

Aufschlussanalogstudie zur Charakterisierung oberjurassischer geothermischer Karbonatreservoirs im Molassebecken

Genehmigte Dissertation

am Fachbereich Material- und Geowissenschaften
der Technischen Universität Darmstadt
zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor Ingenieur (Dr.-Ing.)



TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
DARMSTADT

vorgelegt von

Dipl.-Ing. & M.Sc. Sebastian Homuth

geboren am 18. Januar 1980 in Berlin

Tag der Einreichung: 10. September 2014

Tag der Disputation: 17. Oktober 2014

Referent: Univ.-Prof. Dr. rer. nat. Ingo Sass

Korreferent: Univ.-Prof. Dr. rer. nat. Annette E. Götz

Darmstadt, September 2014

D17

Abstract

For the estimation of the potential and productivity of a hydrothermal or petrothermal geothermal reservoir a comprehensive knowledge of the thermo- and petrophysical as well as geomechanical rock and formation properties is mandatory. Outcrop analogue studies enable the determination and correlation of facies related thermophysical and petrophysical parameters. In the case of the carbonate reservoirs of the Molasse Basin the distinction of heterogeneities of different facies zones through seismic exploration is very challenging. As the rock parameters show facies related trends, applying a thermofacies classification on the carbonate formations is helpful to understand the heterogeneities and to identify production zones. This study shall contribute to a better understanding of the reservoir system and provide an optimised exploration concept for the geothermal carbonate reservoirs in the southern Molasse Basin. With the knowledge of the context of lithology and facies development as well as the according geothermal rock properties it is possible to optimize the prognosis of reservoir parameters of the analog rock formations of the Swabian and Franconian Alb by applying transfer models (pressure, temperature and depth correction functions). Therefore, inferred correction functions from own measurements and already in the hydrocarbon industry established parameter functions are used. To satisfy statistical requirements a database of thermo- and petrophysical rock parameters was established by conducting comprehensive field studies of outcrop analogues in the Swabian and Franconian Alb. Furthermore a comparison of measurements of analogue material and rock samples from deep drillings in the Molasse Basin was done. The results basically confirm the calculated reservoir parameters. The determination of a statistical proven rock parameter database serves for an optimized prognosis including the quantification of uncertainties of rock parameters which can be used for recommendations in terms of an geothermal exploration and exploitation strategy.

The thermo- and petrophysical rock parameters thermal conductivity, thermal diffusivity, specific heat capacity, permeability, porosity, density, and to a minor extent also uniaxial strength and thermal expansion coefficients were measured. The classification of matrix parameters and application of facies models enable an extrapolation into the 3D continuum resulting in a conservative to undervaluated reservoir prognosis. By adapting these rock values to reservoir conditions via correction functions and adding information of stress field, karstification and secondary porosities an improved reservoir prognosis even prior to geophysical exploration is possible.

The rocks of the Malm are by no means a homogenous formation of limestones. Within smallest areas different facies zones and their interfingering can be identified and differentiated by geometry, structure, fabric and composition. These differences have an affect on the thermo- and petrophysical rock properties. A high variation of the thermo- and petrophysical parameters is observed. Due to the wide range of parameters the statement of average values is not practical; it is advised to state the full range of rock parameters to cover a set of typical reservoir scenarios. In principle, an increase of thermophysical parameters with increasing grade of dolomitization and rock density is identified. The petrophysical parameters vary within four orders of magnitude, even within one facies zone, stratigraphic unit or outcrop. By the DIN 18130 classification all measured values of the Malm carbonates are within the poor to very poor hydraulic conductivity range. Productive hydraulic flowpaths in the Malm carbonates of the Franonian and Swabian Alb, and respectively their analogues in the Molasse Basin, are linked to tectonic elements like fissures, joints, faults

and structural weak zones as well as karstification and if so associated dolomitized zones within the rock formation. The reservoir permeability can reach high values depending on the facies pattern. Beside the tectonic influence the chemism of the carbonates and their high formation thickness determines an also facies controlled dolomitization and karstification. Both processes can result in high formation permeability. In comparison to the basinal facies the massive facies is the primary target of exploration due to their favorable thermo- and petrophysical rock properties. But based on the high variation of rock parameters the exploration strategy should focus on structural hydraulic active conductivity (faults, tectonic zones) and on second priority consider the lithofacies to encounter sufficient volume flows in the reservoir.

Diagenetic alteration which has taken place in separated areas of the outcrop analogues and the Molasse Basin and possibly is still ongoing is to be considered as a major influence in terms of the rock properties. Especially the dolomitization process is identified as the reason for significant differences in the thermo- and petrophysical rock properties. Future studies should focus on the petrographical investigation to identify diagenetic processes and their sequential development in time to quantify diagenetic caused alteration of the geothermal reservoirs.

The key to reliable reservoir prognosis of the Upper Jurassic within the Molasse Basin is to integrate structural, diagenetic, hydraulic and thermofacies models based on a statistical proven database into an integrated three dimensional reservoir model.

Zusammenfassung

Die Abschätzung des Potenzials und der Produktivität eines hydrothermalen oder petrothermalen geothermischen Reservoirs erfordert möglichst umfassende Kenntnisse der thermo- und petrophysikalischen sowie geomechanischen Gesteins- und Gebirgskennwerte. Im Falle von Karbonaten ist es schwierig die Heterogenität verschiedener Faziesbereiche in seismischen Erkundungen zu erkennen. Dies trifft im Besonderen auf den Zielhorizont Oberer Jura (Malm) im süddeutschen Molassebecken zu. Aufschlussanalogstudien ermöglichen die direkte Ermittlung und Korrelation von faziesbezogenen thermo- und petrophysikalischen Kennwerten. Da diese Kennwerte faziesbezogene Trends aufweisen, kann durch eine thermofazielle Klassifikation der Karbonate ein Verständnis der Reservoirheterogenitäten sowie eine Identifikation von Produktionszonen ermöglicht werden. Die vorliegende Arbeit soll in diesem Zusammenhang einen Beitrag zum besseren Systemverständnis und optimierten Erschließungskonzept der geothermischen Karbonatreservoirs im Bereich des süddeutschen Molassebeckens liefern. Mit Kenntnis der Zusammenhänge zwischen Lithologie und fazieller Entwicklung sowie den geothermisch relevanten Gesteinskennwerten ist es unter Berücksichtigung von Transfermodellen (Druck-, Temperatur und Tiefenabhängigkeit) möglich, eine Prognose der Reservoirereigenschaften der analogen Gesteinsformationen der Schwäbischen und Fränkischen Alb für die Reservoirtiefe vorzunehmen. Hierzu dienen sowohl eigene ermittelte Korrekturfunktionen, als auch solche, die in der Kohlenwasserstoffindustrie zur Umrechnung der Kennwerte auf in situ Reservoirbedingungen verwendet werden. Um eine auch statistischen Ansprüchen genügende Datengrundlage thermo- und petrophysikalischer Gesteinskennwerte zu erarbeiten, wurde in mehreren Feldkampagnen eine umfangreiche Aufschlussanalogstudie des Oberen Jura in der Schwäbischen und Fränkischen Alb durchgeführt. Weiterhin erfolgte ein Abgleich an Gesteinsmaterial aus Tiefbohrungen, die im Wesentlichen die berechneten Reservoirkennwerte bestätigten. Die Ermittlung statistisch abgesicherter gesteinsbezogener Kennwerte dient hierbei zur optimierten Prognose mit Quantifizierung der Unsicherheiten von Gesteinskennwerten als Grundlage für Empfehlungen einer geothermischen Explorations- und Erschließungsstrategie.

Es wurden die thermo- und petrophysikalischen Gesteinskennwerte Wärmeleitfähigkeit, Temperaturleitfähigkeit, spezifische Wärmekapazität, Matrixpermeabilität, Porosität und Gesteinsdichte sowie untergeordnet einaxiale Druckfestigkeit und thermische Expansionskoeffizienten ermittelt. Die Zuordnung und Anwendung von Faziesmodellen auf die Matrixkennwerte ermöglicht eine Extrapolation in den 3D-Raum, ergibt aber zunächst eine konservative bis unterschätzende Reservoirprognose. Werden Gesteinskennwerte mittels Korrekturfunktionen, bestimmt aus eigenen Messungen sowie Literaturangaben, auf Reservoirbedingungen übertragen sowie Informationen zum Spannungsfeld, der Verkarstung und sekundäre Porositäten hinzugefügt, ist eine verbesserte Reservoirprognose bereits vor Beginn der eigentlichen geophysikalischen Reservoirerkundung möglich.

Bei den Gesteinen des Malms handelt es sich keineswegs um eine Abfolge homogener Kalksteine. Vielmehr lassen sich auf kleinstem Raum einzelne Faziesbereiche und deren Verzahnung erkennen, die in Geometrie, Struktur, Gefüge und Zusammensetzung unterschieden werden können. Diese Unterschiede wirken sich auf die thermo- und petrophysikalischen Eigenschaften der Gesteine aus. Es kann eine hohe Variabilität der thermophysikalischen Kennwerte beobachtet werden. Daher ist die Angabe von Mittelwerten nicht geeignet, um alle typischen Reservoirszenarien abbilden zu können. Es wird die

Angabe von Schwankungsbereichen für die Gesteinskennwerte des Malm empfohlen. Prinzipiell ist jedoch für die geringporösen Karbonate ein Anstieg der thermophysikalischen Kennwerte mit dem Dolomitierungsgrad und der Gesteinsdichte festzustellen. Die hydraulischen Kennwerte variieren innerhalb von vier Größenordnungen, selbst innerhalb eines Faziesbereichs, einer stratigraphischen Einheit oder gar eines Aufschlusses. Jedoch bewegen sich die Messergebnisse in einem Bereich, der alle Karbonate des Malm nach DIN 18130 als schwach bis sehr schwach durchlässig ausweist. Ergiebige Wasserwegsamkeiten in den Malmkarbonaten der Fränkischen Alb und Schwäbischen Alb, beziehungsweise in den Analogen des Molassebeckens, sind somit an Struktur- und Schwächezonen innerhalb des Gesteinsverbandes, wie Klüfte, Störungen, Zerrüttungszonen und Verkarstung sowie an damit ggf. verbundene dolomitisierte Bereiche geknüpft. Die Gebirgspermeabilität hingegen kann hohe Werte annehmen und faziesbezogen unterschiedlich stark ausgeprägt sein. Neben den tektonisch bedingten Wegsamkeiten ermöglicht der Chemismus der Karbonate und deren hohe Mächtigkeit eine ebenfalls faziesabhängige Ausprägung der Dolomitierung und Verkarstung und damit bereichsweise eine hohe Gebirgspermeabilität. Grundsätzlich stellt die Massenfazies mit im Vergleich zur Beckenfazies potenziell günstigeren thermo- und petrophysikalischen Eigenschaften das fazielle Primärziel einer Exploration dar. Basierend auf der großen Schwankungsbreite der Gesteinskennwerte sollte jedoch eine Explorationsstrategie grundsätzlich zuerst auf strukturelle hydraulisch wirksame Durchlässigkeit (Störungen, tektonisierte Bereiche) ausgelegt sein und erst in zweiter Priorität die Lithofazies berücksichtigen, um Volumenströme im Sinne einer hinreichenden Fündigkeit erschließen zu können.

Diagenetische Veränderungen, die räumlich getrennt von den Aufschlussanaloggebieten stattfanden und vermutlich bereichsweise auch noch rezent anhalten, stellen eine wichtige Einflussgröße für die Gesteinseigenschaften dar. Vor allem der diagenetische Prozess der Dolomitierung ist als Ursache für signifikante Unterschiede thermo- und petrophysikalischer Gesteinseigenschaften identifiziert worden. In zukünftigen Studien sollte daher ein Fokus auf petrographischen Untersuchungen zur Identifizierung von diagenetischen Prozessen und deren zeitlicher Abfolge liegen, um quantifizierbare Aussagen über diagenetisch bedingte Veränderungen der geothermischen Reservoireigenschaften zu ermöglichen.

Der Schlüssel zu einer verlässlichen Reservoirprognose für den Oberen Jura des Molassebeckens liegt in der Zusammenführung von struktureologischen, diagenetischen, hydraulischen und thermofaziellen Modellen auf Grundlage einer statistisch abgesicherten Datenbasis in einem integrierten dreidimensionalen Modellansatz.

Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen meiner Tätigkeit als Laborleiter des neu eingerichteten HydroThermikums am Fachgebiet Angewandte Geothermie der Technischen Universität Darmstadt zwischen Juli 2010 und September 2014.

Für die Betreuung möchte ich Prof. Dr. Ingo Sass danken, der mich mittels Diskussionen und kritischem Hinterfragen mit vielen Ratschlägen unterstützt, mir gleichzeitig aber auch Freiraum für die Bearbeitung und Entwicklung eigener Ansätze gegeben hat.

Für die Übernahme des Korreferats danke ich meiner zeitweisen Kollegin und jetzigen Institutsleiterin des Department of Geology der University of Pretoria in Südafrika Prof. Dr. Annette E. Götz, die stets mit kreativen Ideen und konstruktiver Begleitung meine Arbeit maßgeblich unterstützte.

Für das Bereitstellen von Daten, den Beitrag zur Erhebung und den Zugang zum Bohrkernlager in Hof möchte ich dem Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU) danken. Dr. Marcellus Schulze und Dipl.-Ing. Andreas Schuhmann ermöglichten die Zusammenarbeit.

Die langjährige Zusammenarbeit mit der ENEX Power Germany GmbH und seinen Mitarbeitern ermöglichte den Zugang zu Daten und Aufschlüssen der Tiefbohrung GEN-1. Für die freundliche Zustimmung zur Veröffentlichung von Daten und generelle Unterstützung sowie konstruktive Anregungen danke ich besonders Dr. Robert Straubinger und Andreas Gahr.

Meinen Kollegen Dr. Wolfram Rühaak, Dr. Kristian Bär und M.Sc. Liang Pei danke ich für die konkrete Hilfe bei zahlreichen Fragestellungen und die stete Diskussionsbereitschaft. Ebenso danke ich allen weiteren Kollegen der Arbeitsgruppe für Tipps und tatkräftige Unterstützung insbesondere: Dipl.-Ing. Johannes Stegner, Dipl.-Ing. Philipp Mikisek, Dipl.-Ing. Christoph Drefke, Dipl.-Ing. Bastian Welsch und Simone Roß-Krichbaum. Nicht zuletzt möchte ich mich herzlich bei den Kollegen Gabriela Schubert und Rainer Seehaus für ihre einfallsreiche und stets gewinnbringende Unterstützung im Labor bedanken.

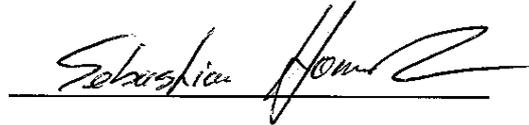
Ein grundlegendes Element dieser Arbeit waren umfangreiche und zeitintensive Arbeiten im Rahmen von Geländekampagnen und Messungen im Labor. Für die Unterstützung bei diesen Arbeiten danke ich allen Studierenden, die als Hilfskraft, Bachelor-, Master- oder Diplomstudent dazu beigetragen haben den hier vorgestellten umfangreichen Datensatz aufzubauen: Hendrik Biewer, Oliver Geist, Viktor Hlavička, Christiane Sikora, Björn Schwalb, Máté Tóth, Lotanna Ufondu.

Besonders danken möchte ich meiner Frau, die durch ihre liebevolle Unterstützung und motivierenden Beistand ganz wesentlich dazu beigetragen hat, dass ich die vorliegende Arbeit zu einem erfolgreichen Abschluss bringen konnte.

Erklärung

Hiermit versichere ich an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe. Stellen, die wörtlich oder sinngemäß aus anderen Schriften entnommen sind, sind als solche kenntlich gemacht. Die Arbeit ist in gleicher oder ähnlicher Form noch nicht als Prüfungsarbeit eingereicht worden.

Darmstadt, den 10.09.2014



Sebastian Horn

Inhaltsverzeichnis

Abstract	I
Zusammenfassung	III
Danksagung	V
Erklärung	VI
Abbildungsverzeichnis.....	XI
Tabellenverzeichnis.....	XIX
Liste der verwendeten Symbole	XXI
Abkürzungsverzeichnis	XXIV
Vorbemerkung.....	26
1. Einleitung.....	27
1.1 Ausgangssituation und Rahmenbedingungen	28
1.2 Ziele und Vorgehensweise	29
2. Grundlagen der Tiefen Geothermie.....	31
2.1 Klassifikation geothermischer Systeme	31
2.1.1 Hydrothermale Systeme.....	38
2.1.2 Petrothermale Systeme.....	43
2.1.3 Tiefe Erdwärmesonden	45
2.2 Kennwerte zur Charakterisierung geothermischer Reservoirs	47
2.2.1 Wärmetransportmechanismen	47
2.2.2 Wärmeleitfähigkeit.....	48
2.2.3 Wärmekapazität	49
2.2.4 Temperaturleitfähigkeit.....	49
2.2.5 Wärmestromdichte und Temperatur	50
2.2.6 Dichte	50
2.2.7 Porosität	51
2.2.8 Permeabilität und Durchlässigkeitsbeiwert	52
2.2.9 Abgeleitete Größen: Transmissivität und Produktionsindex	53
2.2.10 Einaxiale Druckfestigkeit	54
2.3 Weitere geologische und chemisch-physikalische Faktoren für die Reservoircharakterisierung.....	54
2.4 Trennflächenanalyse	55
3. Tiefe Geothermie im Molassebecken.....	58
4. Geologie Süddeutschlands – Molassebecken und Schwäbisch/Fränkische Alb	64
4.1 Paläogeographische Entwicklung.....	64
4.2 Faziesräume und Lithostratigraphie	77
4.2.1 Schwäbischer Jura.....	78
4.2.2 Fränkischer Jura	80
4.3 Diagenese.....	82

4.4 Dolomitisierung	84
4.4.1 Dolomitisierungsmodelle	85
4.4.2 Räumliche Verteilungsmuster der Dolomitisierung	87
4.4.3 Auswirkungen der Dolomitisierung auf petrophysikalische Reservoireigenschaften	88
4.4.4 Rekalzifizierung und Überdolomitisierung	91
4.5 Tektonik	92
5. Hydrogeologie und Karst des Oberen Jura	94
5.1 Aquifersysteme	94
5.2 Hydrochemie	100
5.3 Verkarstung	102
5.4 Karstgenese	103
5.5 Karstphänomene im Aufschlussanalog	106
6. Reservoircharakterisierung – Untersuchung der Aufschlussanaloge	108
6.1 Aufschlussauswahl und -aufnahme	111
6.2 Probenklassifikation	114
6.3 Probenaufbereitung	116
6.4 Bestimmung der thermophysikalischen Gesteinskennwerte	117
6.4.1 Bestimmung von Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit	117
6.4.2 Bestimmung der spezifischen Wärmekapazität	124
6.4.3 Bestimmung von Rohdichte, Reindichte und Porosität	126
6.5 Bestimmung der hydraulischen Kennwerte	129
6.5.1 Bestimmung der Gesteinspermeabilität	129
6.5.2 Thermo-Triaxial Versuche	134
6.6 Bestimmung der einaxialen Druckfestigkeit	138
6.7 Dünnschliffanalyse	141
6.8 Computertomographische-Messungen	141
7. Analogstudie	144
7.1 Aufschlusskartierung	144
7.1.1 Steinbruch Gräfenberg	144
7.1.2 Steinbruch Solnhofen - Langenaltheimer Haardt und Haardtbruch	146
7.1.3 Steinbruch Kinding	148
7.1.4 Steinbruch Drügendorf	150
7.1.5 Steinbruch Vilshofen	151
7.1.6 Steinbruch Plettenberg	152
7.1.7 Steinbruch Gerhausen	154
7.1.8 Steinbruch Vohenbronnen	157
7.1.9 Steinbruch Heidenheim-Mergelstetten	158
7.1.10 Steinbruch Hülen	160
7.2 Strukturgeologische und geohydraulische Einflüsse auf die Gebirgspermeabilität	162

7.2.1	Hydraulische Funktion von Gesteinsmatrix und Störungen	169
7.3	Geothermisch-Physikalische Gesteinskennwerte.....	171
7.3.1	Kennwertdarstellung	171
7.3.2	Wärmeleitfähigkeit.....	174
7.3.3	Temperaturleitfähigkeit.....	181
7.3.4	Spezifische Wärmekapazität.....	183
7.3.5	Dichte	185
7.3.6	Porosität	189
7.3.7	Gesteinspermeabilität	191
7.3.8	Einaxiale Druckfestigkeit.....	194
7.4	Bewertung.....	197
8.	Übertragung der Analogkennwerte auf Reservoirbedingungen	201
8.1	Transfermodelle	201
8.1.1	Wärmeleitfähigkeit.....	203
8.1.2	Temperaturleitfähigkeit.....	212
8.1.3	Wärmekapazität	214
8.1.4	Porosität	217
8.1.5	Permeabilität	221
8.1.6	Thermischer Expansionskoeffizient	223
8.2	Validierung mit Reservoirdaten.....	225
8.2.1	Bohrung Oberdolling	225
8.2.2	Bohrung Solnhofen-Maxberg	227
8.2.3	Bohrung Moosburg SC4.....	229
8.2.4	Bohrung Geretsried GEN-1	231
8.2.5	Vergleichende Analyse	239
9.	Thermofaziesmodell und Explorationsstrategie	242
10.	Fehlerdiskussion	246
11.	Schlussfolgerungen und Ausblick	248
12.	Literaturverzeichnis	251
13.	Anhang	268
13.1	Geothermischer Katalog.....	269
13.1.1	Mergel, Kalkmergel	270
13.1.2	Kalkstein, Bankkalk	271
13.1.3	Partikelkalk.....	272
13.1.4	Massenkalk	273
13.1.5	Dolomit	274
13.2	Statistik	275
13.2.1	Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]	276
13.2.2	Temperaturleitfähigkeit [10^{-6} m ² /s].....	279
13.2.3	Spezifische Wärmekapazität [J/(kg·K)]	281

13.2.4 Dichte [g/cm ³]	284
13.2.5 Porosität [%]	290
13.2.6 Permeabilität log [m ²]	293
13.2.7 Einaxiale Druckfestigkeit [MN/m ²]	295
13.3 Kurzcharakteristik der Aufschlussanaloge	298
13.4 GEN-1 Logs	302

Abbildungsverzeichnis

Abb. 2.1: 187 geothermische Systeme sind weltweit entwickelt, davon 57 im europäisch/afrikanisch-atlantischen Raum (Abb 2.3). Die entwickelten geothermischen Systeme des süddeutschen Molassebeckens sind hier im Bereich der konduktivdominierten Systemtypen zu finden (verändert, Moeck & Beardsmore 2014).	33
Abb. 2.2: Klassifizierung konvektiv dominierter geothermischer Systeme (Moeck 2013).	33
Abb. 2.3: Weltweit erschlossene geothermale Ressourcen mit ihrer plattentektonischen Lage zur Klassifizierung ihrer geothermischen Systeme; CV: Konvektionsdominiertes System, CD: Konduktionsdominiertes System (Moeck 2014).	34
Abb. 2.4: Klassifizierung konduktivdominierter geothermischer Systeme (Moeck 2013).	35
Abb. 2.5: Schematisches Modell eines Gebirgszuges mit Vorlandbecken und typischer konduktiv bestimmter Wärmeverteilung (rote Isothermen), Grundwasserfließrichtungen (blaue Pfeile) und entsprechende Quell-/Fördertemperaturen. Die tieferliegenden Bereiche des sedimentären Vorlandbeckens stellen potenzielle geothermische Explorationsziele dar (Moeck 2013).	36
Abb. 2.6: Definition von hydro- und petrothermalen System gemäß geologisch-thermophysikalischer Gegebenheiten (verändert, Bär 2011).	37
Abb. 2.7: Prinzipskizze eines hydrothermalen (links) und petrothermalen Systems (rechts) (Sass & Hoppe 2011).	38
Abb. 2.8: links: hydrothermale Provinzen Deutschlands; rechts: Untergrundtemperatur in 2.500 m Tiefe für die Bereiche potenziell erschließbarer hydrothermalen Systeme im Norddeutschen Becken, Oberrheingraben und Süddeutschen Molassebecken (verändert, Agemar et al. 2014).	39
Abb. 2.9: Schema einer hydrothermalen Dublette und obertägige Kraftwerkskomponenten (Agentur für Erneuerbare Energien 2014).	40
Abb. 2.10: Funktion einer ORC-Kraftwerksanlage (verändert, Stober & Bucher 2012).	41
Abb. 2.11: Schema einer petrothermalen Triplette und obertägige Kraftwerkskomponenten (Agentur für Erneuerbare Energien 2014).	44
Abb. 2.12: Schemazeichnung einer Tiefen Erdwärmesonde; hier genutzt als Wärmespeicher im Sommer (Beladungsszenario linke Seite) und Entladung im Winter (Ausspeicherungsszenario rechte Seite). Der tiefere Untergrund wird hier als Speicher oder Entzugsbereich genutzt, während der obere Bereich der Bohrung thermisch isolierend ausgeführt ist um potenzielle oberflächennahe Aquifere nicht zu beeinflussen (verändert, Bär et al. 2015).	46
Abb. 3.1: (A) Übersicht zur Mächtigkeit der tertiären Sedimentfüllung (contour line) des Molassebeckens mit Darstellung der tektonischen Hauptelemente. (B) Nord-Süd Profil durch das südostdeutsche Molassebecken (verändert, Reinecker et al. 2010).	58
Abb. 3.2: Gebiete mit potenziell günstigen geologischen Voraussetzungen für eine hydrothermale Wärmeerzeugung im bayerischen Teil des Molassebeckens (StMWIVT 2010).	59
Abb. 3.3: Geothermische Ressourcen des Malm im Zentralbereich des Molassebeckens (Jobmann & Schulz 1989).	61
Abb. 3.4: Gebiete mit potenziell günstigen geologischen Voraussetzungen für eine hydrothermale Stromerzeugung im bayerischen Teil des Molassebeckens (StMWIVT 2010).	63
Abb. 3.5: Geothermiebohrungen im zentralen Molassebecken (verändert, Wolfgramm et al. 2012).	63
Abb. 4.1 Profilschnitt durch das westliche Molassebecken (verändert, Clauser et al. 2002).	64
Abb. 4.2: Übersicht zur Grundgebirgsgliederung im Bereich Süddeutschland (Bayerisches Geologisches Landesamt 2004).	65
Abb. 4.3: Paläographische Darstellung der Beckenränder für das Arbeitsgebiet im Zeitraum Perm bis Dogger (Bayerisches Geologisches Landesamt 2004).	66
Abb. 4.4: Paläogeographie des süddeutschen Oberjura mit Darstellung der Aufschlussanaloggebiete Schwäbische und Fränkische Alb, verändert nach Pawellek (2001) und Meyer & Schmidt-Kaler (1989, 1990).	68

Abb. 4.5: Paläogeographie des süddeutschen Schelfmeeres im Malm α (Mittel-Oxford) (Meyer & Schmidt-Kaler 1989).	69
Abb. 4.6: Paläogeographie des süddeutschen Schelfmeeres im Malm δ (Mittel-Kimmeridge) (Meyer & Schmidt-Kaler 1989).	70
Abb. 4.7: Paläogeographie des süddeutschen Schelfmeeres im Malm ζ (Unter-Tithon) (Meyer & Schmidt-Kaler 1989).	71
Abb. 4.8: Faziesmodell des Oberjurameeres für den heutigen östlichen Teil des Molassebeckens zur Zeit der Bildung der Solnhofener Plattenkalke im Tithon (Meyer & Schmidt-Kaler 1990).	71
Abb. 4.9: Faziesschnitt des Malm unter dem Molassebecken von der Donau im Norden zum Alpenrand südwestlich Weilheim (Malmoberfläche hier in fast 5.000 m Teufe) (Meyer & Schmidt-Kaler 1996).	72
Abb. 4.10: Übersicht zur sedimentären Entwicklung des Molassebeckens vom Obereozän bis Obermiozän (Bayerisches Geologisches Landesamt 2004).	73
Abb. 4.11: Stratigraphie, Lithologie und Paläogeographie der Unteren Meeresmolasse und Unteren Süßwassermolasse (Bayerisches Geologisches Landesamt 2004).	74
Abb. 4.12: Stratigraphie, Lithologie und Paläogeographie der Oberen Meeresmolasse (Bayerisches Geologisches Landesamt 2004).	75
Abb. 4.13: Stratigraphie, Lithologie und Paläogeographie der Oberen Süßwassermolasse (Bayerisches Geologisches Landesamt 2004).	76
Abb. 4.14: Schematischer Schnitt durch das süddeutsche Schelf zur Zeit des mittleren Kimmeridge mit den unterschiedlichen Faziesräumen Fränkische und Schwäbische Alb sowie den angrenzenden Molassebeckenbereich, vertikal 2,5fach überhöht (Pieńkowski et al. 2008).	77
Abb. 4.15: Vergleich beider Faziesräume der Fränkischen und Schwäbischen Alb anhand der stratigraphischen Gliederung des Malm, nach Geyer & Gwinner (1979) und Villinger & Fleck (1995).	78
Abb. 4.16: Faziesschnitt Ost-West und Riffentwicklung in der Schwäbischen Alb (Meyer & Schmidt-Kaler 1990).	79
Abb. 4.17: Faziesschema des Malm der Nördlichen Frankenalb (Meyer & Schmidt-Kaler 1996).	81
Abb. 4.18: Faziesschema des Malm der Südlichen Frankenalb (Meyer & Schmidt-Kaler 1996).	82
Abb. 4.19: Dolomitierungsmodelle mit Darstellung der Fluidquelle, des Liefermechanismus und der zu erwartenden Ablagerungsmuster dolomitisierender Fluide. Pfeile symbolisieren Fließrichtungen. Gestrichelte Linien stellen Isothermen dar. Typische Dolomitierungsmuster sind grauschattiert. Modelle A-D1 und D4 im km-Maßstab; Model D2 und D3 im Beckenmaßstab (Machel 2004).	86
Abb. 4.20: Schematische Darstellung eines Fluidzirkulationssystems (Modelle A-C und D4) dolomitierendwirkender Fluide für eine Karbonatplattform und unter Inselbereichen. Nicht maßstäblich, Dimensionen sind typischerweise mehrere hundert Meter in vertikaler und bis zu mehrere hundert Kilometer in horizontaler Richtung (verändert, Machel 2004).	87
Abb. 4.21: Typische Verteilung von Reservoirgesteinen einer Karbonatplattform als Ergebnis diagenetischer Zementation-Kompaktion gefolgt von Infiltration hypersaliner dolomitisierender Wässer sowie Evaporitmineralisation (verändert, Lucia 2007).	88
Abb. 4.22: Porositäts-Tiefenbeziehung zwischen Kalkstein- und Dolomitreservoirien am Beispiel oberflächennaher quartärer und tiefer kreidezeitlicher Karbonatreservoirie in Florida. Der Dolomit zeigt prinzipiell geringere Porositätsabnahme mit zunehmender Tiefe bei initial geringerer Porosität im oberflächennahen Bereich im Vergleich zum Kalkstein (Schmoker & Halley 1982).	89
Abb. 4.23: Veränderung der Porenraumstruktur durch Dolomitierung in (a) geringporösen Kalksteinen (Mudstones) und (b) Grainstone-dominierten Kalksteinen. Die Umwandlung von geringporösen Kalksteinen zu mittel bis grobkristallinen Dolomiten vergrößert den Porenraum, wobei die Dolomitierung von Grainstones nur geringe Auswirkung auf den Porenraum hat (verändert, Lucia 2007).	90

