Nagra, Wettingen, Schweiz, 43 p.

Waber H.N., Gimmi T. & Smellie J.A.T. (2011) Effects of drilling and stress release on hydraulic properties and porewater chemistry of crystalline rocks. J. Hydrol. 405: 316–332, http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.029.

Waber H.N., Gimmi T. & Smellie J.A.T. (2012) Reconstruction of palaeoinfiltration during the Holocene using porewater Data (Laxemar, Sweden). Geochim. Cosmochim. Acta 94, 109–127, http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2012.06.030.

Waber H.N. & Traber D. (2022) Die Tiefengrundwässer in der Nordschweiz und im angrenzenden Süddeutschland: Beschaffenheit, Herkunft und unterirdische Verweilzeit. Nagra Technischer Bericht NTB 19-02, Nagra, Wettingen, Schweiz, 577 p. & Beilagen, erhältlich unter nagra.ch.

Wanner C., Waber H.N. & Bucher K. (2020) Geochemical evidence for regional and long-term topography-driven groundwater flow in an orogenic crystalline basement (Aar Massif, Switzerland). Journal of Hydrology 581, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124374.

Wanner C., Camesi L. & Waber H.N. (2023) Hintergrundwerte in oberflächennahen Grundwasservorkommen der Schweiz. Bericht zuhanden des Bundesamtes für Umwelt, BAFU, Bern, 163 S., https://www.bafu.admin.ch/de/studien-wasser.

Wegmüller M.C. (2001) Einflüsse des Bergwassers auf Tiefbau / Tunnelbau. Eigenverlag M.C. Wegmüller, Basel, 215 p.

Wenning Q.C., Madonna C., de Haller A. & Burg J.-P. (2018) Permeability and seismic velocity anisotropy across a ductile-brittle fault zone in crystalline rock. Solid Earth, 9, 683–698, https://doi.org/10.5194/se-9-683-2018.

Wersin P., Mazurek M., Waber H.N., Mäder U., Gimmi T., Rufer D. & de Haller A. (2013) Rock and porewater characterisation on drillcores form the Schlattingen borehole. Nagra Arbeitsbericht NAB 12-54, Nagra, Wettingen, Schweiz, 207 p., erhältlich unter nagra.ch.

Wersin P., Aschwanden L., Camesi L., Gaucher E., Gimmi T., Jenni A., Kiczka M., Mäder U., Mazurek M., Rufer D., Waber H.N., Zwahlen C. & Traber D. (2022) TBO Bözberg-1-1: Data Report – Dossier VIII Rock Properties, Porewater Characterisation and Natural Tracer Profiles. Nagra Arbeitsbericht NAB 21-21, Nagra, Wettingen, Schweiz, 212 p., erhältlich unter nagra.ch.

Wildberger A. (1981) Zur Hydrogeologie des Karstes im Rawil-Gebiet. Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie Nr. 27, Geographischer Verlag Kümmerly & Frey, Bern, 175 p., erhältlich unter https://scnat.ch.

Wildberger A. (1985) Gubristtunnel der N20: geologische Verhältnisse des Kernstücks der Nordumfahrung von Zürich. Schweizer Ingenieur und Architekt 103/23, 540-541.

Wildberger A., Geyh M.A., Groner U., Häuselmann Ph., Heller F. & Ploetze M. (2010) Dating speleothems from the Silberen Cave System and surrounding areas: Speleogenesis in the Muota Valley (Central Switzerland). Zeitschr. f. Geomorphologie 54, Suppl. 2, 307-328, https://doi.org/10.1127/0372-8854/2010/0054S2-0016.

Wyss R. & Leu W. (1991) Schlussbericht Mineralwasserbohrung AQUI-2 z.H. Brauerei Hürlimann AG , 30 p..

Zangerl C.J. (2003) Analysis of surface subsidence in crystalline rocks above the Gotthard highway tunnel, Switzerland. PhD Thesis No 15051, ETHZ, Zürich, 190 p.

Zangerl C., Löw S. & Eberhardt E. (2006) Structure, geometry and formation of brittle discontinuities in anisotropic crystalline rocks of the Central Gotthard Massif, Switzerland. Eclogae Geol. Helv. 99, 271–290, https://doi.org/10.1007/S00015-006-1190-0.

Ziegler H.-J. & Isler A. (2013) Lötschberg-Basistunnel – zusammenfassender geologischer Schlussbericht. – Ber. Landesgeol. 4, swisstopo, Wabern, Schweiz, 97 p.

Ziegler P.A. & Fraefel M. (2009) Response of drainage systems to Neogene evolution of the Jura fold-thrust belt and Upper Rhine Graben. Swiss J. Geosci. 102, 57–75, https://doi.org/10.1007/s00015-009-1306-4.

Zwahlen C., Aschwanden L., Camesi L., Gaucher E., Gimmi T., Jenni A., Kiczka M., Mäder U., Mazurek M., Rufer D., Waber H.N., Wersin P. & Traber D. (2022) TBO Stadel 2-1: Data Report – Dossier VIII: Rock Properties, Porewater Characterisation and Natural Tracer Profiles. Nagra Arbeitsbericht NAB 22-02, Nagra, Wettingen, Schweiz, 188 p., erhältlich unter nagra.ch.