Abb. 4.24: Vergleich von geringporösen Mud- und Wackestone und höherporösen Grain- und Packstone Lithofazies anhand der Tiefenbeziehung und Dolomitrystallgröße am Beispiel eines Datensatzes des Seminole San Andres Reservoirs in West Texas (Lucia 2007).	91
Abb. 4.25: Rezente Orientierung der maximalen Horizontalspannung (SH) bestimmt an Bohrlochrandausbrüchen und durch Bohrungen induzierte Risse. Die Größe des Symbols ist proportional zur Datenqualität. 96 Tiefbohrungen des Molassebeckens mit Datenqualitäten von A (gute) – D (schlechte) zeigen eine N-S dominierte Ausrichtung der rezenten horizontalen Hauptnormalspannung (verändert, Reinecker et al. 2010).	93
Abb. 5.1: Permeabilitätsverteilung des Malmaquifer im süddeutschen Molassebecken. Der gering bis sehr gering permeable Bereich des westlichen Molassebeckens ist durch die rote Umrandung gekennzeichnet. LNH = Kristallin des Landshut-Neuöttinger Hochs (Hofmann et al. 2014).	95
Abb. 5.2: Karte der Gebirgsdurchlässigkeit (T/H) des Malmaquifers im Großraum München nach Birner et al. (2012).	96
Abb. 5.3: Gebirgsdurchlässigkeiten des Malmaquifers im Bereich des Molassebeckens basierend auf Bohrlochtests und berechneten Werten (verändert, Geotis: Stand 2013).	98
Abb. 5.4: Verteilung der Gebirgsdurchlässigkeit im Malmaquifer des südwestdeutschen Molassebeckens (Stober et al. 2013).	99
Abb. 5.5: Verbreitung der Wassertypen im Oberjura des bayerischen Teils des süddeutschen Molassebeckens. Die Pfeile stehen für mögliche hydrochemische Entwicklungspfade. Die hydrochemische Abgrenzung (gestrichelte Linie) zwischen den Einheiten IIa und IIb entspricht in ihrem Verlauf weitestgehend der Grundwasserscheide nach Frisch & Huber (2000) (Birner et al. 2011).	100
Abb. 5.6: Hydrochemische Evolution der Wässer im Malmaquifer (Birner et al. 2011).	101
Abb. 5.7: Einteilung des Karstgrundwasserleiters der Schwäbischen Alb (Geyer & Gwinner 1991).	102
Abb. 5.8: Schematische Darstellung der tiefphreatischen Verkarstung (verändert, Wolfgramm et al. 2011).	105
Abb. 5.9: rechts: Verkarstung entlang einer Großklüft im gebankten Kalkstein (Steinbruch Solnhofen), links: großflächige Verkarstung im Massenkalk (Steinbruch Hüllen).	107
Abb. 6.1: Untersuchungsmethoden zur Reservoircharakterisierung (verändert, Slatt 2006).	108
Abb. 6.2: Vertikale Auflösung und horizontale Reichweite verschiedener Reservoirerkundungsmethoden (Slatt 2006).	109
Abb. 6.3: Definition von Untersuchungsskalen in dieser Studie. Aufschlüsse und Bohrlochmessungen (logs) (Makromaßstab), Bohrkerne und Plugs (Mesomaßstab), Dünnschliffe (Mikromaßstab) (Homuth & Sass 2014).	110
Abb. 6.4: Heterogenitäten eines Reservoirs in Abhängigkeit von Maßstabeffekten; vom mikroskopischen (links) über meso- und makroskopischen zum Reservoirmaßstab (rechts) (Krause et al. 1987).	110
Abb. 6.5: Arbeitsgebiet mit Lage der Analogaufschlüsse und Bohrungen.	113
Abb. 6.6: Exemplarische Darstellung der stratigraphischen und lithologischen Kartierung eines Steinbruches: gelb umrandet: dickbankige, mikritische Kalksteine, grün umrandet: mergelige Kalksteine/Mergel, rot umrandet: dolomitierte Kalksteine; cr.= crussaliensis Mergel, pl.= platynota Mergel (Homuth & Sass 2012).	114
Abb. 6.7: Klassifikation für Kalksteine nach Dunham (1962) und Folk (1959, 1962) (Flügel 2004).	115
Abb. 6.8: Original und erweiterte Klassifikation für Kalksteine nach Dunham (1962) bzw. Embry & Klovan (1971), welche zusätzlich die Korngrößenverteilung berücksichtigen (Flügel 2004).	115
Abb. 6.9: Karbonatgesteinstypen und ihre typische Lage im Karbonatrampensystem (Sarg 1988, Slatt 2006).	116
Abb. 6.10: Messprinzip des Thermal Conductivity Scanners (Sass & Götz 2012).	118

Abb. 6.11: Messverfahren des Thermal Conductivity Scanner im Thermophysiklabor des HydroThermikums des Instituts für Angewandte Geowissenschaften (Mielke 2009)....	118
Abb. 6.12: Exemplarische und bearbeitete Bildschirmanzeige des TCS-Auswerteprogrammes nach Messung der Proben LH-SP ζ-1C (links, Bohrkern 1) und Gr δ-1A (rechts, Bohrkern 2). Die blaue Kurve zeigt den Temperaturverlauf vor der Erwärmung, die rote Kurve zeigt den Temperaturverlauf nach Erwärmung der Probenkörper und Standards durch die Wärmequelle. Während sich bei dem biostromen Kalkstein (Bohrkern 2) die Inhomogenitäten des Gesteins in einer unruhigen Temperaturverlaufskurve widerspiegeln, zeigt der mikritische Plattenkalkstein (Bohrkern 1) erwartungsgemäß einen gleichmäßigen Verlauf der Temperatur.....	119
Abb. 6.13: TK04 Messgerät (links) mit unterschiedlichen Messsonden (rechts: Vollraumssonden und Halbraumsonden).....	121
Abb. 6.14: Exemplarische Messreihe im Auswerteprogramm TKGraph. TC = Wärmeleitfähigkeit, Start-End: Messzeitintervall, LET-Wert: Abgleich Parameterschätzung/Messkurve.....	122
Abb. 6.15: Foto und schematische Darstellung der neuentwickelten Messapparatur mit eingebautem Bohrkern zur Messung der wassergesättigten, temperaturabhängigen Wärmeleitfähigkeit.....	123
Abb. 6.16: Differenz-Kalorimeter C80 zur Messung der spezifischen Wärmekapazität.....	124
Abb. 6.17: Probenbehälter und Messkammern des Differenz-Kalorimeter C80.....	125
Abb. 6.18: Anwendung von Regressionen mit Polynom 1. (rechts) und 2. Ordnung (links) auf eine Messreihe. Linke Y-Achse zeigt das Wärmestromsignal und rechte Y-Achse die bestimmte spezifische Wärmekapazität in Abhängigkeit der Proben temperatur (X-Achse).....	126
Abb. 6.19: Funktionsweise des Gasverdrängungspyknometers (Bär 2012).....	127
Abb. 6.20: Funktionsweise des Pulverpyknometers GeoPyc 1360 (Bär 2012).....	128
Abb. 6.21: Foto und Skizze des Minipermeameters (Bär 2008).....	130
Abb. 6.22: Rechts: schematischer Aufbau des Säulenpermeameters; Links: geschlossene und in der Einspannvorrichtung fixierte Messzelle, das Gehäuse mit den Regelungseinheiten und die Druckluftflasche für den Anpressdruck der Latexmembran (Bär 2012).....	132
Abb. 6.23: Exemplarischer Klinkenbergplot zur Ermittlung der intrinsischen Permeabilität einer Gesteinsprobe (Bär 2012).....	133
Abb. 6.24: Links: Elektromechanische Porendrucksteuerung mit integrierter Volumenmessung, Maximaldruck 50 MPa, Volumen 200 ccm. Mitte: 3000 kN Prüfrahen mit einfach wirkendem Plungerkolben, Kolbenhub 100 mm. Mitte-rechts: Digitales Echtzeit-Regelsystem mit 5 kHz Regelfrequenz und 20 bit Abtast rate auf dem Hydraulikaggregat für die Prüfpresse. Rechts: Temperaturregelung für das Doppelkammersystems bis 170°C und hydraulische Steuerung zur Erzeugung des Seitendrucks in der Triaxialzelle bis 600 bar (Stegner et al. 2012, Pei et al. 2013).....	134
Abb. 6.25: Explosionszeichnung der Innenzelle der Felstriaxial- und Permeabilitätsprüfanlage. Der Bohrkern wird zwischen der oberen Druckplatte und dem unteren Austauschstempel eingebaut (Pei et al. 2014).....	135
Abb. 6.26: Profilschnitt durch Thermo-Triaxialzelle mit eingebauter Gesteinsprobe (gelber Bereich) und Messsensorik für Permeabilitätsmessungen bei Zellendurchströmung und Bestimmung des thermischen Expansionskoeffizienten (Pei et al. 2014).....	136
Abb. 6.27: Prüfpresse Typ 102/1000S für den einaxialen Druckfestigkeitsversuch.....	138
Abb. 6.28: Probenkörper Drü δ-1A (l= 145mm, d= 64mm) in der Prüfpresse vor (links) und nach dem Versuch (rechts). Deutlich sind im Versagenskörper die sich kreuzenden Bruchflächen zu erkennen.....	139
Abb. 6.29: links: Karbonatplug (40 mm Durchmesser) für µXCT-Messung, rechts: CT-Aufnahme (Aufsicht) des Karbonatplugs, der aufgrund seiner geringen Porosität (>3%) und zu geringen Mineraldichteunterschiede (Kalzit/Dolomit) keine hinreichenden Kriterien für weitere CT-Analysen erfüllt.....	142
Abb. 7.1: Kluffrose des Kluffsystems im Steinbruch Gräfenberg, Klassenbreite 10°(Geist 2011).....	145

Abb. 7.2: Nahezu shlig abgelagerte Schichten des Malm γ und δ im Steinbruch Gräfenberg (Nördliche Frankenalb). Den platynota-Mergeln schließen sich die ca. 10 m mächtige Kalk-Mergel-Wechselfolge des mittleren Malm γ sowie abschließend das 1 m mächtige crussoliensis-Mergelband an. Es folgt mit zunächst deutlicher Zunahme der Bankmächtigkeit die Biostromfazies des Malm δ . Im Bild sind rechts drei synthetische Abschiebungsflichen, deren Versatzbeträge im unteren Dezimeterbereich liegen, zu erkennen. Links oben ist eine durch Verkarstung erweiterte und mit rot-braunem Lehm verfüllte Kluft zu erkennen (cr.: crussoliensis-Mergel, pl.: platynota-Mergel) (Geist 2011).	145
Abb. 7.3: Steinbruch Solnhofen Langenaltheimer Haardt mit Blick auf die feinblättrigen bis dünnplattigen Schichtflichen des Malm ζ (Geist 2011).	146
Abb. 7.4: Kluftrosendarstellung des Kluftsystems des Steinbruchs Langenaltheimer Haardt (links) und des Haardtbruchs (rechts), Klassenbreite jeweils 10° (Geist 2011).	147
Abb. 7.5: Der Steinbruch Solnhofen Haardtbruch weist Bankmächtigkeiten bis zu 30 cm auf. An der Steinbruchwand im rechten Bildteil sind durch Lösungsvorgänge erweiterte Klüfte zu sehen (Geist 2011).	148
Abb. 7.6: Kluftrose des Kluftsystems des Steinbruchs Kinding, Klassenbreite 10° (Geist 2011).	149
Abb. 7.7: An der westlichen Abbauwand des Steinbruchs Kinding ist die Abfolge des Malm β bis δ aufgeschlossen. Besonders auffällig ist das mächtige grau-blaue Band der platynota-Mergel (pl.) sowie das der crussoliensis-Mergel (cr.). Der Malm δ liegt sowohl gebankt (Biostrom.: biostrome Fazies) als auch massig (Bioherm.: bioherme Fazies) vor. ber den Farbcode und Detailfotos sind die typischen Karbonatgesteine Kalkstein (gelb), Mergel (grün) und dolomitierter Kalkstein (rot) dargestellt (Homuth & Sass 2012).	149
Abb. 7.8: Kluftrose des Kluftsystems des Steinbruchs Drügendorf, Klassenbreite 10° (Geist 2011).	150
Abb. 7.9: Klüftiger Malm β Werkkalk im Steinbruch Drügendorf mit einer Mächtigkeit von etwa 20 m. Im Bild rechts ist auf der untersten Abbausohle Stauwasser erkennbar, welches von den liegenden Malm α Mergeln aufgestaut wird. Ebenso am rechten Bildrand ist eine steil stehende Gleitfliche zu erkennen (Geist 2011).	151
Abb. 7.10: Kluftrose des Kluftsystems des Steinbruchs Vilshofen, Klassenbreite 10° (Geist 2011).	152
Abb. 7.11: Großflächig verkarsteter Malm δ am Top des Steinbruchs Vilshofen. In geringem Abstand zeigen sich über den gesamten Aufschluss hinweg viele, mehrere Meter tiefe Schlotten, welche mit rot-braunem Schluff/Ton verfüllt sind. Häufig sind darin Bohnerze zu finden (Geist 2011).	152
Abb. 7.12: Steinbruch Plettenberg, westliche Abbauwand. Lithostratigraphische Grenze zwischen Malm α und Malm β (Welsch 2011).	153
Abb. 7.13: Graphische Darstellung der Kluftmessungen im Steinbruch Plettenberg (Welsch 2011).	154
Abb. 7.14: Schematisches Profil durch den Steinbruch Gerhausen; Faziesaufnahme Pawellek/Kimmig (Pawellek 2001).	155
Abb. 7.15: Graphische Darstellung aller im Steinbruch Gerhausen gemessenen Kluftwerte (Welsch 2011).	156
Abb. 7.16: Sohlenbezogene Darstellung der Kluftwerte im Steinbruch Gerhausen (Welsch 2011).	156
Abb. 7.17: Steinbruch Vohenbronnen. Oben: Übersicht zur NW-N Abbauwand, unten: Übergangsbereich von Massenkalk und Zementmergel.	157
Abb. 7.18: Darstellung der im Steinbruch Vohenbronnen gemessenen Kluftwerte (Welsch 2011).	158
Abb. 7.19: Stratigraphische Einordnung des Steinbruchs Mergelstetten, verändert nach Geyer & Gwinner (1991) und Schweigert & Franz (2003).	159
Abb. 7.20: Darstellung der Kluftwerte im Steinbruch Mergelstetten (Welsch 2011).	159
Abb. 7.21: Intensiv geklüftete Bankkalke im Steinbruch Mergelstetten.	160

Abb. 7.22: Westliche Abbauwand im südlichen Teil des Steinbruchs Hülen (Welsch 2011).	161
Abb. 7.23: Darstellung der im Steinbruch Hülen gemessenen Klüfte (Welsch 2011).	161
Abb. 7.24: Zusammenfassende Darstellung aller gemessener Kluftwerte (Welsch 2011).	162
Abb. 7.25: Änderung des Durchlässigkeitsbeiwertes in Abhängigkeit von der Klüftöffnungsweite (oben: Ordinatenkala 0 – 1, unten: Ordinatenkala 0 – 0,1) bei oberflächennahen und Reservoirbedingungen (Tab. 7.1).	165
Abb. 7.26: Gesteinsabfolge des Oberjura im Raum Gerhausen (aus Köhler & Pomerening 2006, nach GLBW 1989, Giese & Werner 1997, Kimming 2000, LGRB 2000).	166
Abb. 7.27: Durchlässigkeitsbeiwerte in Bezug zur Teufe, ermittelt aus verschiedenen geohydraulischen Versuchen (Daten aus Köhler & Pomerening 2006).	168
Abb. 7.30: Exemplarischer Box-Whisker-Plot (basierend auf Tukey 1977).	172
Abb. 7.31: Exemplarisches Histogramm (basierend auf Arens et al. 2008).	173
Abb. 7.32: Box-Whisker-Diagramm der Wärmeleitfähigkeiten unterschiedlicher Lithofaziestypen (n = Probenanzahl).	175
Abb. 7.33: Box-Whisker-Diagramm mit Darstellung des stratigraphischen Trends der ansteigenden Wärmeleitfähigkeit von Malm α bis Malm ζ (n = Probenanzahl).	176
Abb. 7.34: Häufigkeitsverteilung der Wärmeleitfähigkeit (n = 862).	176
Abb. 7.35: Korrelation von Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit.	177
Abb. 7.36: Korrelation von Wärmeleitfähigkeit und Porosität.	178
Abb. 7.37: Korrelation von Wärmeleitfähigkeit und Porosität, differenziert nach lithofaziellen Gesteinstypen.	179
Abb. 7.38: Korrelation von Wärmeleitfähigkeit und Permeabilität der auftretenden stratigraphischen Einheiten des Malms.	179
Abb. 7.39: Korrelation von Wärmeleitfähigkeit und Permeabilität der im Malm auftretenden Lithofaziestypen.	180
Abb. 7.40: Thermofazielle Klassifikation der oberjurassischen Kalksteine in Süddeutschland basierend auf der internationalen Dunham Klassifikation und der von Pawellek (2001) eingeführten regionalen Nomenklatur mit exemplarischen Gesteinsanschliffen des jeweiligen Lithofaziestyps. Farbcode entspricht den Abbildungen 7.37 und 7.39.	181
Abb. 7.41: Häufigkeitsverteilung der Temperaturleitfähigkeit (n = 801).	182
Abb. 7.42: Box-Whisker-Diagramm der Temperaturleitfähigkeiten unterschiedlicher Lithofaziestypen (n = Probenanzahl).	182
Abb. 7.43: Negative Korrelation von Temperaturleitfähigkeit und spezifischer Wärmekapazität.	183
Abb. 7.44: Häufigkeitsverteilung der spezifischen Wärmekapazität (n = 796).	184
Abb. 7.45: Box-Whisker-Diagramm der spezifische Wärmekapazität von Malm α bis Malm ζ (n = Probenanzahl).	184
Abb. 7.46: Spezifische Wärmekapazität unterschiedlicher Lithofaziestypen (n = Probenanzahl).	185
Abb. 7.47: Häufigkeitsverteilung der Korndichte (n = 236).	186
Abb. 7.48: Box-Whisker-Diagramm der Korndichte unterschiedlicher Lithofaziestypen (n = Probenanzahl).	186
Abb. 7.49: Korndichte (oben) und Rohdichte (unten) der stratigraphischen Einheiten des Malms (n = Probenanzahl).	187
Abb. 7.50: Negative Korrelation der Porosität und Rohdichte.	188
Abb. 7.51: Korrelation der Wärmeleitfähigkeit mit der Rohdichte.	188
Abb. 7.52: Häufigkeitsverteilung der Porosität (Mittelwerte).	189
Abb. 7.53: Box-Whisker-Diagramm der Porositäten der stratigraphischen Einheiten des Malms mit Interpretation der hydraulischen Durchlässigkeit nach DIN 18130 (n = Probenanzahl).	190
Abb. 7.54: Box-Whisker-Diagramm der Permeabilität verschiedener Lithofaziestypen (n = Probenanzahl).	191
Abb. 7.55: Häufigkeitsverteilung der Permeabilität (n = 1014).	191
Abb. 7.56: Korrelation von Porosität und Permeabilität (Mittelwerte) aller Lithofaziestypen (oben) sowie nur der Dolomite und Partikelkalke (unten).	192

Abb. 7.57: Korrelation von Porosität und Permeabilität verschiedener Lithofaziestypen.	193
Abb. 7.58: Korrelation von Permeabilität und Porosität basierend auf globalen statistischen Trends (P90: 90% der Reservoire haben Porositäten größer als dieser Wert, P50 (median), P10: 10% der Reservoire haben Porositäten größer als dieser Wert) von Karbonatreservoiren im Vergleich zu den Matrixwerten des Untersuchungsgebietes (verändert, nach Ehrenberg & Nadeau 2005). Der blaue Pfeil symbolisiert die Permeabilitätsverschiebung von ca. 2 Größenordnungen bei Berücksichtigung von Kluffnetzwerk, Dolomitisierung und Verkarstung.....	194
Abb. 7.59: Häufigkeitsverteilung der einaxialen Druckfestigkeit (n = 51).	195
Abb. 7.60: Box-Whisker-Diagramm der einaxialen Druckfestigkeit aller stratigraphischen Einheiten des Malm (n = Probenanzahl).	195
Abb. 7.61: Negative Korrelation von einaxialer Druckfestigkeit und Porosität.	196
Abb. 7.62: Box-Whisker-Diagramm der einaxialen Druckfestigkeit verschiedener Lithofaziestypen (n = Probenanzahl).	196
Abb. 7.63: Vergleichende Darstellung petrophysikalischer Eigenschaften der Malmkarbonate aus dem Untergrund des Süddeutschen Molassebeckens in Form von Box-Whisker-Diagrammen (blaue Mittellinie: Medianwert; roter Stern: Mittelwert; blaue Box: 25%- und 75%-Quartil; schwarze Begrenzungsstriche: 5%- und 95%-Perzentil): λ_s : wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit, ρ_m : Reindichte, Φ : Porosität (Koch et al. 2009).	198
Abb. 7.64: Thermisch-hydraulische Parameter der einzelnen Großeinheiten des Molassebeckens; Kennwerte in rot: aus Koch et al. (2009); Kennwerte in blau: aus Koch et al. (2007) (Schulz et al. 2012).	199
Abb. 7.65: Aus interpretierten Zuflussbereichen abgeleitetes, vereinfachtes hydrostratigraphisches Typprofil (Schulz et al. 2012).	199
Abb. 8.1: Untergrundtemperaturverteilung am Top Malm für den südostdeutschen Teil des Molassebeckens (verändert, Schulz et al. 2009, geotis).....	202
Abb. 8.2: Korrelation zwischen Wärmeleitfähigkeit, bestimmt an trockenen und gesättigten Proben, und Porosität (Popov 2003).	203
Abb. 8.3: Vergleich der drei vorgestellten Konversionsgleichungen (mixing models) zur Korrektur auf gesättigte Verhältnisse im Porositätsbereich 0-20% bei einer exemplarischen an trockenen Bohrkernen gemessenen Wärmeleitfähigkeit von 2,1 W/(m·K).	204
Abb. 8.4: Durchschnittswerte (Kreissymbole) und Schwankungsbereiche der Wärmeleitfähigkeit bei zunehmender Temperatur für sedimentäre Gesteine (Vosteen & Schellschmidt 2003).	206
Abb. 8.5: Vergleich der vorgestellten Korrekturfunktionen für die Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit mit einer für Kalksteine typischen mittleren Ausgangswärmeleitfähigkeit von 2,5 W/(m·K) bei Raumtemperatur.	207
Abb. 8.6: Vergleich der aufgeführten Druckkorrekturen für die Wärmeleitfähigkeit.	209
Abb. 8.7: Wärmeleitfähigkeiten (Mittelwerte aus Literaturangaben, Tab. 8.1) der im Untersuchungsgebiet dominierenden Minerale Kalzit und Dolomit (oben) sowie Tonmineralien (unten) zur Einordnung der klassifizierten Gesteinstypen (Dunham-Lithotypen). Das Porenfluid (Luft, Wasser) ist hier in Anlehnung an Clauser & Huenges (1995) als „dritte“ Mineralphase dargestellt.	210
Abb. 8.8: Durchschnittswerte (Symbole) und Schwankungsbereiche der Temperaturleitfähigkeit als Funktion der Temperatur (Vosteen & Schellschmidt 2003).	213
Abb. 8.9: Durchschnittswerte (Symbole) und Schwankungsbereiche der (a) spezifischen Wärmekapazität c_p bei konstantem Druck und (b) der volumenbezogenen Wärmekapazität (Wärmespeicherzahl) ($\rho \cdot c_p$) als Funktion der Temperatur für magmatische, metamorphe und sedimentäre Gesteine (Vosteen & Schellschmidt 2003).	214
Abb. 8.10: Vergleich beider vorgestellten Korrekturfunktion zur Ermittlung der temperaturabhängigen Wärmekapazität, Ausgangswert 850 J/(kg·K) sowie aus eigenen Kalorimetermessungen abgeleitete Temperaturkorrekturfunktionen für Malmkarbonate (gültig bis 200 °C).	216

Abb. 8.11: Vergleich verschiedener Porositäts-Tiefenbeziehungen für Kalkstein- und Dolomitreservoir. Die gestrichelte Linie stellt eine gemittelte Regressionsfunktion dar (Welte et al. 1997).	218
Abb. 8.12: Vergleich verschiedener Porositäts-Tiefenfunktionen. Die Funktionen sind in Tab. 8.6 aufgeführt.	219
Abb. 8.13: Trends (links: global; rechts: Jura) der Porositäts-Tiefenfunktion von Karbonatreservoirien im Vergleich zu Sandsteinreservoirien; P90: 90% der Reservoirie haben Porositäten größer als dieser Wert, P50 (median), P10: 10% der Reservoirie haben Porositäten größer als dieser Wert (Ehrenberg & Nadeau 2005, Ehrenberg et al. 2009).	220
Abb. 8.14: links: Permeabilität nach Sättigung und Aufbringung des Reservoirdruckes bei 18 °C, rechts: Permeabilität unter gleichen Sättigungs- und Druckbedingungen bei 150°C, Ausgangspermeabilität $3,5 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$.	222
Abb. 8.15: Abnahme der Permeabilität von Aufschlussproben (n = 6) unter Reservoirdruck und ansteigender Temperatur im Bereich von 20°C bis 150°C (Reservoirtemperatur).	222
Abb. 8.16: Exemplarischer Ablauf eines Thermo-Triaxial Versuchs zur Bestimmung des thermischen Expansionskoeffizienten an Karbonatgesteinen des Oberen Jura (Rühaak et al. 2015).	223
Abb. 8.17: Laterale Änderung der Gesteinsproben mit Zu- bzw. Abnahme der Temperatur. Probenbezeichnungen: Eich2-3: Dolomit, $\Phi = 2,5 \%$; Itt 4-5: bioklastischer Massenkalk, $\Phi = 4\%$, Klüftung; Zeta1B & 3A, Drü 2B und STRA 1-4: mikritische Bankkalke mit geringer Porosität (0,5-2,36%) (Pei et al. 2014).	224
Abb. 8.18: Bohrprofil der Bohrung Sohlhofen-Maxberg, Maßstab 1:750 (LfU 2013).	227
Abb. 8.19: Lithologische Beschreibung und stratigraphische Untergliederung der Kernstrecke Purbeck-Malm-Dogger der Bohrung Moosburg SC4 nach Meyer (1994). Die in dieser Arbeit untersuchten Proben 1-33 sind teufenorientiert gekennzeichnet. Zusätzlich sind ein Gamma-Log und eine petrographische Kurzbeschreibung einer von Böhm et al. (2011) durchgeführten Dünnschliffanalyse aufgeführt (verändert, Böhm et al. 2011).	230
Abb. 8.20: Zeitlicher Verlauf der Bohr-, Ausbau- und Bohrlochmessarbeiten, MD: measured depth (Bohrungslänge), BHA: bottom hole assembly, BOP: Blow-out Preventer.	232
Abb. 8.21: Tiefbohranlage Bentec Euro Rig 450 t am Bohrstandort GEN-1 (Breitenbach) im Januar 2013.	233
Abb. 8.22: Porositäts- und Permeabilitätsentwicklung in Bohrungen unterschiedlicher Teufe.	239
Abb. 8.23: Dichte-, Wärmeleitfähigkeits- und spezifische Wärmekapazitätsbeziehung mit zunehmender Teufe.	240
Abb. 9.1: Schematische Darstellung der marinen Bildungsbereiche von Karbonatgesteinen des Purbeck und Malm und deren thermo- und petrophysikalischen Gesteinskennwerte sowie deren Intensität der Dolomitisierung; Zeichnung der Bildungsräume und Abschätzung der Dolomitisierung basierend auf Wolfgramm et al. 2011; k. A.: keine Angaben; * Daten des Purbeck aus Koch et al. (2007, 2009) entnommen.	242
Abb. 9.2: Schematisches faziell-hydrostratigraphisches Profil für den Malm im süddeutschen Molassebecken basierend auf Meyer & Schmidt-Kaler (1996) (verändert, Böhm et al. 2013).	244

Tabellenverzeichnis

Tab. 2.1: Übersicht zu Klassifikationen für geothermische Systeme basierend auf dem Parameter Temperatur.....	32
Tab. 2.2: technische Mindestanforderungen an ein hydrothermales System (Daten von StMWIVT 2010).....	42
Tab. 2.3: Klassifikation des Trennflächenabstandes von Klüften und Gesteinsschichten in Abhängigkeit vom mittleren Abstand (nach FGSV 1992).....	56
Tab. 2.4: Klassifikation von Klüftöffnungsweiten nach ISRM 1978 und IAEG 1981.....	56
Tab. 3.1 Theoretische Angebotspotenziale des süddeutschen Molassebeckens (Daten aus Rogge 2004 und Jung et al. 2002).....	60
Tab. 3.2: Tiefe Geothermieprojekte in Bayern in Betrieb (GtV 2014).....	62
Tab. 3.3: Tiefe Geothermieprojekte in Betrieb im oberösterreichischen Teil des Molassebeckens (basierend auf Goldbrunner 2012).....	62
Tab. 5.1: Entnahmemengen von geothermischen Tiefbohrungen mit Erschließungshorizont Malm (verändert, StMWIVT 2010).....	97
Tab. 6.1: Übersicht zu den in dieser Arbeit untersuchten Steinbrüchen und Bohrungen.....	111
Tab. 6.2: Übersicht zur Anzahl der Messungen und entsprechende Mittelwerte verschiedener Gesteinskennwerte.....	116
Tab. 6.3: Konfigurationen von Standards für die kombinierte Messung der Wärme- und Temperaturleitfähigkeit; TC: Wärmeleitfähigkeit (thermal conductivity), TD: Temperaturleitfähigkeit (thermal diffusivity) (Lippmann & Rauen 2009).....	120
Tab. 6.4: Zulässigkeit der Bestimmung der Druckfestigkeit in Abhängigkeit von der Prüfkörperschlankheit. I: Länge des Prüfzylinders, d: Durchmesser des Prüfzylinders (Mutschler 2004).....	140
Tab. 6.5: Klassifikation der Gesteine in Abhängigkeit von der einaxialen Druckfestigkeit [in MPa (entspricht N/mm ² oder MN/m ²)], DIN: Deutsches Institut für Normung, IAEG: International Association for Engineering Geology and the Environment, ISRM: International Society for Rock Mechanics (Prinz & Strauß 2006).....	141
Tab. 7.1: Berechneter Durchlässigkeitsbeiwert k_f gemäß Gl. 6.1 für kartierte Klüftöffnungsweiten und Umrechnung gemäß Lee & Farmer (1993) auf 3 km Reservoirtiefe. Als Fluid wurde Wasser bei 20°C mit einer Dichte ρ_f von 998,21 kg/m ³ und dynamischen Viskosität μ von 0,001 kg/(m·s) für die oberflächennahen Bereich und für die Reservoirtiefe wurde Wasser bei 100°C mit einer Dichte ρ_f von 958,37 kg/m ³ und dynamischen Viskosität μ von $2,8 \cdot 10^{-4}$ kg/(m·s) angesetzt. Die durchschnittliche Länge der ausgewerteten Profillinie betrug 200 m. Blau hinterlegt sind die am häufigsten angetroffenen Klüftöffnungsweiten.....	164
Tab. 7.2: Durchlässigkeitsbeiwerte des oberflächennahen Gebirges im Bereich des Steinbruches Gerhausen. 1Auffüllversuche nach DIN 18130 Teil 2; 2Pumpversuche nach EN ISO 22282 Teil 4; 3WD-Versuch nach EN ISO 22282 Teil 3; 4nach Prinz & Strauß (2006) (zusammengefasst aus Köhler & Pomerening 2006).....	167
Tab. 7.3: Prognostizierte Durchlässigkeitsbeiwerte und Gebirgspermeabilitäten für eine exemplarische Reservoirtiefe von 3 km für Wasser bei 100°C (nach Lee & Farmer (1993) und Gl. [2.9]).....	169
Tab. 7.4: Übersicht zur statistischen Kenngrößendarstellung im Box-Whisker-Plot (Abb. 7.30).....	172
Tab. 7.5: Kreuzkorrelation aller in dieser Studie untersuchten Gesteinskennwerte.....	174
Tab. 8.1: Wärmeleitfähigkeiten von Karbonatmineralen orthogonal oder parallel zur maximalen Wärmeleitfähigkeitsanisotropie (nach Clauser & Huenges 1995).....	211
Tab. 8.2: Nach Faziestypen untergliederte Änderung der Wärmeleitfähigkeit unter Labor- (gemessen) und Reservoirbedingungen (berechnet nach Gl. [8.6 bis 8.11] und [8.14]); Matrix-gestützt: Mud-/Wackestone, Korn-/Komponenten-gestützt: Rud-/Floatstone, Grainstone. Fettgedruckt = Reservoirwertebereich (150 °C, 5.000 m Teufe = 132 MPa).....	212
Tab. 8.3: Nach Faziestypen untergliederte Änderung der Temperaturleitfähigkeit unter Labor- (gemessen) und Reservoirbedingungen (berechnet nach Gl. [8.15]); Matrix-gestützt:	

Mud-/Wackestone, Korn-/Komponenten-gestützt: Rud-/Floatstone, Grainstone. Fettgedruckt = Reservoirwertebereich.	213
Tab. 8.4: Koeffizienten der Wärmekapazitäts-Temperaturfunktion (gültig bis 200 °C).	217
Tab. 8.5: Nach Faziestypen untergliederte Änderung der spezifischen Wärmekapazität unter Labor- (gemessen) und Reservoirbedingungen (berechnet nach Gl. [8.16 und 8.18]); Matrix-gestützt: Mud-/Wackestone, Korn-/Komponenten-gestützt: Rud-/Floatstone, Grainstone; Fettgedruckt = Reservoirwertebereich.....	217
Tab. 8.6: Porositäts-Tiefenfunktionen verschiedener Karbonatreservoirs.	219
Tab. 8.7: Änderung der Porosität unter oberflächennahen- (gemessen) und Reservoirbedingungen (berechnet nach Gl. in Tab. 8.6); Fettgedruckt = Reservoirwertebereich.	221
Tab. 8.8: Änderung der Permeabilität unter oberflächennahen- (gemessen) und Reservoirbedingungen (berechnet nach Gl. [8.18]); Fettgedruckt = Reservoirwertebereich.	223
Tab. 8.9: Thermische Expansionskoeffizienten bei ansteigender und abnehmender Temperatur bei lithostatischem Druck von 15 MPa und Umgebungsdruck von 10 MPa.	224
Tab. 8.10: Probenahmepunkte der Bohrung Oberdolling mit zugeordneter lithologischer und stratigraphischer Einordnung.	226
Tab. 8.11: Beprobte Teufenabschnitte mit Angaben zur Lithologie und Stratigraphie.	228
Tab. 8.12: Stratigraphische Gliederung der Bohrung GEN-1.	234
Tab. 9.1 Mittelwerte \pm Standardabweichung der thermo- und petrophysikalischen Gesteinskennwerte des Oberen Jura (Malm) gegliedert nach Lithofaziestypen, n = Messwertanzahl.	243
Tab. 9.2: Bereich der thermo- und petrophysikalischen Gesteinskennwerte unter Berücksichtigung der Reservoirbedingungen. Wertebereiche gemittelt aus den in Kapitel 8 vorgestellten Transfermodellen.	245
Tab. 13.1: Steinbruch Gräfenberg.	298
Tab. 13.2: Steinbruch Solnhofen, Langenaltheimer Haardt und Haardtbruch.	298
Tab. 13.3: Steinbruch Kinding.	299
Tab. 13.4: Steinbruch Drügendorf.	299
Tab. 13.5: Steinbruch Vilshofen.	299
Tab. 13.6: Steinbruch Plettenberg.	300
Tab. 13.7: Steinbruch Gerhausen.	300
Tab. 13.8: Steinbruch Vohenbronnen.	300
Tab. 13.9: Steinbruch Heidenheim-Mergelstetten.	301
Tab. 13.10: Steinbruch Heidenheim-Mergelstetten.	301

Liste der verwendeten Symbole

(für Bezug und Erläuterungen siehe entsprechende Abschnitte im Text)

ΔU	innere Energie eines geschlossenen Systems [W]
ΔQ	Wärmemenge [W]
ΔW	mechanische Arbeit [W]
q	Wärmestromdichte [W/m^2]
A	Fläche [m^2]
∂T	Temperaturdifferenz [K]
∂x	Länge des Leiters [m]
x	Abstand von der Wärmequelle zu den Messsensoren [m]
λ	Wärmeleitfähigkeit [$W/(m \cdot K)$]
λ_R	Wärmeleitfähigkeit der Referenzprobe [$W/(m \cdot K)$]
λ_0	Wärmeleitfähigkeit bei 0 °C [$W/(m \cdot K)$]
λ_{25}	Wärmeleitfähigkeit bei 25 °C [$W/(m \cdot K)$]
λ_{20}	Wärmeleitfähigkeit bei 20 °C [$W/(m \cdot K)$]
λ_{geo}	Geometrisches Mittel der Wärmeleitfähigkeit [$W/(m \cdot K)$]
λ_{fluid}	Wärmeleitfähigkeit des Porenfluids [$W/(m \cdot K)$]
$\lambda_{gestein}$	Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix [$W/(m \cdot K)$]
λ_W	Wärmeleitfähigkeit von Wasser [$W/(m \cdot K)$]
$\lambda_{\text{Ö}}$	Wärmeleitfähigkeit von Öl [$W/(m \cdot K)$]
λ_G	Wärmeleitfähigkeit von Gas [$W/(m \cdot K)$]
Θ	maximale Temperaturdifferenz [K]
Θ_R	Temperaturdifferenz der Standards [K]
Θ_S	Temperaturdifferenz der Probe [K]
U	Spannung der Probe [V]
U_R	Spannung der Referenzprobe [V]
P	Heizleistung [W]
α	Temperaturleitfähigkeit [m^2/s]
ρ	Dichte [kg/m^3]
ρ_d	Rohdichte [kg/m^3]
ρ_s	Reindichte [kg/m^3]
ρ_r	Rohdichte der Probe [kg/m^3]
ρ_f	Dichte des Fluids [kg/m^3]
ρ_G	Dichte des Gesteins [kg/m^3]
C	volumetrische Wärmekapazität [$J/(m^3 \cdot K)$]
C_p	spezifische Wärmekapazität [$J/(kg \cdot K)$]

v	Geschwindigkeit der Messeinheit des Thermoscanners [m/s]
τ	Zeit, nach der die maximale Temperatur erreicht wird [s]
y	Abstand zwischen den Temperatursensoren x und y [m]
$K\Phi$ (T)	Kalibrierfaktor [-]
τ	Ofenheizrate [W/h]
Φ_R	Wärmestrom (Referenzbehälter) [mW]
Φ_P	Wärmestrom (Probenbehälter) [mW]
p	Druck [N/m ²]
p_1	Druck im Probenraum vor Öffnung von Ventil 2 [N/m ²]
p_2	Druck nach Öffnung von Ventil 2 [N/m ²]
P_1	Anstromdruck [N/m ²]
P_2	Abstromdruck [N/m ²]
P^*	mittlerer Druck [N/m ²]
P_L	Luftdruck [N/m ²]
Δp	Differenzdruck [N/m ²]
n	Anzahl der Gasmoleküle []
T	Temperatur [K] oder [°C]
R	ideale Gaskonstante [8,314 J/(mol·K)]
r	Radius [m]
r_{eff}	Radius des effektiven hydraulischen Porendurchmessers [m]
m	Masse [kg]
m_p	Masse der Probe [kg]
V	Volumen [m ³]
V_R	Reinvolumen der Probe [m ³]
V_P	Rohvolumen der Probe [m ³]
V_1	Volumen der Probenkammer [m ³]
V_2	Volumen der Expansionskammer [m ³]
$V_{\text{DryFlow+Probe}}$	Volumen von DryFlow und Probe [m ³]
V_{DryFlow}	Volumen des DryFlow [m ³]
Δl	Differenzstrecke des Kolbenauszugs beider Messungen [m]
ϕ	Porosität [-]
C	dimensionsloser Koeffizient
d_w	wirksamer Korndurchmesser [m]
k_f	Durchlässigkeitsbeiwert [m/s]
K	Permeabilität [m ²]
K_i	intrinsische Permeabilität [m ²]
K_a	scheinbare Permeabilität [m ²]

K_M	Gesteinspermeabilität [m^2]
K_G	Gebirgspermeabilität [m^2]
Q	Volumenstrom, bzw. Fließ-oder Förderrate [m^3/s]
i	hydraulischer Gradient [-]
A	durchströmte Fläche [m^2]
η_f	Dynamische Viskosität des Fluids [Ns/m^2]
M	Mächtigkeit des genutzten Grundwasserleiters [m]
V	Volumen des Durchflusses [m^3]
L	Länge der Gesteinsprobe [m]
μ	temperaturabhängige Viskosität des Durchströmungsfluids (destilliertes Wasser) [$Pa \cdot s$]
A	Querschnittsfläche der Gesteinsprobe [m^2]
t	Versuchszeit [s]
ΔP	differenzieller Porendruck [Pa]
η_f	Dynamische Viskosität des Fluids [Ns/m^2]
h	Höhe des Probenkörpers [m]
α	volumetrischer thermischer Expansionskoeffizient [K^{-1}]
σ	axiale Spannung [kN/mm^2]
F	Kraft der Prüfpresse [kN]
A	Querschnittsfläche des Probenkörpers [mm^2]
σ_u	einaxiale Druckfestigkeit [kN/mm^2]
$\sigma_{u(2)}$	abgeminderte einaxiale Druckfestigkeit [kN/mm^2]
d	Durchmesser des Prüfzylinders [mm]
l	Länge des Prüfzylinders [mm]
gradT	Temperaturgradient [K/m]
P	Leistung [W]
A, B, a, b, x, y, z	gesteinsabhängige Koeffizienten [-]
z	Tiefe [m] u. GOK
T	Transmissibilität [m^3]
μ	temperaturabhängige Viskosität des Thermalwassers [$Pa \cdot s$]
Δp	Druckdifferenz im Thermalwasserkreislauf [Pa]

Abkürzungsverzeichnis

API	American Petroleum Institute (Einheit)
BAP	Bohranstazpunkt
BHA	Bottom Hole Assembly
BOP	Blow-Out Preventer
CV	Konvektionsdominiertes System
CD	Konduktionsdominiertes System
DFE	Discrete Feature Element
DHM	Deep-Heat-Mining
DIN	Deutsches Institut für Normung
EEG	Erneuerbare-Energien-Gesetz
EGS	Enhanced oder Engineered Geothermal System
FIS-GP	Fachinformationssystem Geophysik
GEN1	Bohrung Geretsried-Nord 1
GeotIS	Geothermisches Informationssystem von Deutschland
GOK	Geländeoberkante
GR	Gamma-Ray Log
GtV	Geothermische Vereinigung
GÜK	Geologische Übersichtskarte
HDR	Hot-Dry-Rock
HWR	Hot-Wet-Rock
HFR	Hot-Fractured-Rock
IAEG	International Association for Engineering Geology and the Environment
ISRM	International Society for Rock Mechanics
LIAG	Leibniz Institut für Angewandte Geophysik
LNH	Landshut-Neuöttinger Hoch
KW	Kohlenwasserstoff
KWK	Kraft-Wärme-Kopplung
MD	Measured Depth, Bohrungslänge
NZ	Neuseeland
OSM	Obere Süßwassermolasse
OMM	Obere Meeresmolasse
ORC	Organic Rankine Cycle
PI	Produktivitätsindex
PK	Personenkreis
REV	Repräsentatives Elementarvolumen
SAM	Stochastic Approximation Method

SBM	Süssbrackwassermolasse
SGS	Stimulated-Geothermal-System
StMWIVT	Bayerisches Staatsministerium für Wirtschaft, Infrastruktur, Verkehr und Technologie
TAB	Sachstandsbericht des Bundestagsausschusses für Bildung, Forschung und Technikfolgenabschätzung
TC	Thermal Conductivity, Wärmeleitfähigkeit
TD	Thermal Diffusivity, Temperaturleitfähigkeit
TVD	True Vertical Depth
VDI	Verein Deutscher Ingenieure
VBI	Verband Beratender Ingenieure
μ XCT	Mikro-Röntgen-Computer Tomographie

Vorbemerkung

Diese Arbeit wurde zu Teilen publiziert in:

Peer-review Zeitschriften

Homuth, S., Götz, A. E., Sass, I. (2014): Reservoir characterization of the Upper Jurassic geothermal target formations (Molasse Basin, Germany): role of thermofacies as exploration tool.- Special Issue on "Geothermal Play Types" des Geothermal Energy Science Journal, Copernicus (invited paper, in review).

Pei, L., Rühaak, W., Stegner, J., Bär, K., Homuth, S., Mielke, P., Sass, I. (2014): Thermo-Triax: An Apparatus for Testing Petrophysical Properties of Rocks Under Simulated Geothermal Reservoir Conditions, Geotechnical Testing Journal, Vol. 38, No. 1, pp. 1–20, doi:10.1520/GTJ20140056, ISSN 0149-6115.

Homuth, S., Götz, A. E., Sass, I. (2014): Lithofacies and depth dependency of thermo- and petrophysical rock parameters of the Upper Jurassic geothermal carbonate reservoirs of the Molasse Basin.- Z. Dt. Ges. Geowiss., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, Vol. 165, No. 3, pp. 469-486(18), DOI: 10.1127/1860-1804/2014/0074.

Tagungsbeiträge – Vortrag und Paper

Homuth, S. Götz, A. E., Sass, I. (2015, accepted): Physical Properties of the Geothermal Carbonate Reservoirs of the Molasse Basin, Germany - Outcrop Analogue vs. Reservoir Data.- Proceedings World Geothermal Congress 2015, 19.-25. April 2015, Melbourne, Australia.

Rühaak, W., Pei, L., Homuth, S., Bartels, J., Sass, I. (2015, accepted): Thermo-Hydro-Mechanical-Chemical Coupled Modeling of Geothermal Doublet Systems in Limestones.- Proceedings World Geothermal Congress 2015, 19-25 April 2015, Melbourne, Australia.

Homuth, S. & Sass, I. (2014): Outcrop Analogue vs. Reservoir Data: Characteristics and controlling Factors of Reservoir Properties of the Upper Jurassic geothermal Carbonate Reservoirs of the Molasse Basin, Germany.- Proceedings of the 39th Stanford Geothermal Workshop, Stanford, California, USA.

Homuth, S., Götz, A. E., Sass, I. (2011): Outcrop analogue studies for reservoir characterization of deep geothermal systems in Upper Jurassic limestone formations (South Germany).- International Conference and Exhibition (ICE) 2011, American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Milan, Italy.

Tagungsbeiträge – Vortrag und Abstract

Pei, L., Rühaak, W., Homuth, S., Sass, I. (2014): Messergebnisse bezüglich des thermischen Expansionskoeffizienten von Malmkalken und deren Integration in numerische Modelle.- 3. Treffen zum Wissenschaftstransfer für den weiteren Ausbau der Tiefen Geothermie im Süddeutschen Molassebecken, München.

Homuth, S. & Sass, I. (2013): Facies relation and depth dependency of thermo-physical rock properties of the Upper Jurassic geothermal carbonate reservoirs of the Molasse Basin, Germany.- Proceedings Sedimentary Basins 2013, Jena.

Homuth, S. & Sass, I. (2012): Fazies- und Teufenabhängigkeit geothermischer Reservoirkennwerte des Oberen Jura (Malm). In: Geothermische Vereinigung –

Bundesverband Geothermie e.V. (Hg.): Tagungsband Der Geothermiekongress 2012, Karlsruhe, Germany.

Homuth, S., Götz, A. E., Sass, I. (2012): Facies related thermo-physical characterization of the Upper Jurassic geothermal carbonate reservoirs of the Molasse Basin, Germany.- Geophysical Research Abstracts, Vol. 14, EGU 2012-5504, Wien.

Homuth, S., Götz, A. E., Sass, I. (2011): Outcrop analogue studies for reservoir characterization and prediction of deep geothermal systems in the Molasse Basin, Germany.- Geophysical Research Abstracts, Vol. 13, EGU 2011-999, Wien.

Homuth, S., Götz, A.E., Sass, I. & Török, Á. (2010): Reservoir characterization and prediction of deep geothermal systems integrating outcrop analogue studies.- GeoDarmstadt2010, Darmstadt. SDGG, 68: 251.

Tagungsbeiträge – Poster

Homuth, S., Götz, A. E., Sass, I. (2014): Lithofacies related thermo-physical characterization of the Upper Jurassic geothermal carbonate reservoirs of the Molasse Basin, Germany.- 5th European Geothermal PhD-Day, Darmstadt.

Homuth, S., Götz, A. E., Sass, I. (2012): Thermophysical and facies-related characterization of the Upper Jurassic geothermal carbonate reservoirs of the Molasse Basin, Germany. - Proceedings of the 34th International Geological Congress 2012, Abstract 2225 (CD-ROM, ISBN 978-0-646-57800-2), Brisbane, Australia.

1. Einleitung

Als grundlastfähige und theoretisch überall verfügbare Energiequelle hat die Geothermie, als eine der regenerativen Energieformen, das Potenzial durch zunehmende Nutzung fossile Energieträger wie Kohle, Erdöl und Erdgas z. T. zu ersetzen, den Ausstoß von CO₂ in die Atmosphäre erheblich zu reduzieren und somit zum Klimaschutz beizutragen. Als heimische Energiequelle birgt die Nutzung der Geothermie den weiteren Vorteil von geopolitischer Unabhängigkeit und zwingt gleichzeitig zu einem verantwortungsvollen Umgang mit der Ressource sowie möglichen Technikfolgen, die im Laufe des Erschließungsprozesses potenziell eintreten können.

Das geothermische Potenzial Deutschlands übersteigt den Energieinhalt aller konventionellen fossilen Energieträger um ein Vielfaches und kann durch die Nutzung der Tiefen Geothermie unter Berücksichtigung von Gewinnungs- und Erzeugungsverlusten sowie der limitierenden natürlichen Wärmeproduktion in elektrische und thermische Energie umgewandelt werden. Die Weiterentwicklung und das Wachstum geothermischer Energienutzung hat in Deutschland mit der Aufnahme von geothermischer Stromerzeugung in das Erneuerbare-Energien-Gesetz (EEG), der Einführung und inzwischen mehrfach erfolgten Erhöhung der Einspeisevergütung als auch durch die direkte Förderung durch verschiedene Bundesministerien erhebliche Fortschritte gemacht. Trotz all dieser Maßnahmen besteht weiterhin großer Forschungsbedarf in Grundlagen und Anwendungsbereichen der Reservoirerkundung und -erschließung sowie in der Effizienzsteigerung der Kraftwerkstechniken. Die Nutzung der Tiefen Geothermie zur Stromgewinnung erfolgt über die Förderung großer Mengen heißer Wässer aus natürlich vorhandenen Grundwasserleitern (hydrothermale Systeme) oder künstlich geschaffenen Wasserwegsamkeiten (petrothermale Systeme) in großen Tiefen. Diese Art der Energieerzeugung stellt hohe Anforderungen an die Ergiebigkeit und Permeabilität der tiefen

Heißwasseraquifere und ist daher mit einem schwer kalkulierbaren Fündigkeitsrisiko behaftet. Um das Risiko für neue tiefengeothermische Projekte zu verringern, sind daher umfassende Kenntnisse über den strukturellen Aufbau und die Gesteinseigenschaften des Untergrundes unabdingbar.

Die vorliegende Arbeit soll in diesem Zusammenhang einen Beitrag zum besseren Verständnis und optimierten Erschließungskonzept der geothermischen Karbonatreservoirs im Bereich des süddeutschen Molassebeckens liefern.

1.1 Ausgangssituation und Rahmenbedingungen

In Deutschland befinden sich derzeit (Stand April 2014) 26 geothermische Heizkraftwerke mit einer installierten Wärmeleistung von 241,4 MW in Betrieb, davon werden 7 Kraftwerksanlagen mit kombinierter Stromerzeugung mit einer elektrischen Leistung von insgesamt 31,31 MW betrieben (GtV 2014). Siebzehn weitere tiefengeothermische Kraftwerksprojekte sind bereits in der Erschließungs- und Bauphase, wobei elf hydrothermale Projekte im Bereich des Molassebeckens angesiedelt sind. Zukünftige Planungen umfassen 57 weitere tiefengeothermische Erschließungen, darin enthalten sind wiederum 23 Projekte, die für das Molassebecken geplant sind (Ganz et al. 2013).

Die Potenziale der geothermischen Stromerzeugung in Deutschland wurden durch den Sachstandsbericht des Bundestagsausschusses für Bildung, Forschung und Technikfolgenabschätzung (TAB-Arbeitsbericht Nr. 84, Paschen et al. 2003) dargestellt und in regionalen Detailstudien zielend auf hoffige Reservoirformationen weiter entwickelt. Aktuelle Angaben zu tiefengeothermischen Potenzialen finden sich in Kaltschmitt et al. (2002), Jung et al. (2002), Kabus et al. (2003), Schulz et al. (2007), Jodocy & Stober (2008), Stober & Jodocy (2011), Kohl et al. (2010), Philipp et al. (2010), Bär et al. (2011), Sass & Hoppe (2011) u.a..

Umfangreiche Datensätze zur Temperaturverteilung, seismischen Erkundung, Gebirgspermeabilität und wirtschaftlichen Nutzung des tieferen Untergrundes sind im Geothermischen Informationssystem (Geotis) für Deutschland (Schulz et al. 2007) dargestellt. Wurde ein Gebiet im Rahmen der Kohlenwasserstoffexploration (KW-Expl.) erkundet, existieren in der Regel auch petrophysikalische Datensätze, die meist Informationen zur Dichte, Porosität und Permeabilität von Speicherhorizonten beinhalten. Diese Daten werden üblicherweise im Verlauf der KW-Erkundung an Bohrkernen ermittelt. Der Datenbestand beschränkt sich jedoch meist auf Gesteinsformationen die potenzielle KW-Lagerstätten ausbilden können. Für viele andere hydrothermale Reservoirgesteine ist der Datenbestand im Hinblick auf direkte Untersuchungen an Kernmaterial weiterhin sehr ausbaufähig. Eine geringe Datendichte besteht vor allem bei den thermophysikalischen Kennwerten wie Wärmeleitfähigkeit, Temperaturleitfähigkeit und Wärmekapazität, da diese Eigenschaften nur von untergeordnetem Interesse früherer Explorationstätigkeiten waren.

Die Abschätzung des Potenzials und der Produktivität einer hydrothermalen oder petrothermalen Lagerstätte erfordert jedoch möglichst umfangreiche Kenntnisse der thermophysikalischen, hydraulischen sowie mechanischen Gesteins- und Gebirgskennwerte. Die Ermittlung dieser Reservoirkennwerte ist im Allgemeinen nur durch die Abteufung kosten- und zeitintensiver Explorationsbohrungen möglich. In der Regel kann dabei kein dichtes Raster zur Beprobung ganzer Formationen angelegt werden. Zusätzlich ist es schwierig die Heterogenität verschiedenster Faziesbereiche in seismischen Erkundungen zu erkennen (Chilingarian et al. 1992). Dies trifft im Besonderen auf den Zielhorizont Oberer Jura mit einer Vielzahl geplanter geothermischer Tiefennutzungen im süddeutschen Molassebecken zu. Die im Bereich des südlichen Molassebeckens in etwa 3.500 bis 5.000 m

unter Geländeoberkante (GOK) anstehenden hydrothermalen (Karst-)Grundwasserleiter des Oberen Jura (Malm) sind entsprechend dem allgemeinen Schichteinfallen des Süddeutschen Schichtstufenlandes mit ca. 5° nach Südosten im Bereich der Schwäbischen und Fränkischen Alb an der Oberfläche aufgeschlossen. Mit Kenntnis der Zusammenhänge zwischen der Lithologie und faziellen Entwicklung sowie den dazugehörigen geothermisch relevanten Kennwerten ist es unter Berücksichtigung von Transfermodellen möglich, eine Prognose der Reservoireigenschaften der analogen Gesteinsformationen für die Reservoirtiefe vorzunehmen. Die geothermische Vorerkundung könnte somit kostengünstiger und zeitnah zur Planungsphase vieler tiefengeothermischer Wärme- und Verstromungsprojekte durchgeführt werden. Die Anwendung eines Thermofazieskonzepts (Sass & Götz 2012) für die Zielformationen im Oberen Jura kann hierbei eine entsprechende Grundlage darstellen.

Aufgrund der verstärkten Explorationstätigkeiten und wirtschaftlichen Nutzung des Malmaquifers, vorrangig im südöstlichen Teil des Molassebeckens, sind in jüngster Vergangenheit verschiedene Studien zur Reservoircharakterisierung erfolgt. Daten zu Gesteinskennwerten finden sich bei Clauser & Huenges (1995), Clauser et al. (2002), Koch et al. (2007, 2009). Analysen zur Fazies beruhend auf Dünnschliffanalysen von Bohrklein aus Tiefbohrungen im Molassebecken sind zu finden in Böhm et al. (2010, 2011, 2013), Koch et al. (2010), sowie in Schulz et al. (2012), wo die voran genannten Arbeiten als Eingangsdatensätze zur geothermischen Charakterisierung und numerischen Modellierung der Malmaquifere verwendet wurden. Die hier vorliegende Studie erhebt einen umfangreichen neuen Datensatz basierend auf Analogmaterial aus der Schwäbischen und Fränkischen Alb sowie Bohrkernmaterial aus Forschungsbohrungen als auch Bohrklein aus einer ca. 5 km tiefen geothermischen Erschließungsbohrung, zeigt die Faziesabhängigkeit und stratigraphischen Trends geothermischer Matrixkennwerte auf. Unter Berücksichtigung von Transfermodellen und Validierungstest, welche die Reservoirbedingungen berücksichtigen, sowie Datenerhebungen aus Tiefbohrungen wird die Übertragbarkeit und verbesserte Prognose von Reservoirkennwerten für die Nutzformation Malm abgeleitet.

1.2 Ziele und Vorgehensweise

Im Rahmen dieser Studie wurden die folgenden Arbeitsziele definiert:

- Aufbau einer Datenbank (Kap. 6) von geothermischen Gesteinskennwerten (Wärmeleitfähigkeit, Temperaturleitfähigkeit, spezifische Wärmekapazität, Gesteinspermeabilität, Porosität, Dichte und untergeordnet einaxiale Druckfestigkeit) für die tiefengeothermisch relevanten Faziesbereiche der Zielformation Malm.
- Geologische und geothermische Beschreibung (Kap. 4 und 5) der unterschiedlichen Faziesräume unter Berücksichtigung entscheidender geologischer Einflussfaktoren (z. B. sedimentologische und diagenetische Fazies, Korngröße, Modalbestand, Mächtigkeit, vertikale und laterale Verzahnung der Fazies- bzw. Reservoireinheiten, Störungssysteme, Verkarstung, rezentes Spannungsfeld) auf das tiefengeothermische Potenzial einzelner Faziesbereiche mit Angabe von übergeordneten Trends (Kap. 7).
- Analyse der Teufen- und Temperaturabhängigkeit der ermittelten Kennwerte an Probenmaterial aus Analogen und reservoirerschließenden Tiefbohrungen sowie Validierung dieser Kennwerte mittels temperaturabhängiger Kalorimetrie,

Wärmeleitfähigkeitsmessung und ergänzender Simulation der Druck- und Temperaturbedingungen in einer Thermo-Triax-Versuchsanlage zur Prüfung der angesetzten Transfermodelle und Ableitung eigener Korrekturfunktionen (Kap. 8).

- Ermittlung statistisch abgesicherter gesteinsbezogener Kennwerte zur aussagekräftigen Prognose von Reservoirkennwerten (Mittelwert, Median, Standardabweichung, Minimal- und Maximalwert, Schwankungsbreiten, etc.) (Kap. 7 und Anhang 13.2).
- Bereitstellung von Datenblättern (Anhang 13.1) für alle geothermisch relevanten Faziesräume und Ausarbeitung eines detaillierten Thermofaziesmodells (Kap. 9) für den Oberen Jura im Untersuchungsgebiet.
- Empfehlungen für eine geothermische Explorations- und Erschließungsstrategie (Kap. 9).

Um eine auch statistischen Ansprüchen genügende Datengrundlage thermophysikalischer und hydraulischer Gesteinskennwerte zu erarbeiten, wurde in mehreren Feldkampagnen eine umfangreiche Aufschlussanalogstudie des Oberen Jura durchgeführt. Insgesamt wurden 18 Aufschlusslokationen sowie flache und tiefe Forschungsbohrungen, die den Oberen Jura erschließen untersucht. Hierbei konnten über 350 Gesteinsproben sowie zahlreiche Dünnschliffe analysiert werden. Nach sedimentologischer Einordnung wurden die Gesteinsproben entsprechend ihres Faziesbereiches klassifiziert. An jeder Probe konnten 3 bis 10 Einzelmessungen geothermisch relevanter Gesteinskennwerte vorgenommen werden, so dass in der erstellten Datenbank bis zu 1150 Messungen verschiedenster Gesteinskennwerte abgelegt werden konnten. Diese Datenbank stellt die Grundlage für die thermofazielle Klassifizierung und statistische Auswertung einzelner Faziesbereiche der Aufschlussanalogstudie dar. Die unter Laborbedingungen ermittelten Gesteinskennwerte werden anschließend unter Anwendung von Transfermodellen auf Reservoirbedingungen umgerechnet. Die hierbei z. T. getroffenen Annahmen konnten mittels Hochdruck-/Hochtemperatur-Experimenten in einer Thermo-Triaxial-Zelle sowie temperaturabhängigen Wärmeleitfähigkeits- und Wärmekapazitätsmessungen bestätigt und quantifiziert werden. Weiterhin erfolgte ein Abgleich an Gesteinsmaterial aus Tiefbohrungen, die im Wesentlichen die berechneten Reservoirkennwerte bestätigten.

2. Grundlagen der Tiefen Geothermie

Die in diesem und nachfolgenden Kapiteln beschriebenen Grundlagen für die Erkundung, Klassifikation und Nutzung eines tiefengeothermischen Systems sowie die dazu relevanten geothermischen, thermophysikalischen und hydraulischen Eigenschaften sind angelehnt an die Begriffsdefinitionen, die bei Buntebarth (1989), Kaltschmitt et al. (2003), Dickson & Fanelli (2003), DiPippo (2008), Bundschuh & Suarez Arriaga (2010), Huenges (2010), Stober & Bucher (2012) und im VBI Leitfaden Tiefe Geothermie (2013), u. v. m. beschrieben sind.

Geothermische Energie ist definiert als die in Form von Wärme gespeicherte, natürlich vorhandene Energie unterhalb der Oberfläche der festen Erde (VDI-Richtlinie 4640).

Ca. 70 % der geothermischen Energie ist auf radioaktiven Zerfall von Uran-, Thorium- und Kaliumisotopen in der Erdkruste zurückzuführen (Kaltschmitt et al. 2003). Die verbleibenden ca. 30 % entstammen der Gravitationswärme aus der Entstehungsphase der Erde vor ca. 4,5 Mrd. Jahren. Im Bereich kontinentaler Kruste steigt die Temperatur mit der Tiefe im Mittel um 3 K pro 100 m an. Diese Temperaturzunahme pro Teufenabschnitt resultierend aus dem natürlichen Wärmestrom aus dem Erdinneren an die Erdoberfläche und wird als Temperaturgradient bzw. geothermischer Gradient bezeichnet und in K/m angegeben.

Grundsätzlich wird bei der Nutzungsart zwischen Oberflächennaher und Tiefer Geothermie unterschieden. Im Falle der Oberflächennahen Geothermie wird die geothermische Energie dem oberflächennahen Bereich der Erde (meistens bis 100 m, max. bis 400 m Tiefe) in einem Temperaturbereich von 7 – 20 °C z. B. mit Erdwärmekollektoren, Erdwärmesonden, Grundwasserbohrungen, Wärmerohre (Heat-Pipes) beispielsweise mit CO₂ als Wärmeträgermedium oder Energiepfählen entzogen (VDI-Richtlinie 4640). Eine energetische Nutzung zur Heizwärme- und Warmwassergewinnung im Kleinst- bis mittelgroßen Industriemaßstab kann hier nur mit Wärmepumpen erfolgen (Kaltschmitt et al. 2003). Die Tiefe Geothermie beginnt per Definition bei einer Tiefe von mehr als 400 m und einer Temperatur über 25 °C (Stober et al. 2011). Der aktuellen Forschung und Entwicklung folgend ist mittlerweile der Tiefenbereich von 400 – 1500 m der mitteltiefen Geothermie zugeordnet (Homuth et al. 2013). Der oberflächennahe und mitteltiefe Bereich wird ebenfalls zur Wärmespeicherung genutzt. Im Allgemeinen ist es üblich, von Tiefer Geothermie im Sinne einer Stromerzeugung und/oder Heizwärmegewinnung erst bei Tiefen von über 1.000 m und bei Temperaturen von mehr als 80 °C zu sprechen. Die Übergänge zwischen den einzelnen Systemen sind jedoch fließend.

Typisch für Projekte der Tiefen Geothermie ist, dass sich während der Planung und Ausführung die Randbedingungen für die Primärenergieerzeugung (Wärme, Strom) verändern können, im Gegensatz zu Projekten in der klassischen Energiewirtschaft. Mit zunehmendem Bohrfortschritt werden Größe und Genauigkeit der Reservoirkennwerte präzisiert. Dies kann direkte Auswirkungen auf die Bohrfadplanung und Auslegung der Obertage-Anlage und damit auf die Wirtschaftlichkeit des Gesamtprojektes haben. Daher müssen zu verschiedenen Projektzeitständen Abschätzungen der Primärenergiebereitstellung und somit der Wirtschaftlichkeit vorgenommen und auf deren Grundlage ggf. neu beurteilt werden.

2.1 Klassifikation geothermischer Systeme

Ein übergeordnetes Kriterium zur Klassifikation geothermischer Ressourcen ist die Enthalpie des im Reservoir gespeicherten Wärmeträgerfluids. Die Enthalpie beschreibt den thermischen Energieinhalt der Fluide sowie die über die Druckverhältnisse gespeicherte Volumenarbeit und ist demnach abhängig von den Temperatur- und Druckbedingungen im

Reservoir. Anhand der Reservoirtemperatur kann eine Unterteilung in Niedrig-, Mittel- und Hochenthalpieressourcen (Muffler 1979, Hochstein 1990, Benderitter & Cormy 1990, Nicholson 1993, Axelsson & Gunnlaugson 2000) vorgenommen werden. Die Definition von maßgebenden Eigenschaftsgrenzen zwischen den einzelnen Klassifikationen ist je nach Autor unterschiedlich. Prinzipiell werden Hochenthalpiesysteme ab Temperaturen von mehr als 150 °C in Tiefen von weniger als 3 km definiert, während Reservoirs mit Temperaturen von 90 bis 150 °C zu den Niedrig- bis Mittelenthalpiesystemen gerechnet werden. In Deutschland kommen nach dieser Einteilung ausschließlich Niedrig- bis Mittelenthalpiesysteme und keine Hochenthalpiesysteme, die im Allgemeinen an plattentektonisch bzw. vulkanisch aktive Gebiete gebunden sind, vor.

Tab. 2.1: Übersicht zu Klassifikationen für geothermische Systeme basierend auf dem Parameter Temperatur.

System	Muffler (1979)	Hochstein (1990)	Benderitter & Cormy (1990)	Hänel et al. (1988 & 2002)
Niedrigenthalpie	< 90 °C	< 125 °C	< 100 °C	<150 °C
Mittelenthalpie	90-150 °C	125-225 °C	100-200 °C	-
Hochenthalpie	>150 °C	>225 °C	> 200°C	>150 °C

In den Hoch- bis Niedrigenthalpieregionen ist das geothermale Fluid Wasser, in flüssiger oder gasförmiger Phase, abhängig von den Temperatur- und Druckverhältnissen. Meist ist das Wasser angereichert mit Inhaltsstoffen und Gasen (CO₂, H₂S, u.a.) (Giroud 2008). In Gebieten mit erhöhten Temperaturgradienten, insbesondere in Hochenthalphiesystemen, unterliegt das Fluid meist der Konvektion, d. h. im zentralen Teil eines derartigen Systems steigt es aufgrund seiner geringeren Dichte auf, in randlichen Bereichen kühlt das Fluid ab und beginnt abzustiegen. Häufig wird zwischen flüssigkeitsdominierten und gasdominierten geothermischen Systemen unterschieden. In den flüssigkeitsdominierten Systemen ist Wasser die Druck-kontrollierende Fluidphase, obwohl auch hier Gasanteile vorhanden sein können. Die Temperatur dieser am häufigsten vorkommenden geothermischen Systeme liegt meist zwischen 125 und 225 °C. In Abhängigkeit von den jeweiligen Druck- und Temperaturbedingungen produzieren diese Systeme heißes Wasser, eine Mischung aus Wasser und Dampf, nassem Dampf oder trockenem Dampf. In gasdominierten Systemen existiert Wasser und Gas häufig parallel, mit Gas als Kontinuum und Druck-kontrollierender Phase. Diese Art von geothermischen Systemen (z. B. Laderello, Geysers) ist nicht so weit verbreitet wie flüssigkeitsdominierte Systeme und ausschließlich in Hochenthalpiesystemen zu finden. Ein solches Reservoirsystem produziert trockenen Heißdampf, d. h. Dampf mit Temperaturen, die deutlich über dem Kondensationspunkt liegen und meist auch kostengünstig direkt auf eine Kraftwerksturbine zur Stromerzeugung geleitet werden können. Nach Moeck & Beardsmore (2014) können geothermische Systeme (Geothermal Play Types) aber auch hinsichtlich ihres dominierenden Wärmetransportmechanismus klassifiziert werden (Abb. 2.1). Es dominiert entweder Konvektion, die zu einer Wärmeakkumulation führt oder Konduktion, die in einer entsprechenden räumlichen Wärmeverteilung resultiert. Welcher der beiden Wärmeübertragsmechanismen dominiert, hängt hauptsächlich von der Art der Wärmequelle und der Permeabilitätsverteilung des Reservoirsystems ab (Bogie et al. 2005, Lawless et al. 1995). Hierbei sind die Wärmetransportmechanismen Konduktion und Konvektion als Endglieder des Wärmetransportkontinuums zu verstehen, d. h. lokale konduktive Intervalle können in einem konvektiv bestimmten System vorkommen, während kleinere Konvektionszellen auch in einem ansonsten konduktiv beherrschten System

existieren können. So kann zum Beispiel lokal gravitations- oder salinitätsgetriebene Konvektion in einem geschlossenen Aquifer in einem ansonsten konduktiv beherrschtem Gesamtsystem auftreten.

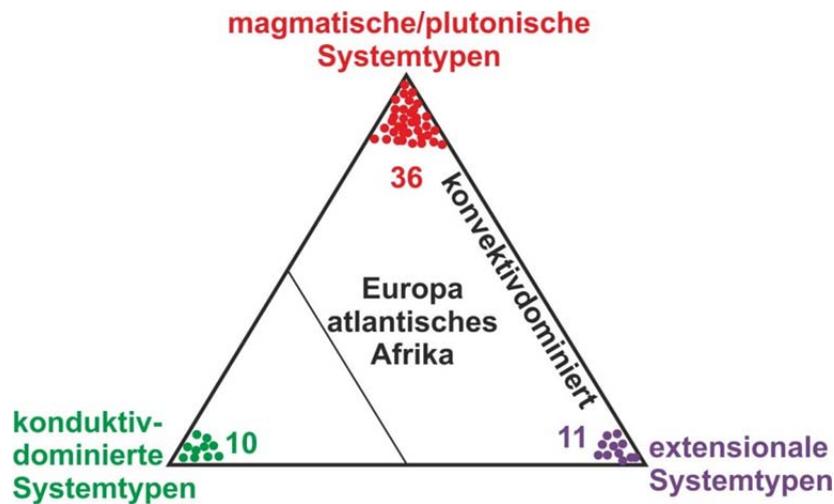


Abb. 2.1: 187 geothermische Systeme sind weltweit entwickelt, davon 57 im europäisch/afrikanisch-atlantischen Raum (Abb 2.3). Die entwickelten geothermischen Systeme des süddeutschen Molassebeckens sind hier im Bereich der konduktivdominierten Systemtypen zu finden (verändert, Moeck & Beardsmore 2014).

Entsprechend der Art der Wärmequelle und des tektonischen Settings können konvektiv dominierte Reservoirtypen in magmatische, plutonische und Störungs-kontrollierte Systeme gruppiert werden (Moeck & Beardsmore 2014). Diese Systeme werden häufig auch als aktive geothermische Systeme bezeichnet (Gianelli & Grassi 2001). Sie beinhalten alle bekannten flachen Hochtemperaturreservoirs (über 200 °C) bis zu einer Tiefe von 3.000 m und liegen ausnahmslos in angrenzenden tektonischen Plattenrändern oder aktiven tektonischen Regionen (Nukman & Moeck 2013), aktivem Vulkanismus (Bogie et al. 2005), jungen Plutonen (jünger als 3 Ma) oder auch in extensionalen Regionen sich ausdünnender Kruste mit damit verbundenen erhöhtem Wärmefluss (Faulds et al. 2009, Faulds et al. 2010).

Volcanic type	Intrusion type	Extensional domain type
<i>Java</i>	<i>Larderello</i>	<i>Basin and Range</i>
Magmatic arcs Mid oceanic ridges hot spots	Young orogens Post-orogenic phase	Metamorphic core complexes Back-arc extension Pull-apart basins Intracontinental rifts
Magma chamber Active volcanism	young intrusion+extension recent plutonism	thinned crust ->elevated heatflow recent extensional domains
-	+	+
+	-	-

Abb. 2.2: Klassifizierung konvektiv dominierter geothermischer Systeme (Moeck 2013).

In konvektiv dominierten Systemen (Abb. 2.2) wird Wärme effizient aus größerer Tiefe in flachere Reservoirs oder gar an die Geländeoberfläche über permeable Fluidwegsamkeiten transportiert. Hochpermeable und lateral weit ausgeprägte Formationen dienen hierbei als Primärreservoir. Günstige tektonische Rahmenbedingungen für konvektiv kontrollierte Systeme finden sich in (1) magmatischen Inselbögen über Subduktionszonen konvergierender Plattenränder (z. B. indonesischer Sunda Inselbogen oder philippinisch-

japanischer Inselbogen), (2) divergierende Plattenränder in marinen (z. B. mittelatlantischer Rücken) oder interkontinentalen Bedingungen (ostafrikanisches Riftsystem), (3) tektonischen Blattverschiebungen mit angeschlossenen Störungssystem (z. B. San-Andreas-Störung in Kalifornien oder Alpenstörungssystem in Neuseeland) und Intraplattenvulkanismus hervorgerufen durch Hot Spot Magmatismus (z. B. Hawaii).

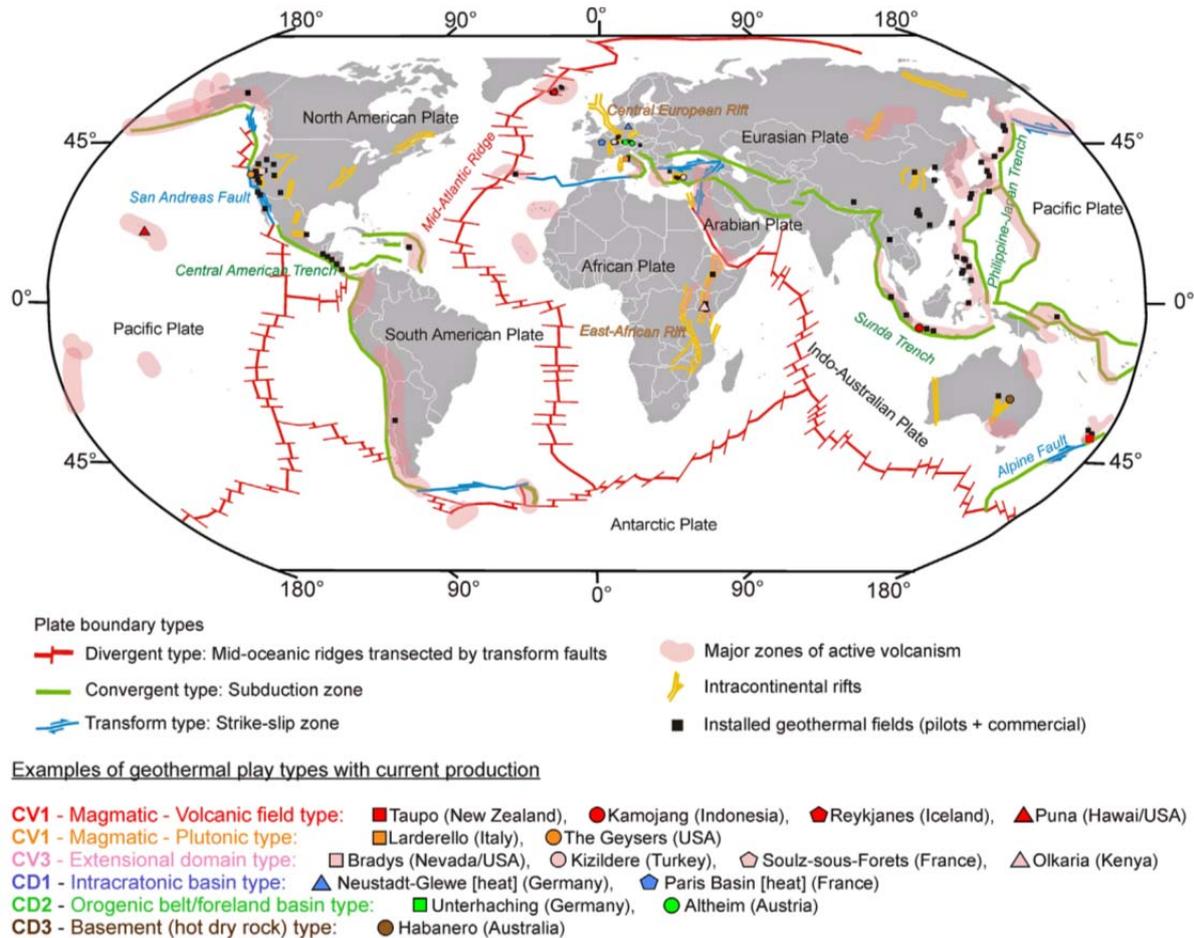


Abb. 2.3: Weltweit erschlossene geothermale Ressourcen mit ihrer plattentektonischen Lage zur Klassifizierung ihrer geothermischen Systeme; CV: Konvektionsdominiertes System, CD: Konduktionsdominiertes System (Moeck 2014).

Auf Grundlage der permeabilitätskontrollierenden lithofaziellen und tektonischen Eigenschaften wird in konduktionsdominierten Systemen zwischen Intraplattenbecken, Vorlandbecken mit angebundenem Gebirgszug sowie kristallinem Grundgebirge unterschieden (Abb. 2.4).

Konduktionsdominierte Systeme umfassen alle Reservoirtypen, die keine schnell konvektiven Fluidströme oder kurzzeitig veränderbare Fluidynamiken zulassen und werden häufig auch als passive geothermische Systeme bezeichnet. Diese System sind mit passiven Plattenrändern assoziiert, wo typischerweise keine signifikanten tektonischen und vulkanischen Aktivitäten zu verzeichnen sind. Unter diesen geologischen Bedingungen steigt die Untergrundtemperatur stetig, wenn auch nicht zwingend linear, mit der Tiefe an. Konduktivdominierte Systeme haben wirtschaftlich interessante Temperaturbereiche (über 120 °C) üblicherweise in größerer Tiefe als konvektivdominierte Systeme. Die wirtschaftliche Erschließung eines solchen Reservoirtyps hängt demnach im Wesentlichen vom geothermischen Gradienten ab. Gradienten die über dem globalen Durchschnitt liegen, finden sich in Regionen mit erhöhtem Wärmefluss (z. B. bedingt durch Anreicherung von

wärmeproduzierenden radioaktiven Elementen in der Erdkruste) oder dort wo überlagernde Formationen eine thermische Isolation des Reservoirs bewirken (Beardmore & Cull 2001). Konduktionsdominierte Systeme können gemäß der natürlichen Porositäts-Permeabilitätsbeziehung des potenziellen Reservoirgesteins und des sich daraus ggf. ergebenden Fluidangebot weiter untergliedert werden. Typische tektonische Rahmenbedingungen für ein konduktivbestimmtes System sind (1) extensionale, divergierende Ränder und Graben oder Subsidenzbecken (z. B. Norddeutsches Becken oder Otway Becken in Australien), (2) Vorlandbecken mit angrenzendem Gebirgszug (z. B. Molassebecken oder westkanadisches Sedimentbecken östlich der Rocky Mountains), (3) kristallines Grundgebirge unter thermisch isolierend wirkender Sedimentüberlagerung (z. B. Big Lake Suite Granodiorit unterhalb des Cooper Beckens in Australien).

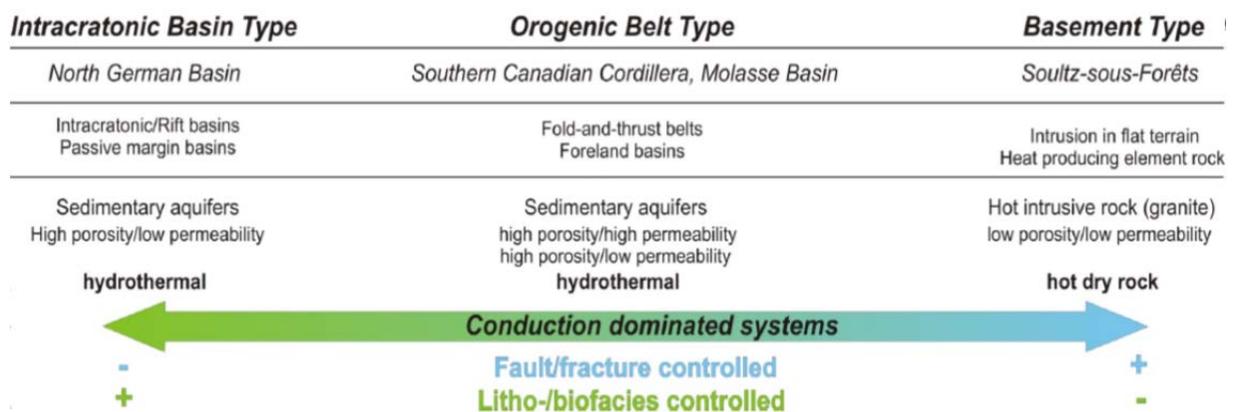


Abb. 2.4: Klassifizierung konduktivdominierter geothermischer Systeme (Moeck 2013).

Der Vorlandbeckentyp, zu welchem auch das süddeutsche Molassebecken zu rechnen ist, beinhaltet ein sedimentäres Reservoir mit angrenzendem Gebirgsgürtel (Abb. 2.5). Die sedimentären Einheiten des Vorlandbeckens sind durch signifikante Subsidenz (bis zu mehreren Kilometern) zum einen bedingt durch die Auflast des Orogens bzw. Verdickung der Kruste und zum anderen durch die gleichzeitig stattfindende Erosion des Gebirges und Ablagerung der Erosionsprodukte im Beckenbereich beeinflusst. Hieraus resultiert ein Absenken des Beckenbereiches mit lokalen Extensionsgebieten und Abschiebungen in einem überregional gesehenen kompressiven plattentektonischen Regime (Cacace et al. 2013).

Die keilartige Form des Vorlandbeckens resultiert in einer progressiven Vertiefung potentieller Aquifere in Richtung des Orogens bei gleichzeitiger Zunahme der Temperatur mit steigender Versenkungstiefe. Störungen und Riffkomplexe mit initial höherer Permeabilität stellen hierbei die primären Explorationsziele im Molassebecken dar.

Konduktivdominierte geothermische Gradienten variieren von 15-20 °C/km unter hohen Gebirgszügen bis zu 30-50 °C/km unter tiefreichenden Gebirgstälern (Craw et al. 2005, Grasby & Hutcheon 2001).

Konduktionsdominierte Systeme mit geringer Reservoirpermeabilität wie zum Beispiel dichte Sandsteine, Karbonate oder kristalline Gesteine können in der Regel nur mittels Stimulationsmaßnahmen (ingenieurtechnisch verbesserte Systeme, EGS) erschlossen werden. Durch die Anwendung von Stimulationsmaßnahmen (hydraulisch, chemisch, thermische Stimulation) können die zunächst nicht wirtschaftlichen Reservoirbedingungen (Gesteine mit geringer Transmissivität und Speicherkapazität) so weit verbessert werden,

dass eine wirtschaftliche Nutzung des Systems ermöglicht wird. Hierbei kommt der Beurteilung des rezenten Spannungsfeldes eine wichtige Bedeutung zu, da eine erfolgreiche Planung und Durchführung von großmaßstäblichen hydraulischen Stimulationsmaßnahmen detaillierte Kenntnisse des Spannungsgefüges und der petrophysikalischen Gesteinseigenschaften voraussetzen (Moeck 2012, Moeck & Backers 2011).

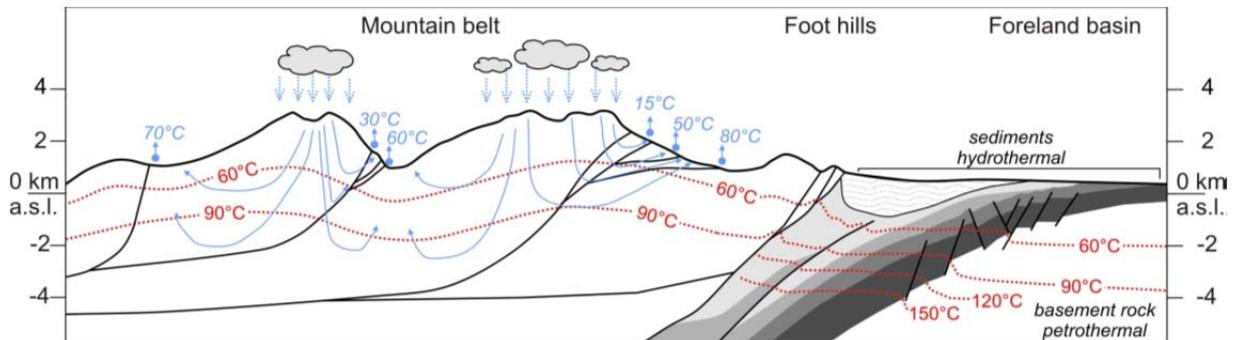


Abb. 2.5: Schematisches Modell eines Gebirgszuges mit Vorlandbecken und typischer konduktiv bestimmter Wärmeverteilung (rote Isothermen), Grundwasserfließrichtungen (blaue Pfeile) und entsprechende Quell-/Fördertemperaturen. Die tieferliegenden Bereiche des sedimentären Vorlandbeckens stellen potenzielle geothermische Explorationsziele dar (Moeck 2013).

Störungen in einem konduktiv beherrschten System sind nicht notwendigerweise wasserwegsam und können auch eine abdichtende Wirkung haben, die zu einer Begrenzung oder Unterteilung des Reservoirs führt. Das geothermische Reservoir stellt in der Regel ein Konvolut aus Ablagerungsprozessen, Diagenese und tektonischen Einflüssen dar, wobei festzustellen ist welcher Prozess vorherrschend die heutige Reservoirqualität bestimmt. Die Erfassung des Störungs-/Trennflächenmusters, der Lithofazies, Diagenese inklusive Alterationcharakteristiken sollte somit das primäre Ziel einer Exploration von geothermischen Reservoirtypen sein.

Neben der Temperatur sollte zusätzlich die natürliche Durchlässigkeit bei der Klassifikation von geothermischen Ressourcen mit einbezogen werden. Die in Abbildung 2.6 dargestellte Unterteilung in geothermische Systeme in Abhängigkeit von der Untergrundtemperatur und hydraulischen Durchlässigkeit (Gebirgspermeabilität) zeigt entsprechende technische Nutzungsarten der geothermischen Energie an. Diese Betrachtung ist darüberhinausgehend sinnvoll, da neben verschiedenen Techniken zur Energiegewinnung die Betrachtung von unterschiedlichen Eigenschaften des Reservoirgesteins für die Charakterisierung der Systeme erforderlich ist (PK Tiefe Geothermie 2007).

Bei der Nutzung von tiefergeothermischer Energie wird prinzipiell unterschieden, ob ein Wärmetransportmedium bereits im Untergrund vorhanden ist, oder künstlich eingebracht werden muss. Hydrothermale Geothermie nutzt Heißwasservorkommen aus in der Regel sedimentären oder vulkanischen Reservoirgesteinen mit ausreichend hoher natürlicher Permeabilität. Werden natürliche Heißwasservorkommen permeabler Störungszonen erschlossen, spricht man von störungsbezogener Nutzung. Bei petrothermaler Nutzung (auch als Enhanced oder Engineered Geothermal System (EGS) bezeichnet; Huenges 2010) wird in heißen, gering durchlässigen Gesteinen über Wassereinpresseung durch Bohrungen ein unterirdischer Wärmetauscher über die Schaffung künstlicher und die Aufweitung bestehender Rissysteme hergestellt.

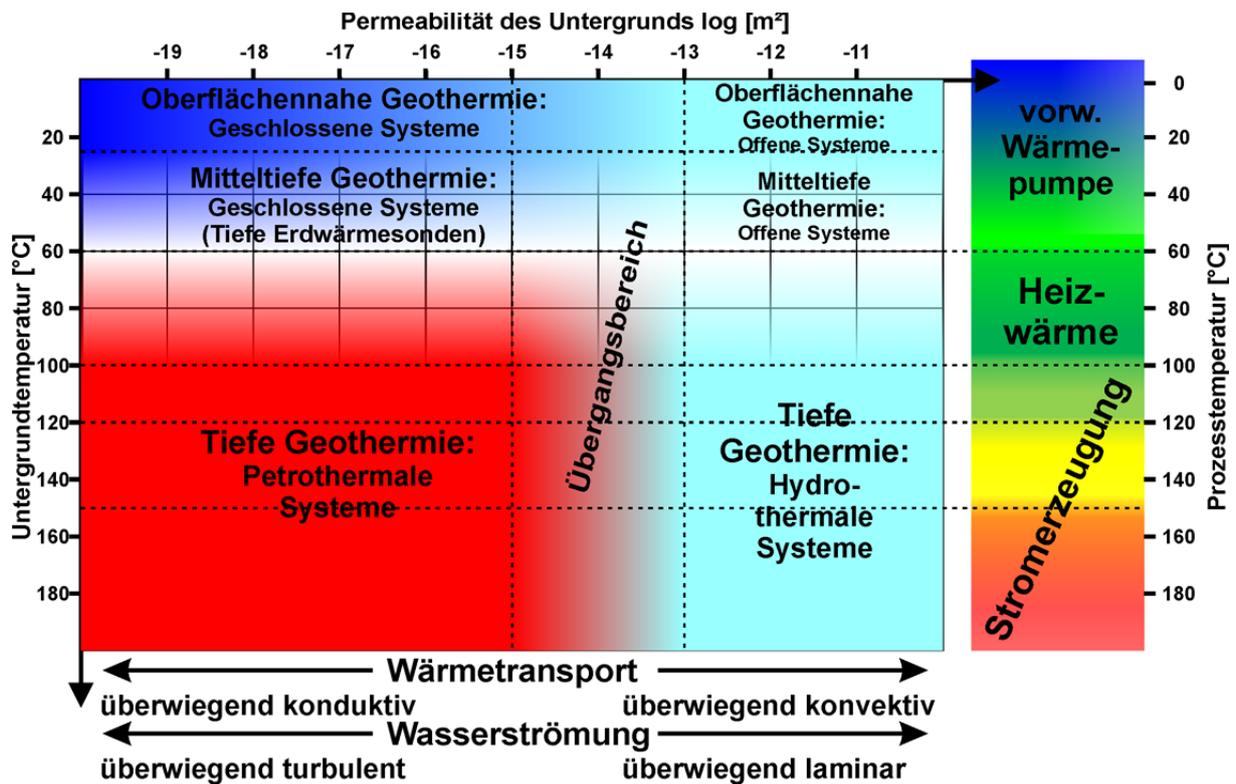


Abb. 2.6: Definition von hydro- und petrothermalen System gemäß geologisch-thermophysikalischer Gegebenheiten (verändert, Bär 2011).

Nach Abb. 2.6 und 2.7 wird unterschieden in:

- Petrothermale Systeme: Gesteine mit ausreichend hoher Temperatur für geothermische Stromerzeugung und Warmegewinnung, deren Durchlässigkeit technisch erhöht werden muss um ausreichende Förderraten zu erzielen.
- Hydrothermale Systeme: Gesteine mit ausreichend hohen Temperaturen und natürlichen Durchlässigkeiten um die für die geothermische Stromerzeugung und Warmegewinnung nötigen Förderraten zu erreichen.

Häufig werden auch in hydrothermalen Systemen Stimulationstechniken wie z. B. hydraulische (Wasserfrac) oder chemische Stimulationen (Säuerung) in Abhängigkeit vom Reservoirgestein zur Erhöhung der Thermalwasserproduktion durchgeführt. Werden diese Techniken angewandt, spricht man in diesem Fall ebenfalls von Engineered Geothermal Systems (EGS) aufgrund der durch technische Maßnahmen künstlich erhöhten Gebirgspermeabilität des hydrothermalen Systems.

Grundsätzlich kann die Erschließung tiefer geothermischer Ressourcen über offene oder geschlossene Systeme erfolgen. Bei offenen Systemen wird, wie oben beschrieben, in großen Tiefen natürlich vorhandenes Thermalwasser (hydrothermale Systeme) oder künstlich eingebrachtes und im Untergrund erhitztes Wasser (petrothermale Systeme) gefördert und dient sowohl der Stromerzeugung als auch der direkten Beheizung von Gebäuden mittels Nah- oder Fernwärmenetzen. Bei geschlossenen Systemen wird die Wärme über tiefe Erdwärmesonden (Kap. 2.1.3) rein konduktiv entzogen und es findet kein stofflicher Austausch mit dem Gebirge statt. Die Nutzung erfolgt hier in der Regel mit Wärmepumpen und dient ausschließlich der Warmegewinnung.

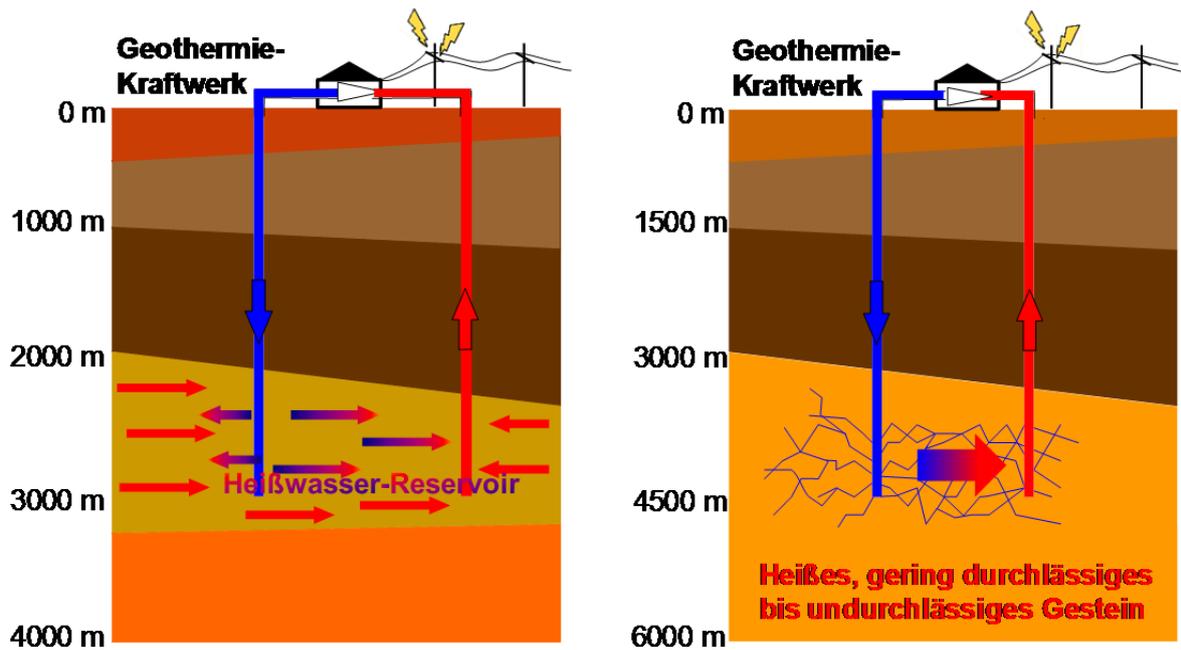


Abb. 2.7: Prinzipskizze eines hydrothermalen (links) und petrothermalen Systems (rechts) (Sass & Hoppe 2011).

2.1.1 Hydrothermale Systeme

Hydrothermale Systeme mit niedriger Enthalpie nutzen überwiegend das im Untergrund in Grundwasserleitern vorhandene heiße Wasser (Abb. 2.7). Die Nutzung erfolgt meist indirekt, in der Regel über Wärmetauscher, in Einzelfällen auch mittels Wärmepumpen. Das thermale Wasser kann zur Speisung von Niedertemperaturnah- oder fernwärmenetzen genutzt werden oder aber direkt für balneologische Zwecke, in der Industrie für Heiz- oder Trocknungszwecke sowie in der Landwirtschaft zur Heizung von Gewächshäusern.

Die gängigste Nutzungsart von hydrothermalen Systemen ist die Dublette. Hierbei muss ein möglichst ergiebiges, wasserführendes Reservoir meist in größerer Tiefe, und damit in einem Bereich vergleichsweise hoher Temperatur, vorkommen. Da mit zunehmender Tiefe auch der Überlagerungsdruck des Gesteins zunimmt und die für die Reservoirnutzung wichtige Permeabilität resultierend aus Klüftigkeit, Porosität und ggf. Verkarstung im Allgemeinen abnimmt, sind solche geologischen Voraussetzungen nicht überall gegeben. Entscheidend für einen wirtschaftlichen Betrieb hydrothermalen Systeme ist neben der Temperatur des Aquifers die zu erzielende Förderrate, die aus Wirtschaftlichkeitsgründen oft über 100 m³/h liegen sollte. Um eine langfristige Nutzung zu gewährleisten, sollten die Nutzungshorizonte möglichst mächtig und lateral weit ausgedehnt sein. Die Erschließung von hydrothermalen Systemen birgt daher ein grundsätzliches Fündigkeitsrisiko. Während eine bestimmte Temperatur meist bei entsprechender Bohrtiefe erreichbar ist, schränkt die zweite Bedingung wegen ggf. zu niedriger Gebirgspermeabilität und damit zu geringer Thermalwasserproduktion die Zahl möglicher Standort erheblich ein. Als aussichtsreich für hydrothermale Erschließungen gelten in Deutschland Gebiete des Norddeutschen Beckens und des Süddeutschen Molassebeckens sowie der Oberrheingraben Südwestdeutschlands (Abb. 2.8). Einen geeigneten Temperaturbereich sowie vergleichsweise hohe Gebirgspermeabilität in Verbindung mit einer hohen Mächtigkeit und große laterale

Ausdehnung erreichen im süddeutschen Molassebecken die Karbonate des Oberen Jura (Malm) je nach struktureller Position in Tiefen von minimal 2.800 und maximal 5.600 m.

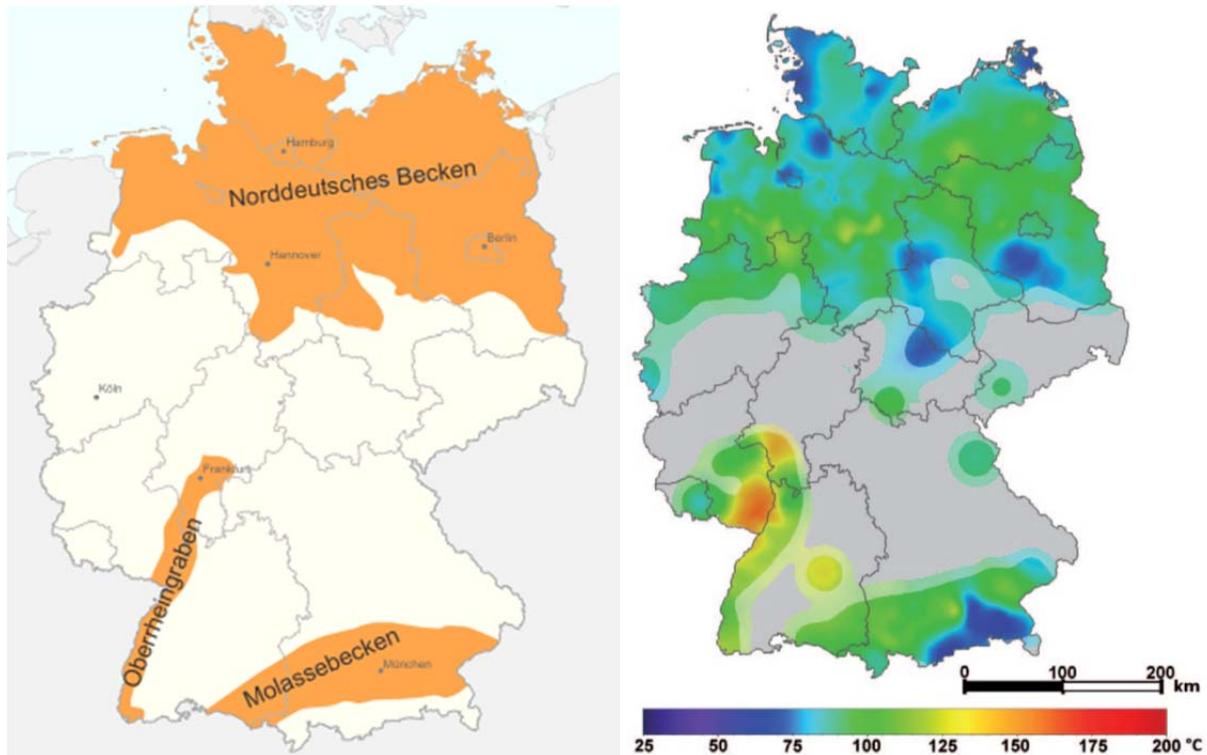


Abb. 2.8: links: hydrothermale Provinzen Deutschlands; rechts: Untergrundtemperatur in 2.500 m Tiefe für die Bereiche potenziell erschließbarer hydrothermalen Systeme im Norddeutschen Becken, Oberrheingraben und Süddeutschen Molassebecken (verändert, Agemar et al. 2014).

In einem hydrothermalen Kreislauf wird das heiße Wasser über eine Förderbohrung an die Oberfläche gebracht. Dort gibt es den wesentlichen Teil seiner Wärmeenergie über einen Wärmetauscher an einen sekundären Kraftwerkskreislauf ab (Abb. 2.9). Dieser dient zur Stromerzeugung und/oder Wärmenutzung. In der Regel kann das Thermalwasser auf Temperaturen zwischen 55°C und 80°C abgekühlt werden. Gibt es entsprechende Abnehmer z.B. ein Fernwärmenetz oder industrielle Wärmeabnehmer kann das Temperaturniveau des Rücklaufes weiter gesenkt werden. Das ausgekühlte Thermalwasser wird danach über eine zweite Bohrung (Injektionsbohrung) wieder in den Untergrund verpresst. Die Reinjektion hat mehrere Gründe. Da bei einer hydrothermalen Nutzung sehr große Wassermengen gefördert werden müssen, ist es zwangsläufig notwendig, im Sinne eines ausgeglichenen Wasserhaushaltes die entnommenen Fluidmengen wieder dem tiefen Grundwasserleiter rückzuführen. Zum anderen ergibt sich die Wiedereinleitung des abgekühlten Wassers aus wirtschaftlichen Gründen, da Tiefenwässer häufig eine hohe Mineralisation als auch hohe Gasgehalte besitzen. Aus umwelt- und entsorgungstechnischen Gründen ist es daher zweckmäßig, diese Wässer wieder ihrem Herkunftsort zuzuleiten. Bei vergleichsweise flachen Reservoirs (1 - 2 km Tiefe) ist die Injektion von Thermalwasser für die Vermeidung von Subsidenz Voraussetzung, da bei entsprechend hoher Volumenentnahme von Reservoirfluiden und/oder hohem Anteil von gelösten Stoffen im Thermalwasser sowie einer gleichzeitig nicht stattfindenden Reinjektion sich Hohlräume im Reservoir über großräumige Setzungen bis an die Geländeoberfläche abbilden können (z. B. Wairakei, NZ).

Hydrothermale Geothermie

Die hydrothermale Geothermie nutzt vorhandenes heißes Thermalwasser (ca. 100-150 °C) in 2.000-4.000 Metern Tiefe zur Strom- und Wärmeabgewinnung.

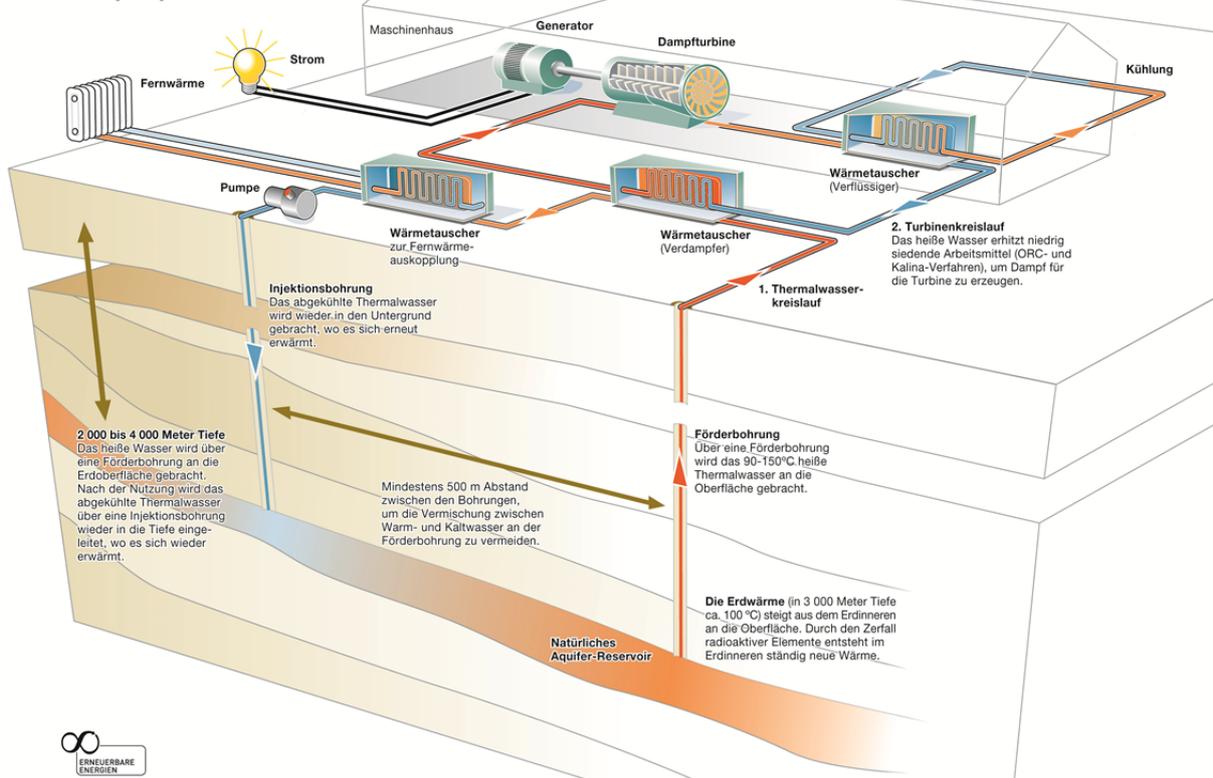


Abb. 2.9: Schema einer hydrothermalen Dublette und oberirdige Kraftwerkskomponenten (Agentur für Erneuerbare Energien 2014).

Das geförderte und nach der Abkühlung wieder injizierte Wasser zirkuliert oberirdig in einem geschlossenen Kreislauf, der bei hochkonzentrierten Thermalwässern unter Druck gehalten werden muss. Wenn die hoch mineralisierten Wässer offen an die Erdoberfläche gepumpt würden, sind sie durch die Druckentlastung und/oder Temperaturenniedrigung bezüglich bestimmter Minerale übersättigt und Ausfällungen aus dem hoch mineralisierten und gasreichen Wasser sind zu erwarten. In einigen Fällen wird zur Vermeidung von Ausfällungen die Zugabe von Salzsäure oder Inhibitoren zur Pufferung oder Vermeidung von Ausfällungen praktiziert.

Bei entsprechender Steigerung der Leistung eines geothermischen Kraftwerkes muss auch die Bohrungsanzahl zunehmen, da die auf Endteufe erzielbaren Bohrungsdurchmesser die Entnahmemöglichkeiten begrenzen und ein größerer Bereich des Reservoirs erschlossen werden muss. So ist es beispielsweise auch möglich über 2 oder mehr Bohrungen zu fördern und über eine Bohrung zu verpressen (oder umgekehrt).

Prinzipiell ist ab ca. 80°C eine Verstromung mittels binärer Kraftwerksprozesse, wie dem Organic Rankine Cycle (ORC) (Abb. 2.10) oder Kalina-Prozess möglich, jedoch erst, abhängig von der eingesetzten Kraftwerkstechnologie, ab ca. 100 - 120°C mit nennenswertem elektrischem Wirkungsgrad wirtschaftlich. Die zur Stromerzeugung verwendeten geschlossenen binären Kraftwerkskreisläufe (ORC- oder Kalina-Anlagen) sind notwendig, um mit den im Vergleich zu konventionellen Kraftwerken geringen geothermischen Temperaturen eine Stromerzeugung zu ermöglichen. ORC-Kraftwerke arbeiten mit einem organischen Medium, das bei relativ geringen Temperaturen verdampft. Dieser Dampf treibt über eine Turbine den Stromgenerator an. Eine Alternative zum ORC-

Verfahren ist das Kalina-Verfahren (DiPippo 2008). Hier werden Zweistoffgemische aus Ammoniak und Wasser als Arbeitsfluidgemisch eingesetzt. Bei der Verwendung von Gemischen wird der Vorteil der nichtisothermen Verdampfung der Fluide zur effektiveren thermischen Energienutzung genutzt (Kalina 1984). Im Gegensatz zu Reinstoffen kommt es hierbei zu einem Anstieg der Temperatur im Kraftwerkskreislauf (Ibrahim 1996, Kümmel & Taubitz 1999, Zahoransky 2002).

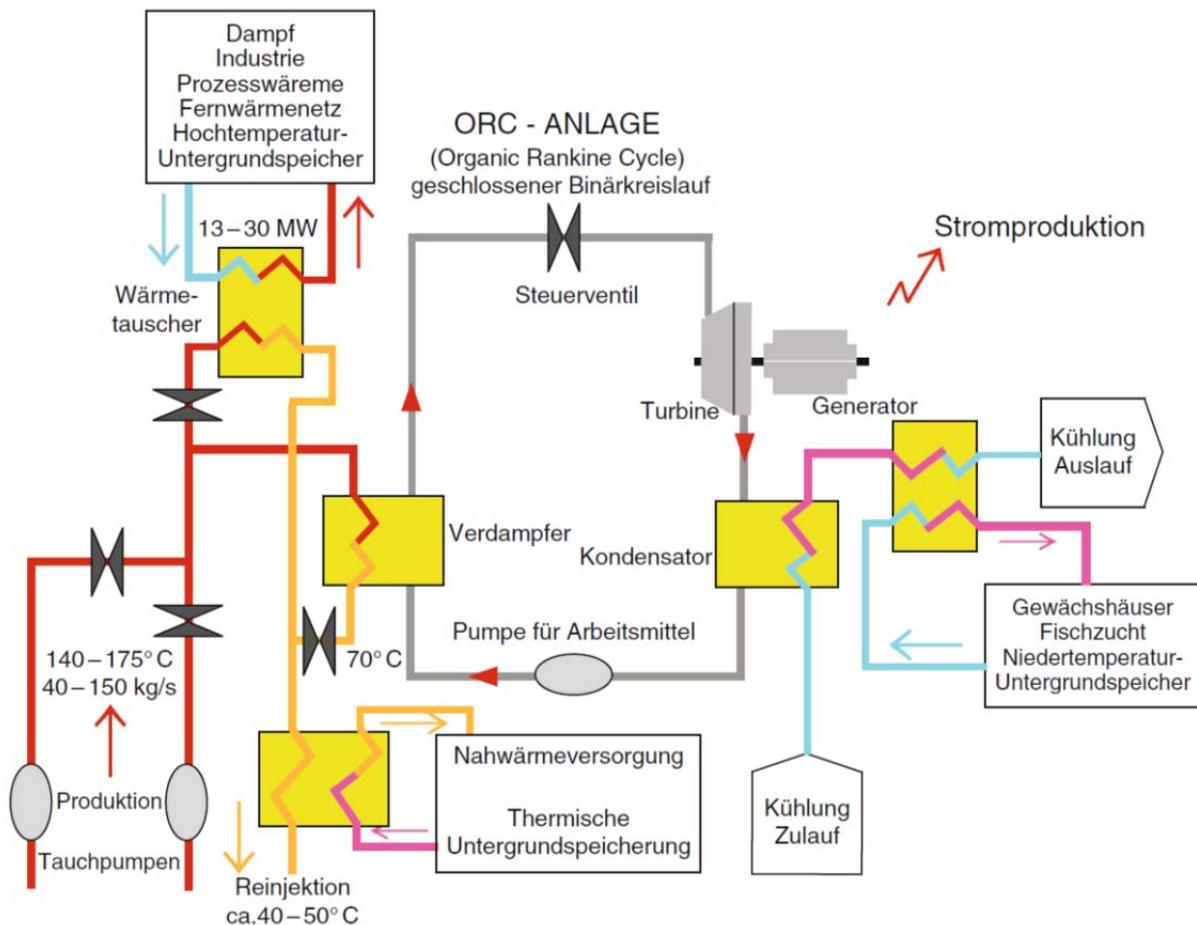


Abb. 2.10: Funktion einer ORC-Kraftwerksanlage (verändert, Stober & Bucher 2012).

Diese kraftwerkseitige nutzungs- und verfahrenstechnische Beschreibung bei hydrothermalen Dubletten gilt entsprechend für die nachfolgend beschriebenen petrothermalen Systeme.

Sofern keine ausgesprochen günstige Jahresdauerlinie der Wärmenachfrageseite oder eine sonstige kontinuierliche Nachfrage wie z.B. die Nutzung des Thermalwassers in einem Thermalbad vorliegt, kann für eine hydrothermale Wärme- und/oder Stromerzeugung von den in Tabelle 2.2 angegebenen Richtgrößen für Mindesttemperatur und -entnahmemenge ausgegangen werden.

Bei einer Thermalwassertemperatur von ca. 100°C und einem Ruhewasserspiegel von 150 m unter Gelände lässt sich mit einer Mindestentnahmemenge von ca. 28 l/s·MPa bzw. 100 m³/h·MPa (d.h. einer Förderrate von mindestens 28 l/s bzw. 100 m³/h bei einer Absenkung von 100 m) mittels einer ORC-Anlage mit einem Wirkungsgrad von ca. 7% je nach erforderlicher Förderhöhe eine Netto-Stromerzeugung von rund 200 kW_{el} realisieren (Kabus et al. 2003). Um eine hydrothermale Stromerzeugung ohne Kraftwärmekopplung bei der derzeitigen Einspeisevergütung wirtschaftlich betreiben zu können, ist jedoch eine deutlich

höhere Netto-Stromerzeugung und damit eine deutlich höhere Mindestentnahmemenge von 100 l/s·MPa bzw. 360 m³/h·MPa und mehr erforderlich.

Tab. 2.2: technische Mindestanforderungen an ein hydrothermales System (Daten von StMWIVT 2010).

	Mindesttemperaturbereich	Mindestentnahmemengen	
Hydrothermale Wärmeversorgung mit Wärmepumpe	40 °C bis 70 °C	40 l/s bzw. 150 m ³ /h	
Hydrothermale Wärmeversorgung ohne Wärmepumpe	70 °C bis über 100 °C	bei 75 °C (bezogen auf eine thermische Leistung von 5 MW bei einer Rücklauf-temperatur von 50 °C): 50 l/s bzw. 200 m ³ /h	bei 100 °C (bezogen auf eine thermische Leistung von 5 MW bei einer Rücklauf-temperatur von 50 °C): 28 l/s bzw. 100 m ³ /h
Hydrothermale Stromerzeugung mit/ohne Kraftwärmekopplung	ab 80 °C (untere Temperaturgrenze für eine Stromerzeugung) bis mehr als 170 °C	ab 28 l/s·MPa bzw. 100 m ³ /h·MPa (d.h. einer Forderrate von mindestens 28 l/s bzw. 100 m ³ /h bei einer Absenkung von 100m)	

Bei dem im Molassebecken vorherrschenden Temperaturbereich ist somit nach derzeitigem Stand der Technik für eine hydrothermale Wärmeerzeugung bzw. für eine hydrothermale Stromerzeugung eine Mindestförderate von rund 100 m³/h und damit ein Produktivitätsindex (PI) von rund 100 m³/h·MPa Voraussetzung. Damit ergeben sich neben einer ausreichenden lateralen Verbreitung des genutzten Grundwasserleiters vor allem Mindestwerte für Porosität, Permeabilität und Transmissibilität. Grenzwerte hierfür können nicht angegeben werden; es kann jedoch für einen Poren-(Kluft)-Grundwasserleiter von folgenden Orientierungswerten ausgegangen werden (Rockel et al. 1997, Huenges et al. 1999): effektive Porosität größer als 20%, Permeabilität größer als $0,5 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$ (= 0,5 Darcy), Nettomächtigkeit des Aquifers mehr als 20 m. Diese Vorgaben sind, zumindest nicht in der notwendigen flächigen Verbreitung, für keinen potenziell thermalwasserführenden Poren-(Kluft-)Grundwasserleiter im Molassebecken erfüllt. Für Kluft-(Karst-)Grundwasserleiter lassen sich keine dementsprechenden Parameter vorgeben. Bei Berücksichtigung der notwendigen Mindesttemperaturen sind Entnahmemengen von über 100 m³/h·MPa nach den bisherigen Erfahrungen nur im Bereich des Malm möglich.

Eine Sonderform der hydrothermalen Systeme sind störungsbezogene Systeme. Diese Systeme zeichnen sich durch tektonisch zerrüttete Zonen mit entsprechend hoher natürlicher Durchlässigkeit und hoher Temperatur aus, um für eine geothermische Strom-/Wärmeproduktion geeignet zu sein. Störungszonen wird in großmaßstäblichen Studien ein großes Potenzial zu geordnet (Jung et al. 2002), da in deren Einflussbereich höhere Gebirgspermeabilitäten erwartet werden, die ggf. aus großen Tiefen Thermalwasser mit hohen Temperaturen erschließen. Weiterhin können Störungszonen Grundwasserleiter in unterschiedlichen Tiefenlagen miteinander verbinden sowie die Durchlässigkeit des die

Störung umgebenden Gesteins wesentlich erhöhen. Hierbei ist jedoch zu berücksichtigen, dass in Abhängigkeit vom Störungstyp, d. h. der Genese der Störung, den rezenten Spannungsverhältnissen, der Petrographie des gestörten Gesteins, aber auch den geochemischen Prozessen, die Strukturen sehr gut durchlässig, aber auch nicht durchlässig ausgebildet sein können. Aktuell gibt es verschiedene Forschungsarbeiten, die eine Eingrenzung der Unsicherheiten der hydraulischen Eigenschaften von Störungszonen erarbeiten (Schulz et al. 2012, Wolfgramm et al. 2014). Im Allgemeinen steigt bei Festgesteinen die Durchlässigkeit der Klüfte und Schichtflächen zunächst mit steigender tektonischer Beanspruchung und ist in der Umgebung von überregional bedeutsamen Störungen am höchsten (PK Tiefe Geothermie 2007). Die Wahrscheinlichkeit, dass Störungen und assoziierte Kluftnetzwerke Fluide führen, wird bei geologisch jungen Strukturen höher eingestuft als bei älteren Strukturen, da diese häufiger durch Ausfällungen wieder verheilt sind (PK Tiefe Geothermie 2007). Jedoch können auch ältere Strukturen durch jüngere Änderungen des Spannungsfeldes und/oder des Fluidchemismus reaktiviert und somit hydraulisch wieder aktiviert werden.

In Falle eines störungsbezogenen Systems wird der Bohrfad der Produktionsbohrung so gewählt, dass er eine Störungszone möglichst steil anschneidet, also großflächig erfasst, um hinreichend Thermalwasser aus dem Störungskernbereich zu fassen. Je nach hydraulischen Bedingungen im Störungsnahbereich ist der Landungsbereich der Injektionsbohrung in einem solchen System in ausreichendem Abstand zu wählen, so dass es nicht nach kurzem Betrieb der Anlage zu einem hydraulischen Kurzschluss zwischen Produktions- und Injektionsbohrung kommt. Dies gilt prinzipiell bei allen tiefengeothermischen Systemen, ist jedoch besonders bei hochdurchlässigen störungsgebundenen Reservoirerschließungen zu beachten.

2.1.2 Petrothermale Systeme

Petrothermale Systeme können ebenfalls zur Erzeugung von Wärme und Strom genutzt werden. Dabei werden tiefliegende gering durchlässige bis undurchlässige kristalline Gesteine erschlossen, die Temperaturen von mehr als 150 °C aufweisen. Hot-Dry-Rock (HDR), Deep-Heat-Mining (DHM), Hot-Wet-Rock (HWR), Hot-Fractured-Rock (HFR) oder Stimulated- bzw. Enhanced-Geothermal-System (SGS, EGS) sind synonyme Begriffe die in der Literatur verwendet werden (Tester et al. 2006, Huenges et al. 2010). In den 1980er und 1990er Jahren war der Begriff „HDR“ gängig; in den letzten Jahren hat sich die Bezeichnung petrothermal und „EGS“ durchgesetzt, weil selbst in übertiefen Bohrungen im Untergrund immer Wasser angetroffen wurde (Stober & Bucher 2012). Wobei zu beachten ist, dass die Bezeichnung EGS-System alle geothermischen Reservoirs einschließt, die durch ingenieurtechnische Maßnahmen beeinflusst wurden, das schließt somit ebenfalls hydrothermale Systeme, die eine chemische oder hydraulische Stimulation des Bohrlochnahbereiches zur Verbesserung der Förderkapazitäten erfahren haben, mit ein. Ein petrothermales System hat a priori kein 'Reservoir' sondern dieses wird erst durch die Stimulationsmaßnahme geschaffen (künstlicher unterirdischer Wärmetauscher). In Deutschland sind etwa 95% des geothermischen Energiepotenzials standortunabhängig mit dieser Technologie erschließbar (VBI 2013). Zusätzlich zu den Regionen, die für hydrothermale Systeme geeignet sind, ist das gesamte Grundgebirge deutschlandweit nutzbar. Bei petrothermalen Systemen wird im Gegensatz zu den hydrothermalen Systemen überwiegend die unmittelbar im Gestein gespeicherte Energie genutzt. Daher sind petrothermale Systeme unabhängig von Wasser führenden Horizonten. Da die

Stromerzeugung im Vordergrund steht, werden Temperaturen um 200 °C anvisiert. Das heiße Gestein, meist handelt es sich hierbei um kristallines Grundgebirge, wird direkt als Wärmetauscher genutzt. Das Wärmeträgermedium ist Wasser. In Gebieten mit durchschnittlichen geothermischen Gradienten sind hierfür Tiefen um 4.000 – 7.000 m erforderlich. Vor der geothermischen Nutzung muss die hydraulische Durchlässigkeit dieser Gesteine durch technische Maßnahmen (hydraulische Stimulation) verbessert werden. Da in den entsprechenden Tiefen (4.000 – 7.000 m) je nach geothermischen Standortbedingungen Temperaturen meist deutlich über 150 °C vorherrschen, wird das Potenzial der petrothermalen Systeme in Deutschland sehr hoch bewertet.

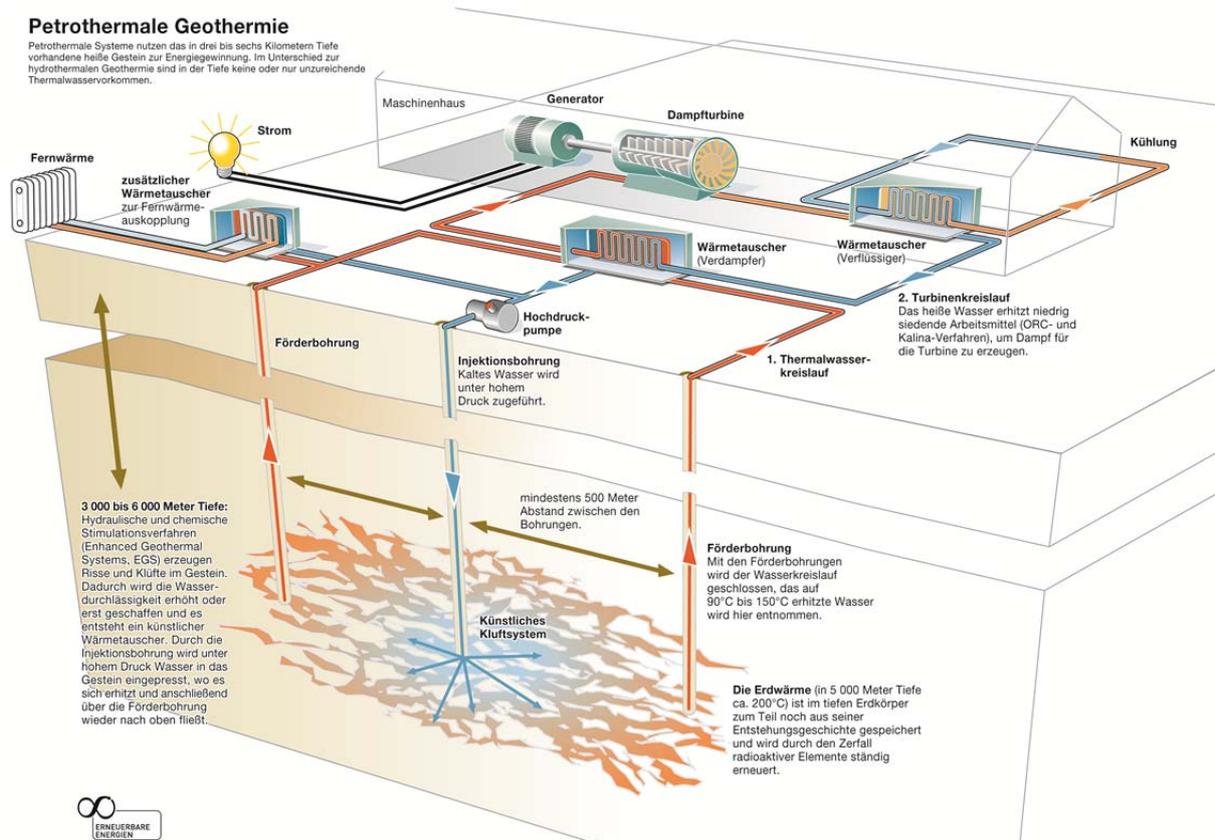


Abb. 2.11: Schema einer petrothermalen Triplette und oberirdige Kraftwerkskomponenten (Agentur für Erneuerbare Energien 2014).

Zur Erzeugung eines künstlichen Wärmetauschers in einem petrothermalen Reservoir wird eine Bohrung in das kristalline Grundgebirge oder vulkanisches Festgestein abgeteuft. Der Vorgang der hydraulisch induzierten Erzeugung eines unterirdischen Wärmetauschers wird Stimulation genannt und bezeichnet die Kernaktivität eines Engineered Geothermal Systems (EGS). Mit dem Begriff hydraulische Stimulation wird das Verfahren bezeichnet, das durch Injektion von Fluiden und ggf. Stützmitteln unter hohem Druck in offene Bohrlochabschnitte (d.h. unverrohrte Abschnitte, perforierte oder geschlitzte Liner) gekennzeichnet ist (Bußmann & Rüter 2011). Die gewünschten Risse im Gestein entstehen dabei durch Überschreitung der Scherfestigkeit. Die hydraulische Stimulation wird eingesetzt, um in gering permeablen Reservoiren die Durchlässigkeit für Fluide (Flüssigkeiten und Gase) durch Erzeugung sekundärer Porosität zu erhöhen. Durch Verpressen von Wasser unter hohem Druck werden die im Untergrund natürlich vorhandenen Trennflächen bzw. vorhandene, teilversinterte Klüfte wieder aufgerissen und erweitert. Es entsteht dadurch ein miteinander verbundenes,

weit verzweigtes Netz hydraulisch erzeugter Wasserwegsamkeiten. Im günstigsten Fall entsteht ein dreidimensionales Netzwerk aus aufgeweiteten, natürlich vorhandenen Trennflächenpaaren und erzeugten Rissen. Dieses Netzwerk erhöht die Durchlässigkeit der Reservoirformation im Nahbereich der jeweiligen Bohrung (einige Meter bis hunderte Meter, je nach petrophysikalischen und geomechanischen Gesteinseigenschaften). Ohne die hydraulische Stimulation zur Erhöhung der Permeabilität ist eine wirtschaftliche Förderung aus Formationen mit geringer Permeabilität nicht möglich. Erstmals wurde das Verfahren im Jahr 1948 zur Steigerung der Förderrate von Ölbohrungen in gering permeablen Lagerstätten angewendet (Atkinson 1987). Die hydromechanischen Komponenten der Stimulation finden auch in anderen Bereichen außerhalb der Erschließung petrothermaler Reservoirs Anwendung. Dazu gehört unter anderem die Stimulation tiefer Trinkwasserbrunnen, die Erschließung unkonventioneller Kohlenwasserstofflagerstätten (unter Verwendung zahlreicher, umstrittener Additive) sowie bei der In-situ-Messung von Gebirgsspannungen (Meiners et al. 2012).

Verfahrenstechnisch gesehen, wird in einem petrothermalen System über eine in der Förderbohrung installierte Tauchpumpe das erhitzte Wasser nach Übertage gefördert. Im Kraftwerk wird dem heißen Wasser über Wärmetauscher die Wärme entzogen, um das Arbeitsmittel zur Stromerzeugung im Kraftwerkskreislauf (entsprechend dem verwendeten Verfahren, z. B. Butan, Pentan) zu verdampfen (Abb. 2.11). Danach wird das so abgekühlte Tiefenwasser mit Injektionspumpen wieder in das Reservoir injiziert. Durch den geschlossenen Kreislauf und den erneuten Durchlauf durch den untertägigen Wärmetauscher wird es wieder erhitzt und transportiert erneut Wärme nach oben.

Die entsprechenden Bohrtiefen zur Erschließung solcher Systeme liegen je nach den lokalen geologischen und hydrogeologischen Rahmenbedingungen im Bereich des Molassebeckens zwischen 2.800 und 5.000 m.

Bei petrothermalen Systemen sind die maßgeblichen Reservoirkennwerte die thermischen Eigenschaften (Wärmeleitfähigkeit, Wärmekapazität, Wärmeproduktion) und die gebirgsmechanischen Gegebenheiten (Spannungsfeld, Bruchmechanik). Während erstere die thermische Regenerationsfähigkeit des Systems kontrollieren, bedingen die mechanischen Eigenschaften u. a. den Erfolg und die Nachhaltigkeit hydromechanischer Stimulationsmaßnahmen. Bei chemischen Stimulationen (Säuerung) stehen hingegen der Mineralbestand des Gesteins bzw. der Kluffüllungen und deren chemische Lösbarkeit im Vordergrund (Stober et al. 2009).

2.1.3 Tiefe Erdwärmesonden

Ebenfalls zu den petrothermalen Systemen können auch Tiefe Erdwärmesonden gerechnet werden (Stober & Bucher 2014). Die Energienutzung erfolgt mit einem geschlossenen Wärmeträgermedium-Kreislauf in einer Sonde, welche in eine Bohrung eingebaut ist (Abb. 2.12). Tiefe Erdwärmesonden dienen ausschließlich der Wärmeversorgung. Eine Stromproduktion ist wegen des geringen Temperaturniveaus mit der derzeitigen Technologie nicht möglich (Stober & Bucher 2014). Tiefe Erdwärmesonden sind prinzipiell an jedem Standort möglich, da sie nicht auf natürliche Thermalwasservorkommen angewiesen und nicht an besondere geologische Strukturen gebunden sind. Es besteht also kein Fündigkeitsrisiko wie bei anderen Systemen der tiefen Geothermie. Es bestehen aber weiterhin die standorttypischen Bohrrisiken.

Der Vorteil tiefer Erdwärmesonden gegenüber offenen Systemen liegt darin, dass aufgrund des geschlossenen Wärmeträgerkreislaufs kein Kontakt zum Grundwasser besteht und somit kein Stoffaustausch mit dem Untergrund stattfinden kann. Geochemische Prozesse wie Lösung und Mineralisation im Umgebungsgestein sowie eine direkte hydrochemische Beeinflussung des Grundwassers werden gänzlich vermieden, so dass kein Eingriff in die Stoffgleichgewichte des Gebirges erfolgt.

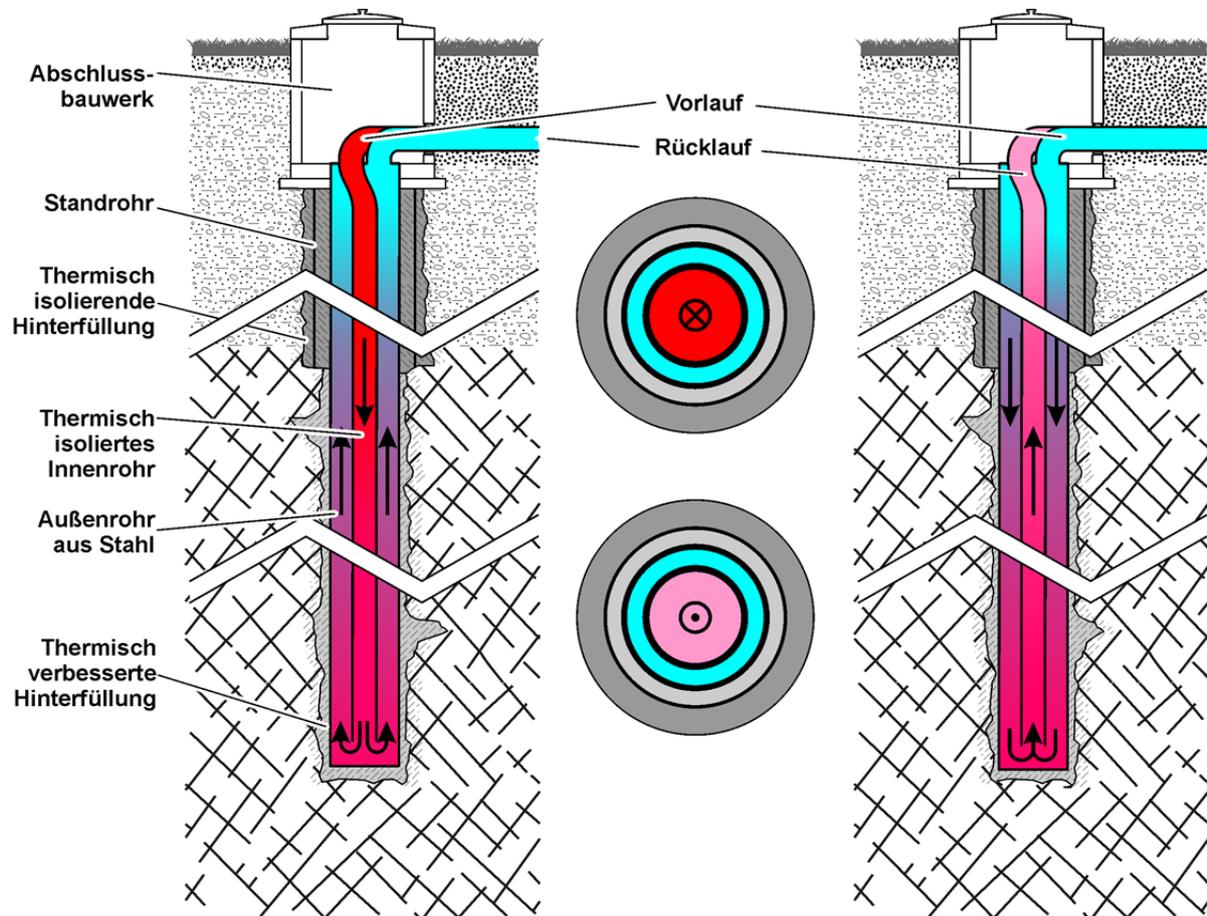


Abb. 2.12: Schemazeichnung einer tiefen Erdwärmesonde; hier genutzt als Wärmespeicher im Sommer (Beladungsszenario linke Seite) und Entladung im Winter (Auspeicherungsszenario rechte Seite). Der tiefere Untergrund wird hier als Speicher oder Entzugsbereich genutzt, während der obere Bereich der Bohrung thermisch isolierend ausgeführt ist um potenzielle oberflächennahe Aquifere nicht zu beeinflussen (verändert, Bär et al. 2015).

Für das Verfahren bieten sich aufgrund der hohen Investitionskosten auch vorhandene alte, aufgelassene oder nichtföndige Tiefbohrungen an. Die Wärmeübertragungsfläche mit dem Gebirge entspricht der Mantelfläche der Bohrung. Durch Wärmeleitung aus dem Gestein über die Verrohrung und das Hinterfüllmaterial der Sonde erfolgt die Wärmeübertragung auf das in der Sonde zirkulierende Wärmeträgermedium (Homuth et al. 2013). Als Wärmeträger wird häufig Wasser oder Ammoniak eingesetzt. Im Ringraum eines Koaxialrohrsystems wird die kalte Flüssigkeit mit geringer Fließgeschwindigkeit nach unten geleitet, so dass es die Temperatur der Umgebung aufnehmen kann. Üblicherweise liegen die Fließgeschwindigkeiten in einer Größenordnung von 5–65 m/min (Stober & Bucher 2012). Das erwärmte Wasser steigt in einem isoliert ausgeführten Innenrohr nach oben (Abb. 2.12). In der oberirdischen Nutzungsanlage wird die warme Flüssigkeit bis auf ca. 15°C ausgekühlt und mit einer Sondenkreispumpe wieder in den Ringraum zurückgeführt. Durch den Wärmeentzug kühlt sich das Umgebungsgestein ab. Die thermische Leistung einer tiefen

Erdwärmesonde ist in erster Linie abhängig von den geologischen Randbedingungen, insbesondere von der Temperatur des Untergrundes, besonders vorteilhaft sind daher positive Temperaturanomalien. Die nutzbare Energiemenge hängt zudem von der Wärmeleitfähigkeit des Gesteins sowie von der Betriebsdauer, der Bauart der Sonde und von den thermischen Eigenschaften der Ausbaumaterialien der Sonde ab. Lange und großkalibrige Sonden besitzen naturgemäß eine größere Wärmeaustauschfläche.

Das System der tiefen Erdwärmesonde bietet sich auch zur saisonalen Wärmespeicherung an. Hierbei wird in ein System von mehreren tiefen Erdwärmesonden im Sommer Wärme aus z. B. solarthermischen Kollektoren oder industrieller Abwärme, überschüssige Wärme in den Untergrund eingespeichert und in der Heizperiode im Winter über einen umgekehrten Fluidstrom dem Untergrund wieder entzogen (Homuth et al. 2013).

2.2 Kennwerte zur Charakterisierung geothermischer Reservoirs

Im folgenden Kapitel werden die wichtigsten thermo-, petrophysikalischen und hydraulischen Grundlagen, die zur Charakterisierung und Entwicklung von geothermischen Reservoirs notwendig sind, erläutert. Um Aussagen über die Effizienz und Lebensdauer eines geothermischen Reservoirsystems treffen zu können sind vor allem die Wärme- und Temperaturleitfähigkeit sowie Gesteins- und Gebirgspemeabilität von entscheidender Bedeutung. Mit Hilfe dieser Kennwerte ist es möglich geeignete bzw. optimierte Reservoirschließungen durchzuführen sowie den Anteil konduktiver und konvektiver Wärmetransportprozesse zu differenzieren und die thermische Regeneration des Reservoirs unter Produktionsbedingungen abzuschätzen.

2.2.1 Wärmetransportmechanismen

Gemäß dem zweiten Hauptsatz der Thermodynamik fließt Wärme nur in Richtung der geringeren Temperatur, d. h. in Richtung eines gegebenen Temperaturgradienten. Weiterhin gilt der Energieerhaltungssatz, was bedeutet, dass bei Wärmetransportvorgängen keine Wärme verloren geht. Demzufolge ist die Änderung der inneren Energie eines geschlossenen Systems ΔU gleich der Summe der übertragenen Wärmemenge ΔQ und der geleisteten mechanischen Arbeit ΔW (Erster Hauptsatz der Thermodynamik).

$$\Delta U = \Delta Q + \Delta W \quad [2.1]$$

Es wird zwischen stoffgebundenen und nicht stoffgebundenen Wärmetransport unterschieden. Der Wärmetransport mittels eines Transportmediums (Fluids) wird als Konvektion bezeichnet. Dabei wird zwischen freier und erzwungener Konvektion differenziert. Bei freier oder natürlicher Konvektion erfolgt der Transport des Fluids (Flüssigkeiten oder Gase) und damit auch der Wärme ausschließlich durch den Temperaturgradienten bzw. dem damit verbundenen und i. a. entgegengesetzt gerichteten Dichtegradienten. Das heißt infolge der durch die Temperaturänderung hervorgerufenen Dichteunterschiede kommt es zum Aufstieg von erwärmten Fluiden mit geringeren Dichten während kältere Bereiche mit entsprechend größeren Dichten absinken. Im Falle der erzwungenen Konvektion wird der Wärmetransport durch äußere Einwirkungen wie z.B. einer Pumpe hervorgerufen.

Der stoffgebundene Wärmetransport wird als Konduktion bezeichnet. Hier findet die Übertragung von Energie von Molekül zu Molekül auf einem niedrigerem Energieniveau innerhalb eines Feststoffes oder eines ruhenden Fluids infolge eines Temperaturunterschiedes statt. Im Falle reiner Konduktion findet kein Massentransport statt, jedoch ist die Fähigkeit eines Stoffes Wärme konduktiv zu übertragen eine stoffspezifische Eigenschaft, die als Wärmeleitfähigkeit λ bezeichnet wird (Kapitel 2.2.2.). Hinsichtlich der Wärmebereitstellung und Nachhaltigkeit eines tiefeingeothermischen Systems ist die Wärmeleitfähigkeit ein maßgeblicher Faktor, bestimmt sie doch den geothermischen Gradienten und damit das Temperaturgefüge im Reservoir.

Der nicht stoffgebundene Wärmetransport durch radioaktive Strahlung erfolgt mittels elektromagnetischer Schwingungen. Die hauptsächlichen Wärmeproduzenten sind die Elemente bzw. Isotope Uran (^{238}U , ^{235}U), Thorium (^{232}Th) und das instabile ^{40}K -Isotop. Die beim Kernzerfall entstehende Strahlungsenergie wird durch Absorption in Wärme umgesetzt (Buntebarth 1989). Diese radioaktiven Elemente sind in fast allen Gesteinen mehr oder weniger hoch konzentriert und variieren in ihrer Konzentration zum Teil auch stark innerhalb eines Gesteinstyps. Im Allgemeinen nimmt der Gehalt an Uran, Thorium und Kalium mit zunehmender Konzentration von Kieselsäure zu.

2.2.2 Wärmeleitfähigkeit

Nach DIN 1341 beschreibt die Wärmeleitfähigkeit λ den Betrag der Wärmeflussdichte Q in einem gegebenen Temperaturfeld pro Flächeneinheit A des Durchflussquerschnittes unter Einwirkung eines Temperaturgradienten in einem eindimensionalen Wärmeleiter. Der Zusammenhang zwischen Wärmeflussdichte und räumlichen Temperaturgradienten in einer Richtung wird über das Fouriersche Grundgesetz des molekularen Wärmetransportes hergestellt.

$$-\lambda \cdot A = \frac{Q}{dT/dx} \quad [2.2]$$

Die Wärmeleitfähigkeit λ beschreibt einen rein konduktiven Wärmetransport und ist eine materialspezifische, druck-, dichte- und temperaturabhängige Größe (Kaltschmitt et al. 2003). Die Einheit der Wärmeleitfähigkeit ergibt sich zu $[\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})]$. Die skalare Größe λ ist nicht nur von der Art des Gesteins oder Minerals abhängig, sondern ist maßgeblich durch die mineralische Zusammensetzung und die Kristallstruktur bestimmt. Dies kann eine Anisotropie der Wärmeleitfähigkeit bedingen, die zur Folge hat, dass sich die Wärme in unterschiedlichen Richtungen verschieden schnell ausbreitet. Die Richtung des Wärmeflusses braucht somit nicht in einem Punkt mit der Richtung des größten Temperaturgradienten übereinzustimmen (Buntebarth 1989). Die Anisotropie wird nicht nur über die Ausrichtung der Kristalle, sondern ebenso makroskopisch durch die Textur des Gesteins bestimmt.

Die Wärmeleitfähigkeit nimmt mit dem Aggregatzustand des Stoffes in der Reihenfolge gasförmig, flüssig, fest zu, da mit zunehmender Dichte und damit verringertem Molekülabstand Energie leichter von Molekül zu Molekül übertragen werden kann.

Die Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen nimmt mit ansteigender Temperatur ab, steigt mit zunehmendem Druck und steigt mit dem Wassersättigungsgrad. Somit wird deutlich, dass

der Poren- bzw. Kluftanteil und insbesondere die Wärmeleitfähigkeit der Poren- bzw. Kluftraumfüllung (z.B. Luft, Wasser) einen großen Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeit des Gesteins haben. In der Regel weisen Poren- bzw. Kluftraumfüllungen (z.B. Wasser: $\lambda = 0,587 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$ bei $10 \text{ }^\circ\text{C}$, Luft: $\lambda = 0,024 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$ bei $10 \text{ }^\circ\text{C}$) eine wesentlich geringere Wärmeleitfähigkeit auf als das sie umgebende Material. Die Wärmeleitfähigkeit hängt bei porenarmen Gesteinen hauptsächlich von der chemisch-mineralischen Zusammensetzung des Gesteins sowie von ihrer Textur (z. B. Regelungsgrad von Mineralkomponenten, Grad der Kornkontakte, Porosität) ab (Kaltschmitt et al. 2003).

2.2.3 Wärmekapazität

Die Wärmekapazität C beschreibt das Verhältnis der zugeführten Wärmemenge U zur dadurch verursachten Temperaturerhöhung ΔT .

$$C = \frac{dU}{dT} \quad [2.3]$$

Da die Wärmekapazität eines Gesteins mit zunehmender Masse proportional ansteigt, ist es sinnvoll die spezifische Wärmekapazität c_p anzugeben.

$$c_p = \frac{1}{m} \cdot C \quad [2.4]$$

Die Einheit der spezifischen Wärmekapazität wird in $[\text{J}/(\text{kg}\cdot\text{K})]$ angegeben. Die spezifische Wärmekapazität eines Gesteins ist bestimmt durch seine mineralische Zusammensetzung sowie insbesondere durch den Wassergehalt, da Wasser eine vergleichsweise hohe spezifische Wärmekapazität ($4180 \text{ J}/(\text{kg}\cdot\text{K})$) besitzt, die um das vier- bis sechsfache größer sein kann als die der gesteinsaufbauenden Minerale.

Bei gesättigten porösen Gesteinen kann die spezifische Wärmekapazität aus den Werten für die Matrix und die Porenfüllung durch gewichtete Mittelung errechnet werden (Buntebarth 1989). Die Wärmekapazität nimmt mit steigender Temperatur zu. Die spezifische Wärmekapazität c_p bei 20°C liegt für Festgesteine zwischen $0,75$ und $0,85 \text{ kJ}/(\text{kg}\cdot\text{K})$; die Bandbreite ist somit sehr gering (Stober & Bucher 2012).

2.2.4 Temperaturleitfähigkeit

Die Temperaturleitfähigkeit oder auch thermische Diffusivität beschreibt die zeitliche Veränderung der räumlichen Verteilung der Temperatur durch Wärmeleitung. Das heißt die Temperaturleitfähigkeit gibt die Geschwindigkeit an, mit der sich ein Temperaturfeld im Untergrund ausbreiten kann. Die thermische Diffusivität α kann aus der Wärmeleitfähigkeit λ , der Dichte ρ des Gesteins und der spezifischen Wärmekapazität c_p abgeleitet werden. Die thermische Diffusivität wird in $[\text{m}^2/\text{s}]$ angegeben. Insbesondere instationäre Effekte des Wärmetransportes (Konvektion) können mit Hilfe dieses Kennwertes quantifiziert werden.

Der Zusammenhang zwischen spezifischer Wärmekapazität c_p , der Temperaturleitfähigkeit κ und der Wärmeleitfähigkeit λ wird durch die Debye-Gleichung beschrieben:

$$\kappa = \frac{\lambda}{c_p \cdot \rho} \quad [2.5]$$

2.2.5 Wärmestromdichte und Temperatur

Die Wärmestromdichte q [W/m^2] beschreibt den natürlichen Wärmestrom pro Fläche. Die Wärmestromdichte entspricht dem Produkt aus der Wärmeleitfähigkeit λ und dem Temperaturgradienten $\text{grad}T$ [$\text{K} \cdot \text{m}^{-1}$] und ist durch die Fouriergleichung definiert, welche die konduktive Wärmeleitung beschreibt:

$$q = \lambda \cdot \text{grad}T \quad [2.6]$$

Die Wärmestromdichte gibt Aufschluss darüber, in welchem Maße einem geothermischen System Energie zugeführt wird. Sie liegt im Molassebecken im Mittel zwischen 60 und 80 mW/m^2 (StMWIVT 2010). Im Wärmestrom ist der Zeitfaktor integrativ enthalten.

Eine maßgebliche Eigenschaft, die im Rahmen von Vorerkundungen zu ermitteln ist und in direktem Zusammenhang mit der Wärmestromdichte steht, ist die Untergrundtemperatur. Für Tiefen mehr als 400 m liegen zumeist wenige Temperaturdaten vor, so dass häufig auf Extrapolation gemessener Temperaturen aus flacheren Bohrungen oder auf wenige Daten aus weiter entfernten Tiefbohrungen zurückgegriffen werden muss. Unter der Annahme eines relativ dichten Gesteins (d. h. Ausschluss maßgeblicher Grundwasserbewegungen) kann anhand des natürlichen Wärmestroms und einer angenommenen oder aus Analoguntersuchungen gemessenen und gemittelten Wärmeleitfähigkeit eine Temperaturextrapolation in die Tiefe vorgenommen werden (Bär et al. 2011). Für größere Tiefen ist zusätzlich, sofern bekannt, die radiogene Wärmeproduktion des Gesteins zu berücksichtigen (PK Tiefe Geothermie 2008).

2.2.6 Dichte

Bei Dichteangaben von Festgesteinen muss streng unterschieden werden zwischen Gesteins- bzw. Rohdichte (mit Poren und Porenfüllung) und Gebirgswerten unter Berücksichtigung der Gebirgspermeabilität (Klüftung, Störungen, Verkarstung, etc.). Die Rohdichte (bulk density), auch scheinbare bzw. geometrische Dichte genannt, ist die Dichte eines porösen Festkörpers basierend auf dem Volumen einschließlich der Porenräume. Die Reindichte (particle density), auch Korndichte oder absolute Dichte genannt, bezeichnet die Dichte des Feststoffanteils eines Gesteins ohne das Hohlraumvolumen. Die Rohdichte von Gesteinen liegt i.d.R. zwischen 2.000 und 3.000 kg/m^3 . Vereinzelt können höhere (z. B. bei Eklogiten) oder niedrigere Werte (z. B. Tuffite, Kohle) angetroffen werden. Gleichung [2.5] verdeutlicht, dass die thermophysikalischen Eigenschaften dichteabhängig sind. Die Gesteinsdichte ist zum einen von der mineralogischen Zusammensetzung und/oder von der sedimentologischen und diagenetischen Entwicklung des Gesteins, welche den Modalbestand und vor allem die Porosität bestimmt, abhängig.

2.2.7 Porosität

Die Porosität Φ ist der prozentuale Anteil des Porenraums am Gesamtvolumen eines Gesteins, der nicht von Mineralkörnern eingenommen wird (Selley 2000).

$$\Phi = \frac{V_P}{V} \cdot 100 = \frac{V - V_K}{V} \cdot 100 = 1 - \frac{V_K}{V} \cdot 100 = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} \cdot 100 \quad [2.7]$$

mit

Φ	= Porosität	[%]
V	= Gesamtvolumen	[m ³]
V_K	= Feststoffvolumen	[m ³]
V_P	= Porenvolumen	[m ³]
ρ_d	= Rohdichte	[kg/m ³]
ρ_s	= Reindichte	[kg/m ³]

Porosität ist die Grundvoraussetzung dafür, dass sich Fluide (z. B. Wasser oder Gase, Kohlenwasserstoffe, Thermalsolen) durch das Gestein bewegen können. Dabei muss grundsätzlich zwischen effektiver Porosität und der Gesamtporosität unterschieden werden (Selley 2000). Die effektive Porosität n_e steht hierbei für die untereinander vernetzten Poren, durch die Fluide zirkulieren können. Die Gesamtporosität n beinhaltet zudem die durch Mineralkörner und Matrix isolierten Poren, welche nicht zum Fluss von Fluiden beitragen können und ist als der Quotient aus dem Volumen aller Hohlräume eines Gesteinskörpers und dessen Gesamtvolumen definiert. Die nutzbare Porosität eines Reservoirs ist definiert als Porenräume, die bei Druckerniedrigung das gespeicherte Fluid unter gravitativen Kräften freigibt (Langguth & Voigt 2004); d. h. Fluide, die in isolierten oder sehr kleinen Hohlräumen lagern oder als Haftwasser an der Gesteinsoberfläche adhäsiv gebunden sind, nehmen am Fließvorgang nicht teil. Mit kleiner werdender Korngröße nimmt die Kornoberfläche pro Volumeneinheit und damit auch der Haftwasseranteil zu. Das Gesamtporenvolumen ist demnach in feinkörnigen Gesteinen am größten, wobei das effektive Porenvolumen aufgrund der großen Kornoberfläche am geringsten ist.

Weiterhin ist zu unterscheiden zwischen primärer und sekundärer Porosität (Hsü 2004). Unter primärer Porosität werden die bereits bei der Ablagerung von Sedimenten entstandenen Poren verstanden. Hierzu zählen zum Beispiel Kornzwischenräume oder Hohlräume in Fossilien. Generell nimmt die primäre Porosität durch Kompaktion und Zementation während der Diagenese ab (Selley 2000, Hsü 2004). Die sekundäre Porosität hingegen entsteht erst durch diagenetische Prozesse. Beispiele hierfür sind die Lösung von Muschelschalen durch zirkulierendes Wasser oder die Anlage von Klüften im Gestein. Die Größe des Porenvolumens und die Porengestalt ist abhängig vom Verlauf der Diagenese und von den Materialeigenschaften des Gesteins. Prinzipiell werden sphärisch, ellipsoide oder runde Hohlräume, die primär gebildet sind, als Poren bezeichnet, während Hohlräume mit einer ausgeprägten Asymmetrie, die meist sekundär während tektonischer Prozesse gebildet werden, als Risse oder Klüfte bezeichnet werden. Poren und Risse können dabei miteinander verbunden sein (offene oder effektive Porosität) oder isoliert vorliegen (geschlossene Porosität) sowie unterschiedliche Geometrien besitzen. Die effektive Porosität ist eine maßgebliche Eigenschaft für Speichergesteine (Öl, Gas, Wasser). Die damit verbundene Permeabilität ist die entscheidende Größe bei der Förderung von Öl, Gas oder

Thermalwasser. Die Anordnung und Orientierung der Poren und Risse im Gestein kann zu einer Anisotropie verschiedener Gesteinseigenschaften führen. Die Porosität eines Gesteins wird in Prozent angegeben. Typischerweise liegt die Porosität von Sedimenten zwischen 5 und 25 % (Selley 2000).

2.2.8 Permeabilität und Durchlässigkeitsbeiwert

Der Durchlässigkeitsbeiwert k_f [m/s] gibt an, welcher Volumenstrom Q [m³/s] bei einem gegebenen hydraulischen Gradienten i [-] pro Fläche A [m²] bei einer bestimmten Temperatur strömt (Langguth & Voigt 2004).

$$k_f = \frac{Q}{i \cdot A} \quad [2.8]$$

Permeabilität ist ein Maß dafür, wie gut ein beliebiges Fluid durch ein poröses Gestein fließen kann. Somit ist sie die zentrale Kenngröße, um den konvektiven Wärmetransport im Untergrund zu quantifizieren. Die Permeabilität wird von mehreren Faktoren beeinflusst. Dazu gehören unter anderem die effektive Porosität des Gesteins, die Porengeometrie, die Tortuosität der Porenkanäle, sowie die Größe der Engstellen zwischen den Poren (Selley 2000). Die Permeabilität ist eine reine Gesteinseigenschaft und somit unabhängig vom durchfließenden Fluid und steht mit dem Durchlässigkeitsbeiwert unter Berücksichtigung der dynamischen Viskosität μ und der Dichte ρ_F des Fluids sowie der Erdbeschleunigung g durch

$$k_f = \frac{K \cdot \rho_F \cdot g}{\mu} \quad [2.9]$$

mit

K	= Permeabilität	[m ²]
k_f	= Durchlässigkeitsbeiwert	[m/s]
ρ_F	= Dichte des Fluids	[kg/m ³]
g	= Erdbeschleunigung = 9,81	[m/s ²]
μ	= dynamische Viskosität des Fluids	[kg/(m·s)]

in Beziehung (Langguth & Voigt 2004). Beide Kennwerte K und k_f können richtungsabhängig sein und müssen dann als Tensor geschrieben werden. Nach dem Gesetz von Darcy berechnet sich die Permeabilität für ein beliebiges Fluid (Hölting & Coldewey 2005):

$$K = \frac{Q \cdot \eta \cdot l}{\rho \cdot g \cdot A \cdot \Delta p} \quad [2.10]$$

mit:

Q	= Fließrate	[m ³ /s]
A	= durchströmte Fläche des porösen Körpers	[m ²]
l	= durchströmte Länge des porösen Körpers	[m]
Δp	= Druckdifferenz bei Durchströmung	[Pa]

Die Permeabilität wird international oftmals in der Einheit Darcy [D] angegeben. In dieser Arbeit wird jedoch die SI-Einheit [m²] verwendet. Es gilt der Umrechnungsfaktor 1 D = 9,869 · 10⁻¹³ m² bzw. 1 m² = 1,013125 · 10⁻¹² D.

Bei einer Reservoircharakterisierung ist es besonders wichtig zwischen Gesteins- oder Matrixpermeabilität (K_M), welche die Permeabilität der ungestörten, ungeklüfteten Gesteinsmatrix beschreibt und der Gebirgspermeabilität (K_G), bei der auch das Trennflächengefüge, Störungszonen, Karsthohlräume, etc. berücksichtigt sind, zu unterscheiden. Die Skalenabhängigkeit der Permeabilität wird z. B. von Guéguen et al. (1996), Clauser (1992), Geiger et al. 2010 und Agar et al. 2013 beschrieben. Hier zeigt sich zum einen, dass der Betrachtungsmaßstab ausreichend groß gewählt werden muss, um die Permeabilität nicht zu unterschätzen und zum anderen, dass die Gebirgspermeabilität größere Schwankungsbreiten als die Gesteinspermeabilität aufweist sowie meist um mehrere Größenordnungen über der Gesteinspermeabilität liegt. Die Gebirgspermeabilität tiefergeothermischer Systeme kann nur über in Tiefenbohrungen durchgeführte Pump- oder Flowtests bestimmt werden.

2.2.9 Abgeleitete Größen: Transmissivität und Produktionsindex

Die Transmissivität T [m²/s] ist definiert als das Produkt aus dem Durchlässigkeitsbeiwert k_f und der Aquifermächtigkeit H :

$$T = \int_0^H k_f dz \quad [2.11]$$

Ist der Aquifer homogen und isotrop, so gilt

$$T = k_f \cdot H \quad [2.12] \quad \text{und}$$

bei einer Stockwerksgliederung des Aquifers gilt entsprechend

$$T = \sum k_{f,i} H_i \quad [2.13]$$

Werden die Aquiferkonstanten verwendet und anstatt über den Durchlässigkeitsbeiwert über die Permeabilität K integriert, so spricht man von Transmissibilität [m³].

Der Produktivitätsindex (PI) [m³/(s·MPa)] beschreibt die Förderrate in Abhängigkeit von der Druckabsenkung. Für Injektionsbohrungen ist das Analogon zum Produktivitätsindex der Injektivitätsindex. Er beschreibt die Injektionsrate in Abhängigkeit von der Druckerhöhung. Der Index wird in der Regel aus hydraulischen Bohrlochtests bestimmt, wobei zu berücksichtigen ist, dass bei kurzen Testzeiten der PI wegen der noch instationären Verhältnisse keinen konstanten Wert aufweist. Der Produktivitätsindex PI kann unter Zuhilfenahme der Brunnengleichung nach Thiem (1906) für vorzugebende Absenkungen s ($s = \rho \cdot g \cdot s$) und Bohrlochradien r rechnerisch abgeschätzt werden, wenn der k_f -Wert, die Aquifermächtigkeit H und die Reichweite des Absenktrichters R bekannt sind:

$$PI = \frac{Q}{s} = 2\pi \cdot k_f \cdot H \cdot \frac{1}{\ln \frac{R}{r}} \quad [2.14]$$

Der Produktivitätsindex ist im Gegensatz zur Transmissivität nicht allein von den Eigenschaften des Untergrundes sondern auch von bohrungsspezifischen Eigenschaften (Speicherung, Skinfaktor, Ausbau, etc.) abhängig (Stober & Bucher 2007). Für einen idealen

Aquifer und bei gleich bleibenden Fluideigenschaften und -bedingungen ist der Injektivitätsindex, falls der Öffnungsdruck des Gebirges nicht überschritten wird (elastische oder druckmechanische Verformung), identisch mit dem Produktivitätsindex. Da die aufzubringende Druckdifferenz von Viskosität und Dichte des Fluids abhängig ist und vor allem die Viskosität temperaturabhängig ist, ist der Injektivitätsindex bei Geothermiebohrungen (Injektion von abgekühltem Wasser) häufig kleiner als der Produktivitätsindex (Förderung von heißem Wasser). D. h. für das Verpressen des abgekühlten Wassers muss eine höhere Druckdifferenz aufgebracht werden als für das Fördern warmen Thermalwassers bei gleichem Volumenstrom.

2.2.10 Einaxiale Druckfestigkeit

Die einaxiale Druckfestigkeit von Festgesteinen ist die Druckfestigkeit von Festgesteinsproben bei unbehinderter Seitendehnung und stellt einen Parameter für die Beschreibung der Festigkeit von Gesteinen dar. Sie wird im einaxialen Druckversuch bestimmt und häufig als Einflussgröße für die Standfestigkeit, Bohrbarkeit sowie Lösbarkeit von Gesteinen herangezogen (Prinz & Strauß 2006). Zudem können aus der Versuchsauswertung Aussagen über das Bruch- und Verformungsverhalten des Gesteins abgeleitet werden, was im Hinblick auf die hydraulische Stimulation tiefengeothermischer Reservoirs zur Prognose von Rissausbreitungen und Interpretation von in-situ Spannungsverhältnissen genutzt werden kann.

2.3 Weitere geologische und chemisch-physikalische Faktoren für die Reservoircharakterisierung

Die Qualität eines geothermischen Reservoirs wird neben seinen thermo-, petrophysikalischen, hydraulischen und geomechanischen Eigenschaften auch durch eine Reihe weiterer wichtiger Faktoren bestimmt. So sind die Verbreitung und Tiefenlage der potenziellen Reservoirformationen sowie deren Lithologie, Fazies und Diagenese im tieferen Untergrund von entscheidender Bedeutung. Zur Kartierung der Tiefenlage, Verbreitung und Struktur von potenziellen Zielhorizonten sowie zur Identifikation von Störungssystemen werden in der Regel reflexionsseismische Verfahren, Magnetotellurik, Gravimetrie oder eine Kombination dieser Methoden eingesetzt. Sofern diese zur Verfügung stehen werden auch Daten aus bereits abgeteuften Tiefbohrungen und seismische Altprofile aus der KW-Exploration für eine erste Abschätzung herangezogen. Durch moderne digitale Aufarbeitung (Reprocessing) ist es möglich, die Qualität der seismischen 2D-Datensätze zu verbessern. Auf der Basis der Auswertungsergebnisse kann über die Notwendigkeit weiterer seismischer Untersuchungen entschieden werden (PK Tiefe Geothermie 2007). Es ist jedoch hinsichtlich einer verlässlicheren Reservoirprognose zu empfehlen und mittlerweile Stand der Technik eine räumliche Erfassung des Reservoirs mittels moderner 3D Seismik durchzuführen. Die 3D-Seismik ermöglicht ein räumliches Abbild der Lagerungsverhältnisse und tektonischen Hauptelemente, so dass auf dieser Grundlage die Geometrie des Reservoirs sowie die Bohrpfade der Produktions- und Injektionsbohrungen festgelegt werden können.

Gerade in karbonatischen Reservoirs ist die Identifikation und Unterscheidung von Heterogenitäten der Fazies mittels seismischen Erkundungen je nach Datenqualität und Kenntnisstand sehr anspruchsvoll (Chilingarian et al. 1992) bis nicht auflösbar. In diesem Fall empfiehlt sich hinsichtlich einer Faziesbeschreibung und Korrelation physikalischer Reservoirkennwerte auf verschiedene Faziesräume ein Analogschluss auf an der Oberfläche

aufgeschlossene Karbonate der Zielformation. Dies trifft in besonderem Maße auf die Karbonate des Molassebeckens zu (Kap. 6.1).

Darüber hinaus sind die chemischen und physikalischen Fluideigenschaften des Thermalwassers für eine Reservoirbeurteilung von Bedeutung. Thermales Tiefenwasser spiegelt die Herkunft, die Zirkulationsdauer und die Wechselwirkungen mit dem Reservoirgestein wieder. Die meisten Thermalwässer weisen eine erhöhte Mineralisation und Gasgehalte auf. Um Aussagen zu den Eigenschaften des geförderten Thermalwassers und den möglichen Auswirkungen zu treffen, ist die genaue Kenntnis der Inhaltsstoffe eine grundlegende Voraussetzung für den erfolgreichen Langzeitbetrieb der geothermischen Anlage. Eine hydrochemische Analyse umfasst die Vor-Ort-Parameter (elekt. Leitfähigkeit, Temperatur, pH-Wert, Redoxpotential), die Hauptionen und die Spurenstoffe. Untersuchungen des Gasanteils gehören ebenfalls zur Charakterisierung der Tiefenwässer und sind mitentscheidend für den späteren Anlagenbetrieb, sollte es z. B. notwendig sein mit Inhibitoren zur Vermeidung von Ausfällungen im Anlagensystem zu arbeiten. Isotopenuntersuchungen geben Hinweise auf die Genese und Herkunft des Thermalwassers.

2.4 Trennflächenanalyse

Für die wirtschaftliche Nutzbarkeit tiefer geothermischer Reservoirs ist eine hohe Fließrate von heißem Wasser durch das Gestein zur Produktionsbohrung hin nötig. In den meisten geothermischen Reservoirs wird dieser Fluidtransport vor allem durch die Gebirgspermeabilität und hier vor allem durch die Permeabilität des tektonisch bedingten Bruchsystems kontrolliert („bruchkontrollierte Fluidreservoirs“; engl. fractured reservoirs, vgl. Nelson 1985). In bruchkontrollierten Fluidreservoirs erreichen nur diejenigen Trennflächensysteme, die für den Fluidtransport nötige Perkolationschwelle, die ausreichend vernetzt sind (Stauffer & Aharony 1992). Daher sind Informationen über die Gesteins- oder Matrixpermeabilität als auch über die Struktur, Textur und Geometrie des im Reservoirhorizont anzutreffenden Trennflächensystems von großer Bedeutung. In diesem Zusammenhang ist die Untersuchung der Orientierung, Öffnungsweiten, Oberflächenbeschaffenheit und des Vernetzungsgrades sowie eventuell auftretende sekundäre Mineralisationen im Trennflächensystem besonders wichtig. Dies ermöglicht einerseits eine Abschätzung der natürlichen vorhandenen und andererseits der durch Stimulationsmaßnahmen zu schaffenden Permeabilität geothermischer Reservoirs vor dem Abteufen von Bohrungen. Um Geometrien und weitere Eigenschaften existierender Trennflächensysteme in geothermisch interessanten Teufen dreidimensional zu prognostizieren, ist die Auflösung seismischer Verfahren viel zu gering und Bohrkerne aus Explorationsbohrungen stehen meist nicht zur Verfügung bzw. liefern nur sehr begrenzte punktuelle Informationen (Philipp et al. 2005). Hieraus ergibt sich die Notwendigkeit strukturgeologische Analysen und Bestimmungen der petro- und thermophysikalischen Gesteinseigenschaften der in Frage kommenden Zielhorizonte in Aufschlussanaloga durchzuführen, die ähnlich auch in der Kohlenwasserstoffexploration durchgeführt werden (Jahn et al. 2008).

Klüfte stellen Trennflächenpaare im Gestein dar. Die Häufigkeit und Öffnungsweiten der Klüfte bestimmen neben Störungszonen im Wesentlichen die hydraulische Leitfähigkeit des Gesteins bzw. Reservoirs. Mit einem Gefügekompas nach Clar wurden die Einfallrichtung und der Einfallwinkel der Klüfte im Aufschluss eingemessen. Dabei wurde auf eine möglichst große Anzahl von Einzelmessungen je Homogenbereich geachtet. Die Gefügedaten sind

durch Kluffrosen dargestellt (Kap. 7.1). Zusätzlich wurden der Durchtrennungsgrad, die Klüftöffnungsweiten, die Rauigkeiten der Klüftflächen sowie ggf. der Kluffbelag beziehungsweise die Art der Kluffüllung erfasst (Tab 2.3 und 2.4).

Tab. 2.3: Klassifikation des Trennflächenabstandes von Klüften und Gesteinsschichten in Abhängigkeit vom mittleren Abstand (nach FGSV 1992).

Mittlerer Abstand [cm], Toleranz ± 20%	Klüftung	Schichtung/Schieferung
< 1	Störungszone	blättrig
1 - 5	sehr stark klüftig, dichtständig	dünnplattig
5 - 10	stark klüftig, engständig	dickplattig
10 - 30	Klüftig, mittelständig	dünnbankig
30 - 60	schwach klüftig, weitständig	dickbankig
> 60	kompakt	massig

Tab. 2.4: Klassifikation von Klüftöffnungsweiten nach ISRM 1978 und IAEG 1981.

	ISRM 1978	Öffnungsweite [mm]	IAEG 1981	Öffnungsweite [mm]
offene Formen	kavernös	>1000		
	extrem weit	100 - 1000	sehr groß	>200
	sehr weit	10 - 100	groß	60 - 200
klaffende Formen	weit	>10	mittelgroß	20 - 60
	mittelweit	2,5 - 10	mittelklein	6 - 20
	offen	0,5 - 2,5	klein	2 - 6
geschlossene Formen	teilweise offen	0,25 - 0,5	sehr klein	0 - 2
	dicht	0,1 - 0,25	geschlossen	0
	sehr dicht	< 0,1		

Die an der Geländeoberfläche messbaren Öffnungsweiten der Klüfte sind aufgrund der Auflockerung des Gebirges größer als die Öffnungsweiten von Klüften in der Tiefe (Philipp et al. 2010). Diese Strukturen sind sich jedoch selbstähnlich und die Öffnungsweiten der Klüfte folgen Potenzgesetzen (Rossmann 1998, Gudmundsson et al. 2002), d. h. die Öffnungsweiten nehmen mit zunehmender Tiefe exponential ab, wobei der Durchtrennungsgrad also die relative Verteilung der Klüfte ähnlich dem an der Oberfläche bleibt. Demzufolge hat nach dem kubischen Gesetz (de Marsily 1986) die Abnahme der Öffnungsweite entscheidenden Einfluss auf die zu erwartende Permeabilität des Tiefengesteins. Nach Lee & Farmer (1993) reduziert sich die Öffnungsweite in den ersten 10er Metern stark, danach aber deutlich weniger. Somit ist in Teufen von 2 bis 3 km noch mit Klüftöffnungsweiten von 1/10 und 1/100 der oberflächennahen Öffnungsweiten zu rechnen. Hierbei ist zu beachten, dass auch die Kluffrequenz im Allgemeinen abnehmen wird. In dem in Reservoirteufe zu erwartenden Klüftöffnungsbereich verbringt sich somit eine Unsicherheit mit mindestens Faktor 10. Dies entspricht hinsichtlich einer Volumenstromberechnung einem Unsicherheitsfaktor von 1000, da die volumetrische Fließrate für ein idealisiertes Kluffnetzwerk proportional zur dritten Potenz der Öffnungsweite der Kluff ist (de Marsily 1986). Für parallele Kluffscharen ergibt sich somit nach Bear (1993) die hydraulische Leitfähigkeit k_f [m/s] zu:

$$k_f = \frac{\rho_f g}{12\mu L} \sum_{i=1}^m b_i^3 \quad [2.15]$$

wobei ρ_f die Dichte [kg/m^3], μ die dynamische (absolute) Viskosität [$\text{Pa}\cdot\text{s}$] des Fluids, L die Länge [m] des Profils (Scanline), g die Erdbeschleunigung [m/s^2] und b die Öffnungsweite [m] der Klüfte darstellt.

3. Tiefe Geothermie im Molassebecken

Das Molassebecken umfasst Teile der Zentral-Schweiz, Süddeutschlands sowie Oberösterreichs (Abb. 3.1). Thermalwässer aus den tertiären Molassesedimenten können u.a. aufgrund ihrer vergleichsweise geringen Tiefenlage nur für balneologische Nutzungen und nicht zur Wärme- oder gar Stromproduktion herangezogen werden. Das Hauptaugenmerk der energetischen Nutzung richtet sich auf den an der Beckenbasis auftretenden karbonatischen Oberjura, auch Malm genannt, der als Kluft-(Karst)-Tiefengrundwasserleiter (gelegentlich auch als Malmkarstaquifer bezeichnet) in Erscheinung tritt.

Im Schweizer Molassebecken existiert außer der aufgrund einer geringen Thermalwasserförderrate und eines Gaszutrittes stillgelegten Anlage in St. Gallen keine hydrothermale energetische Nutzung des Malm oder anderer potenzieller Aquifere.

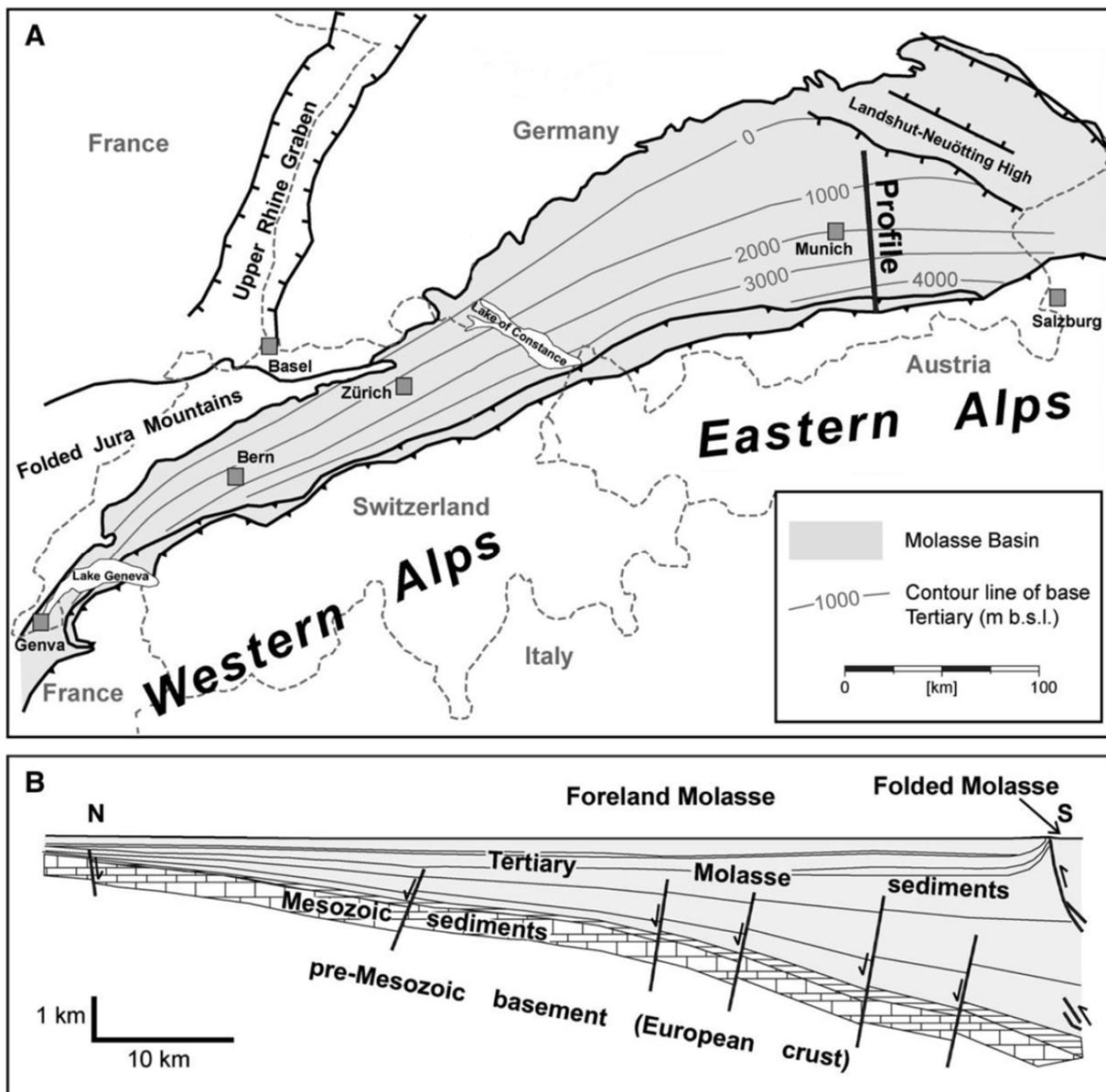


Abb. 3.1: (A) Übersicht zur Mächtigkeit der tertiären Sedimentfüllung (contour line) des Molassebeckens mit Darstellung der tektonischen Hauptelemente. (B) Nord-Süd Profil durch das südostdeutsche Molassebecken (verändert, Reinecker et al. 2010).

In Deutschland muss zwischen dem bayerischen und dem baden-württembergischen Teil des Molassebeckens differenziert werden: Auf der baden-württembergischen Seite wird aufgrund der ungünstigen gesteinspezifischen Eigenschaften des Malm (helvetische Fazies) oder der zu geringen Tiefenlage keine energetische Nutzung betrieben. Lediglich im nördlichen Oberschwaben wurden bisher balneologische Projekte sowie daran angekoppelte Wärmenutzungen im kleineren Maßstab realisiert. Für den baden-württembergischen Teil des Süddeutschen Molassebeckens sind die Formationen des Oberen Juras und des Oberen Muschelkalks die wichtigsten potenziellen Nutzhorizonte. Dabei sind die Formationen des höheren Oberen Juras im nördlichen Bereich aufgrund ihrer hohen Ergiebigkeit das Grundwasserstockwerk mit dem größeren hydrogeothermischen Potential. Faziell gegliedert in einen nördlichen und einen südlichen Abschnitt, sind innerhalb des Oberen Juras die größten hydrogeothermischen Potentiale im Bereich eines mächtigen beckenparallelen Gürtels vorhanden, der sich von der Region Konstanz-Singen über das Gebiet bei Pfullendorf und Aulendorf bis zur Iller erstreckt (Stober & Jodocy 2009).

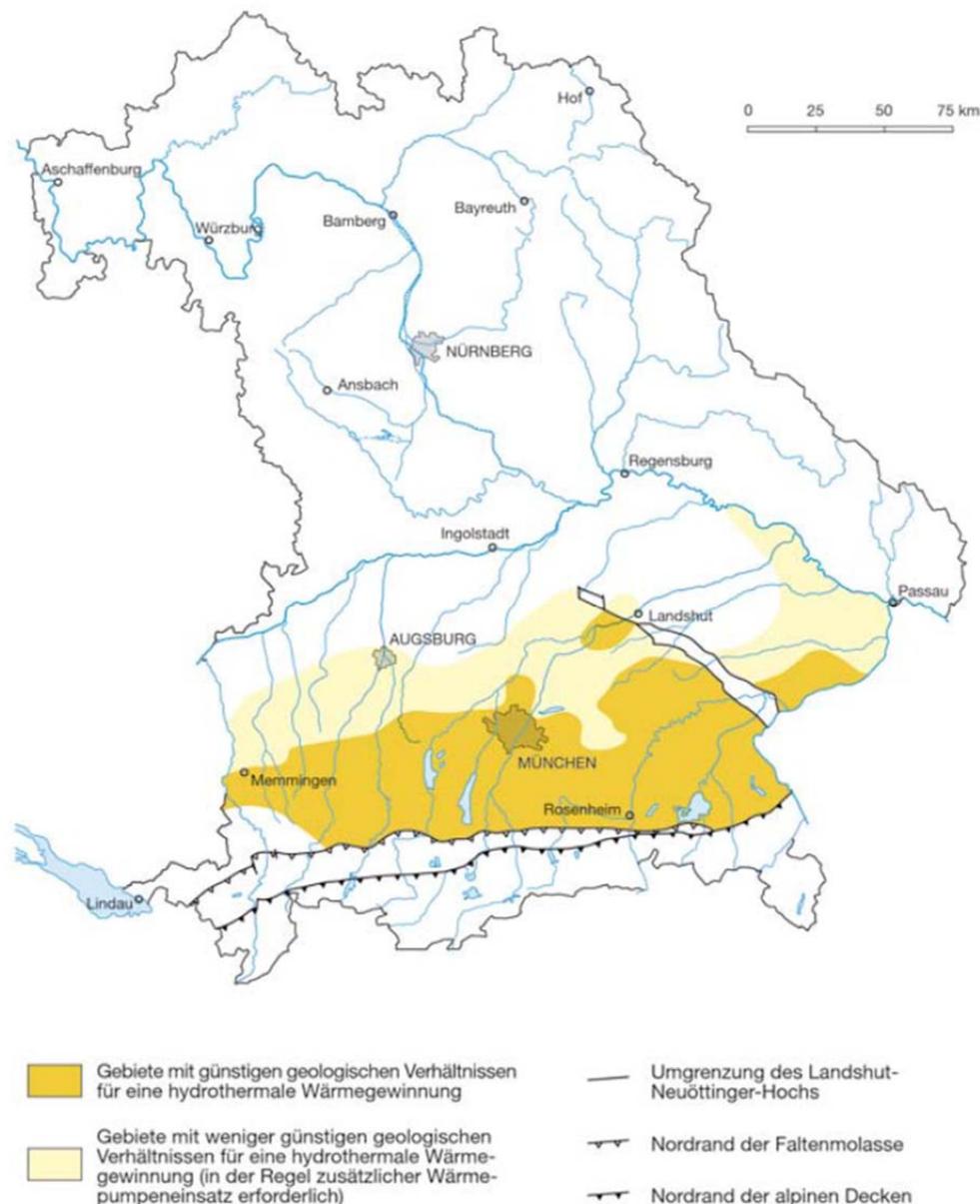


Abb. 3.2: Gebiete mit potenziell günstigen geologischen Voraussetzungen für eine hydrothermale Wärmeerzeugung im bayerischen Teil des Molassebeckens (StMWIVT 2010).

Im bayerischen Teil des Molassebeckens (Abb. 3.2) sind die geothermischen Bedingungen günstiger, was sich auch in der hohen Anzahl von beantragten Aufsuchungserlaubnissen zeigt (derzeit über 80) (StMWIVT 2010). Grundsätzlich bieten sich für eine potenzielle Erschließung von Thermalwasser im Untergrund des süddeutschen Molassebeckens das Grundgebirge, der Muschelkalk und Keuper sowie der Dogger an. Diese Horizonte sind jedoch für eine hydrothermale Nutzung nur in Gebieten interessant, in denen der Malm im Molassebecken in noch nicht ausreichender Tiefe ansteht. Bei besonders günstigen Bedingungen könnte auch eine energetische Nutzung in den Kreidesandsteinen möglich sein; bei den potenziell thermalwasserführenden Aquiferen im tieferen Tertiär wird nach derzeitigem Kenntnisstand der Schwerpunkt auf einer balneologischen Nutzung liegen müssen. Die teilweise verkarsteten Malmkalke und -dolomite bilden aufgrund ihrer z. T. hohen Ergiebigkeit in Verbindung mit einer über weite Bereiche ausreichend großen Tiefenlage den wichtigsten Thermalwasserleiter des Süddeutschen Molassebeckens.

Nördlich der Donau bildet der Malm die Schwäbische und Fränkische Alb. Südlich der Donau taucht er unter dem Molassenbecken bis auf Tiefen von über 5.000 m am Alpenrand ab. Richtung Süden zum Alpenrand hin ist mit einem Rückgang der hydraulischen Durchlässigkeit zu rechnen. Zum einen lassen sich dort kompressive tektonische Strukturen teilweise bis zur Molassebasis und somit auch innerhalb des Malm beobachten, zum anderen herrscht am Alpenrand ein hoher lithostatischer Auflastdruck (entspricht ca. 130 MPa) der bis zu 5.000 m mächtigen Molassesedimente. Beide Faktoren sowie die Erfahrungen aus den südlich von München gelegenen Tiefbohrungen lassen auf einen Rückgang der Schüttung im Vergleich zur weiter nördlich gelegenen, von Extensionstektonik dominierten Vorlandmolassebasis schließen. Aus bohrtechnischer Sicht steigen am Alpenrand zudem die Anforderungen, da neben der hohen Erschließungstiefe und ggf. einem Bohrungsverlauf innerhalb der Faltenmolasse unter anderem auch hohe hydrostatische Überdrücke auftreten können.

Das geothermische Strom- und Wärmepotenzial des Malmkarstes und der beiden weniger bedeutenden Aquifere Muschelkalk und Unterkreide ist in Tabelle 3.1 für ein kraftwerkstechnisch nutzbares Temperaturintervall von 100-130 °C (Rogge 2004, Abb. 3.3) angegeben.

Tab. 3.1 Theoretische Angebotspotenziale des süddeutschen Molassebeckens (Daten aus Rogge 2004 und Jung et al. 2002).

Formation	Fläche [m ²]	Theoretisches Angebotspotenzial [EJ]	Zur Stromerzeugung nutzbare therm. Energie [EJ]	Stromerzeugung		Kraftwärmekopplung	
				Wirkungsgrad [%]	Elektrische Energie [GWa]	Maximal gewinnbare therm. Energie [EJ]	Wärmeanteil [EJ]
Malm	2320	35,7	5	10,3	16,44	9,6	4,6
Muschelkalk	196	0,2	0,03	10,3	0,1	0,06	0,03
Unterkreide	1264	5,0	0,7	10,3	2,3	1,4	0,7
Summe	3780	40,9	5,73		18,84	11,6	5,33

Nach Rogge (2004) beträgt das theoretische Angebotspotenzial 40,9 EJ. Insgesamt liegt ein technisches Angebotspotenzial von 18,84 GWa vor, wobei hiervon 16,44 GWa aus dem Malm stammen. Die Unterkreide trägt mit 2,3 GWa zum technischen Angebotspotenzial bei.

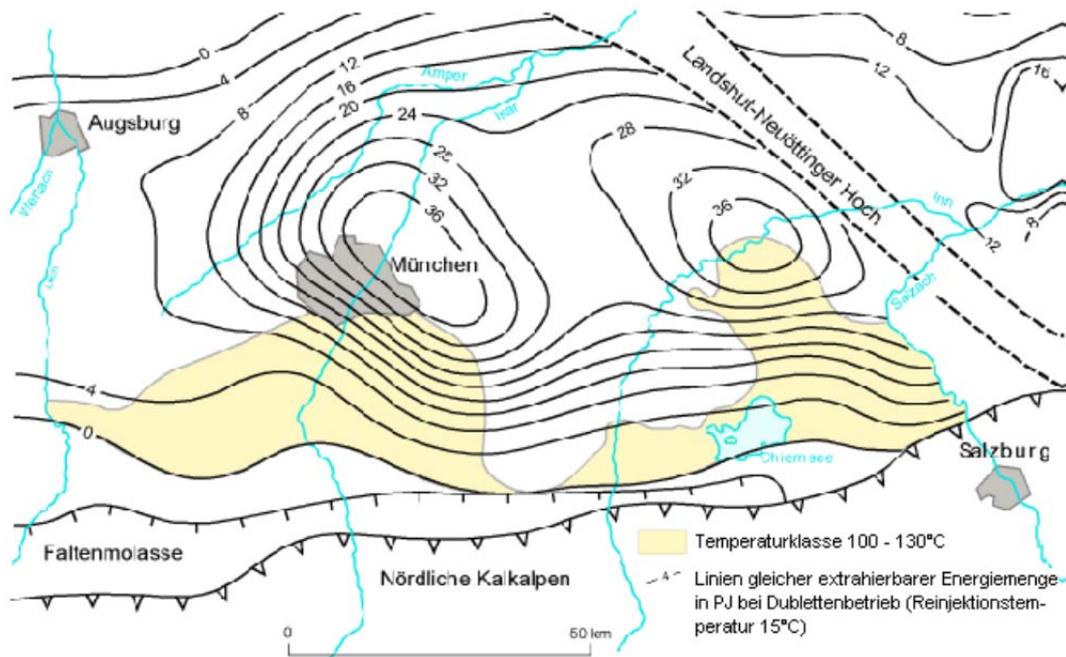


Abb. 3.3: Geothermische Ressourcen des Malm im Zentralbereich des Molassebeckens (Jobmann & Schulz 1989).

Abgesehen von einigen balneologischen Erschließungen des Malms, wurden überwiegend Wärmeprojekte im süddeutschen Molassebecken realisiert. Aktuell sind in Bayern 17 Anlagen zur Nutzung der Tiefen Geothermie für die Fernwärmebereitstellung beziehungsweise zur Erzeugung von Strom (Abb. 3.4) in Betrieb (Stand 04/2014, Tab. 3.2, Abb. 3.5); weitere Anlagen in Altdorf, Ismaning, Kirchweidach, Mauerstetten, München-Freiham, Taufkirchen und Traunreut sind im Bau und werden kurz- bis mittelfristig ihren Betrieb aufnehmen. Auf das ebenfalls in der Bauphase befindliche Projekt in Geretsried wird im Kapitel 8.2.4 detaillierter eingegangen.

Kumuliert verfügen diese Kraftwerke bereits über 76 Betriebsjahre, wobei die ältesten Geothermieheizwerke Erding und Straubing schon seit 1998 beziehungsweise 1999 in Betrieb sind. Insgesamt verfügt Bayern damit über eine installierte geothermische Wärmeleistung von über 210 MW und eine elektrische Leistung von ca. 3 MW. Im Jahr 2012 haben die Anlagen rund 350 GWh Wärme bereitgestellt, was in etwa dem Wärmebedarf einer 75.000-Einwohner-Stadt entsprechen würde. Im Vergleich zu konventionellen Erdgasheizungen wurden somit ca. 90.000 Tonnen CO₂ eingespart (GtV 2014). Das hydrothermale Potenzial des Malms wird auf 1.800 MW_{th} sowie 300 MW_{el} geschätzt (StMWIVT 2010). In die bestehenden Projekte wurden bis heute ca. 500 Mio. Euro investiert, wobei die Vorhaben einen Umsatz von über 30 Mio. Euro pro Jahr generieren (GtV 2014). Etwa 20 weitere Projekte im Bereich des süddeutschen Molassebeckens sind in verschiedenen Planungs- und Vorstudienphasen, wobei ein Großteil dieser Projekte im bayerischen Teil des Molassebeckens angesiedelt ist.

Im oberösterreichischen Teil des Molassebeckens wird der Malm energetisch an den Standorten Geinberg, St. Martin i. Innkreis, Haag am Hausruck, Obernberg, Simbach/Braunau (deutsch-österreichisches Projekt) sowie Altheim genutzt (Tab. 3.3, Abb. 3.5). Altheim ist das erste realisierte geothermische Verstromungsprojekt im Molassebecken, das bereits seit 1999 als hydrothermale Dublette in Betrieb ist. Eine weitere Geothermieanlage ist derzeit in Ried/Innkreis im Entstehen; sie soll eine Leistung von 24 MW_{th} haben. Im Endausbau ist eine installierte Leistung von 55 MW_{th} geplant (Füreder

2012). Damit wäre die geothermische Fernwärme Ried/Innkreis die größte geothermische Anlage Österreichs und damit auch des gesamten Molassebeckens.

Tab. 3.2: Tiefe Geothermieprojekte in Bayern in Betrieb (GtV 2014).

Projektstandort	MW _{th}	MW _{el}	Temperatur [°C]	Teufe [m]	Förderrate [l/s]	Jahr der Inbetriebnahme
Aschheim, Feldkirch, Kirchheim	19	0	85	2.630	75	2009
Dürrnhaar*	0	5	141	3.926	130	2013
Erding	9,7	0	65	2.200	55	1998/2008
Garching	6	0	74	2.100	100	2010
Grünwald	5,3	4 (im Bau)	130	4.083	140	2011
Kirchstockach*	0	5	139	3.882	130	2013
München-Riem	10	0	93	2.746	75	2004
Oberhaching-Laufzorn	40	0	130	3.300	138	2011
Poing	7	0	76	3.000	100	2011
Pullach	15	0	107	3.445	105	2005/2012
Simbach/Braunau	8	0	80	1.942	80	2001
Straubing	4,1	0	36	800	45	1999
Sauerlach	4	5	140	5.567	110	2013
Unterföhring	9	0	87	2.512	85	2009
Unterhaching	38	3,36	122	3.350	150	2007
Unterschleißheim	28,36	0	79	1.960	100	2003
Waldkraiburg	13,5	k.A.	108	2.650	65	2012

*Probetrieb

Tab. 3.3: Tiefe Geothermieprojekte in Betrieb im oberösterreichischen Teil des Molassebeckens (basierend auf Goldbrunner 2012).

Projektstandort	MW _{th}	MW _{el}	Temperatur [°C]	Förderrate [l/s]	Jahr der Inbetriebnahme	Fernwärmenetz [km]
Altheim	18,8	?	105	80	1990/1999	14,5
Geinberg	7,8	0	105	33	1981/1998	6
Haag	2,2	0	86	20	1995	12
Obernberg	1,7	0	80	20	1996/97	17
Simbach-Braunau	9,3	0	80	74	2001	40
St. Martin	3,3	0	90	20	2000	25

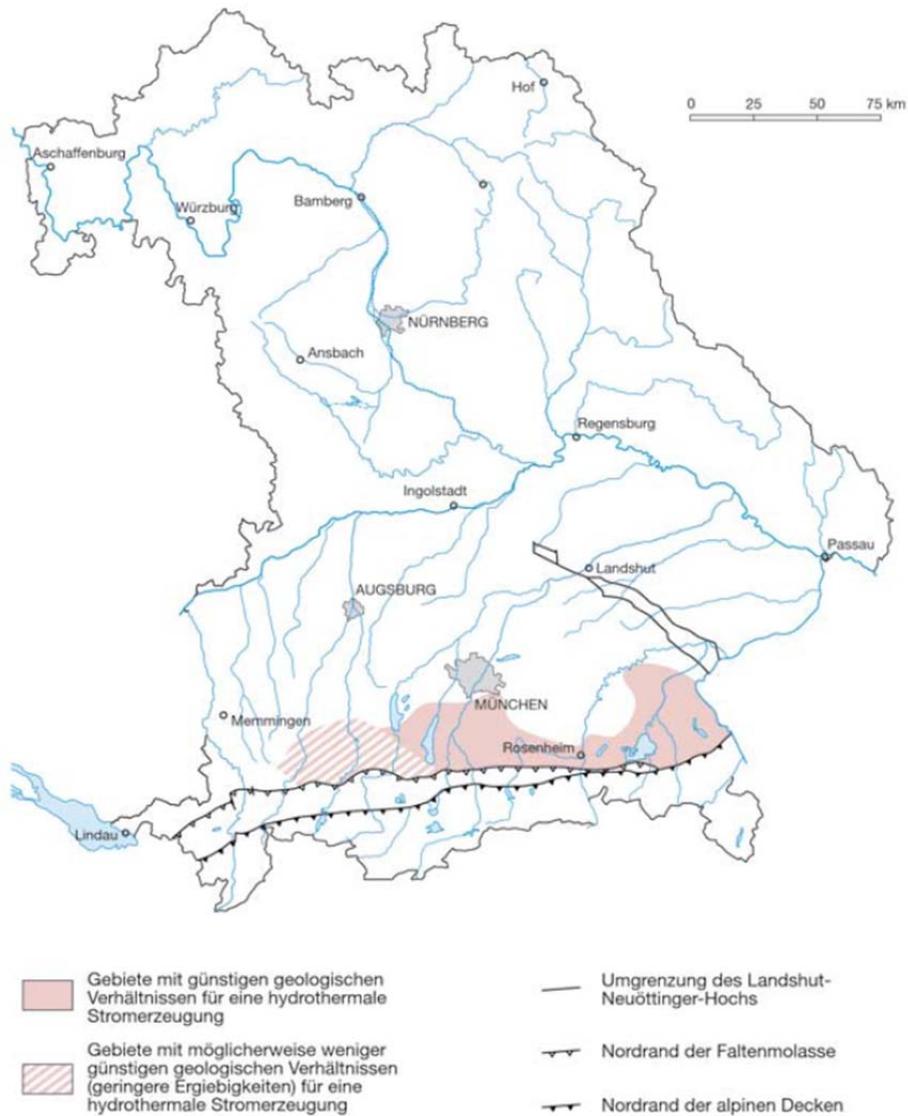


Abb. 3.4: Gebiete mit potenziell günstigen geologischen Voraussetzungen für eine hydrothermale Stromerzeugung im bayerischen Teil des Molassebeckens (StMWIVT 2010).

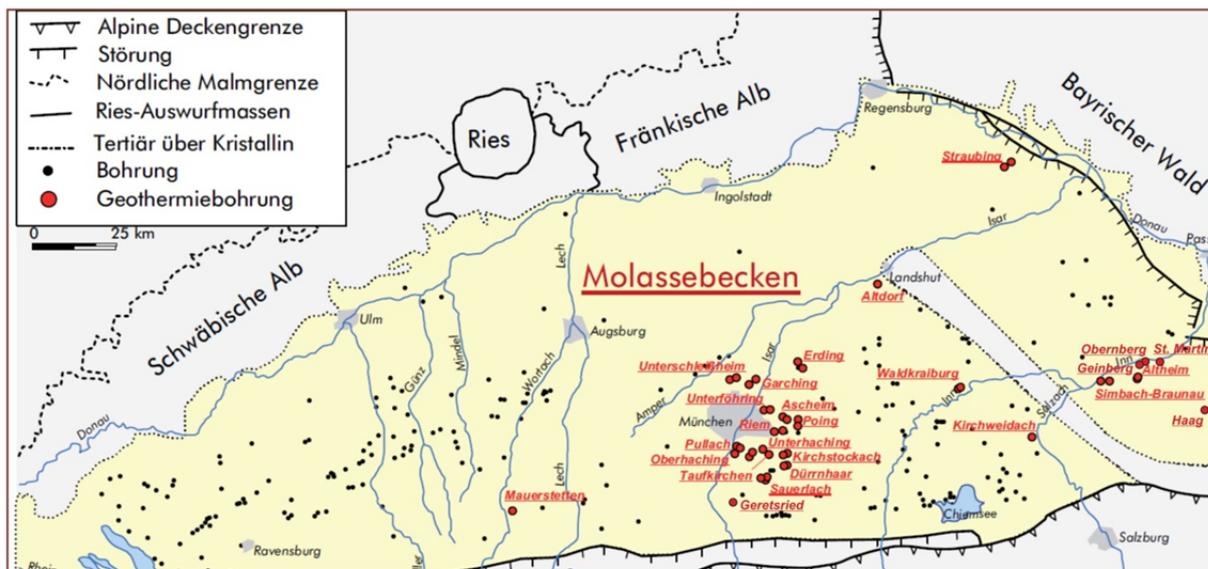


Abb. 3.5: Geothermiebohrungen im zentralen Molassebecken (verändert, Wolfram et al. 2012).

4. Geologie Süddeutschlands – Molassebecken und Schwäbisch/Fränkische Alb

4.1 Paläogeographische Entwicklung

Im diesem Kapitel werden die grundsätzlichen paläogeographischen und geologischen Entwicklungen im Arbeitsgebiet dargelegt, wobei auf die Einheiten des Oberen Jura (Malm), welcher die Zielformation der tiefengeothermischen Nutzung im Molassebecken darstellt, detaillierter eingegangen wird. Da die in Kapitel 8.2.4 behandelte Bohrung GEN1 neben dem jurassischen Reservoir ebenfalls die hangenden Molassesedimente durchteuft, wird in diesem Kapitel auch ein kurzer Abriss zur Molasse aufgeführt. Prinzipiell sind die Untergrundstrukturen des Arbeitsgebietes durch zahlreiche Explorations- und Produktionsbohrungen (überwiegend für Erdöl-, Erdgas- und Thermalwasserbohrungen) sowie geophysikalische Erkundungen erschlossen. Da diese Untersuchungen jedoch stets mit unterschiedlichen Zielsetzungen verknüpft sind, bedarf es noch einer übergeordneten beckenweiten Analyse (Geomol 2014).

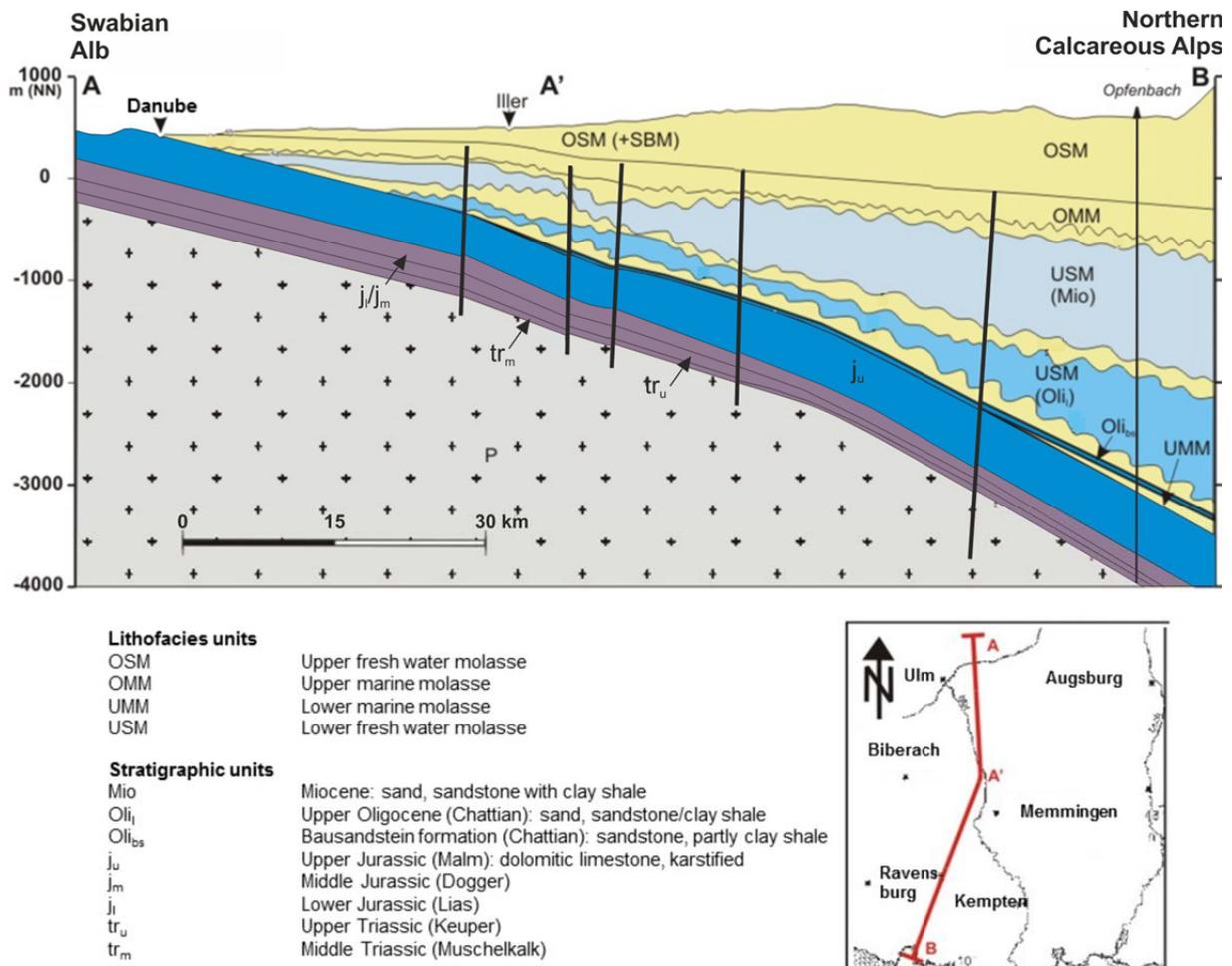


Abb. 4.1 Profilschnitt durch das westliche Molassebecken (verändert, Clauser et al. 2002).

Das gesamte Molassebecken erstreckt sich mehr als 1.000 km von der Westschweiz bis nach Österreich. Im Norden wird das Becken vom Schweizer Jura, der Schwäbisch-Fränkischen Alb und dem Böhmischem Massiv begrenzt. Im Süden wird es begrenzt durch die Gebirgsketten der West- und Ostalpen sowie der westlichen Karpaten. Das Becken

enthält mächtige obereozäne bis quartäre Sedimentabfolgen, welche vorrangig aus den aufsteigenden Alpen geschüttet wurden und diskordant mesozoischen Gesteinsserien auflagern, die ihrerseits das kristalline Grundgebirge überlagern. Es hat die Geometrie eines asymmetrischen, nach Südosten hin einfallenden Troges, in dem die Mächtigkeiten der känozoischen Serien von wenigen Metern entlang des Nordrandes auf weit über 4.000 m entlang des Alpenrandes anwachsen (Abb. 4.1).

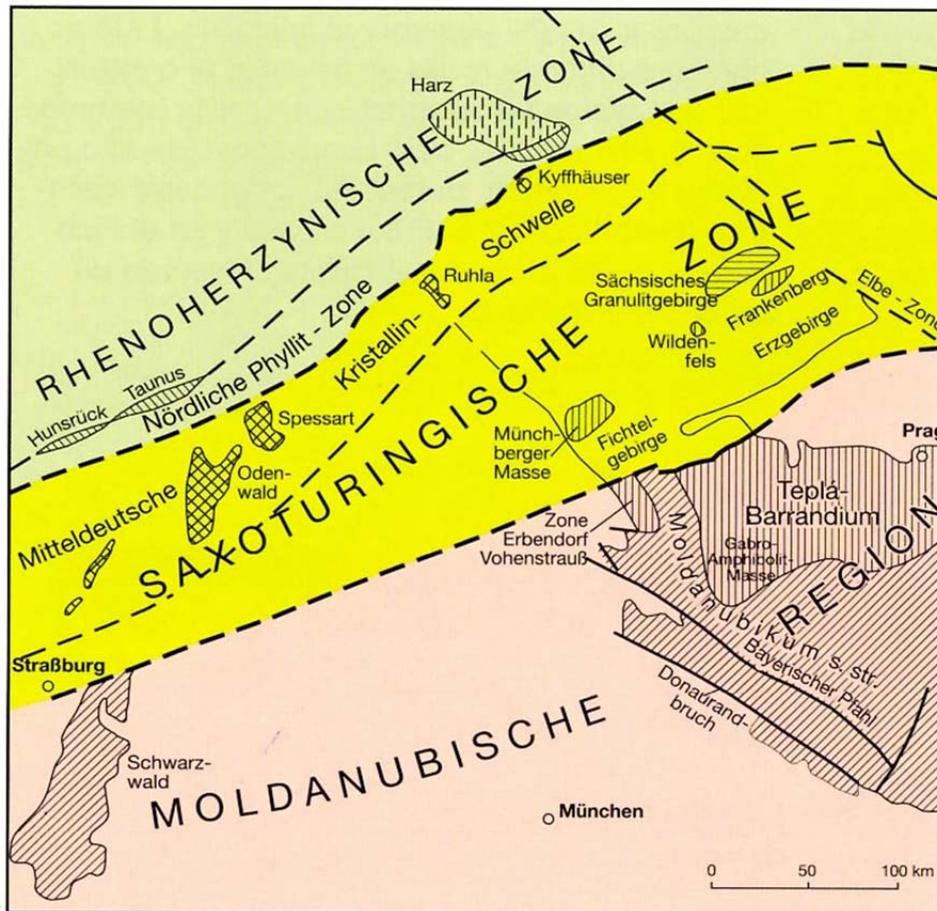


Abb. 4.2: Übersicht zur Grundgebirgsgliederung im Bereich Süddeutschland (Bayerisches Geologisches Landesamt 2004).

Das Grundgebirge der Süddeutschen Scholle gehört der Saxothuringischen und Moldanubischen Zone der mitteleuropäischen Varisziden an (Abb. 4.2). Das Grundgebirge ist im Thüringer Wald, Frankenwald, Fichtelgebirge, Oberpfälzer und Bayerischen Wald seit Ende des Juras herausgehoben. Die Tiefenlage des Grundgebirges ist jedoch unterschiedlich. Im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes werden im Bereich der Rotliegendesenken Mächtigkeiten von bis zu 1.500 m erreicht. Nach Süden steigt die Grundgebirgsoberfläche in Richtung Donau auf gebietsweise nur 300 m unter Geländeoberkante an. Südlich der Donau sinkt sie zum Molassebecken stetig ab und erreicht am Alpenrand Tiefenlagen von mehr als 5 km.

Nach der Bildung des variszischen Grundgebirges bildete das Gebiet der Süddeutschen Scholle einen großen Festlandsbereich mit weitflächiger Erosion. Im Oberkarbon/Rotliegend kam es entlang der heutigen Fränkischen Linie zur Einsenkung kleinerer intramontaner Becken (u. a. im Naab-Trog), die dem variszischem Gebirgsstreichen folgten und mit dem Abtragungsschutt der aufsteigenden Schwellenzonen gefüllt wurden (Bachmann et al. 1987).

Im Stefan und Rotliegend wurden Fanglomerate mit Sandsteinen und sandigen Schiefertönen sedimentiert, die in den Senkungszone mehrere 100 m Mächtigkeit erreichen (Walter 1995).

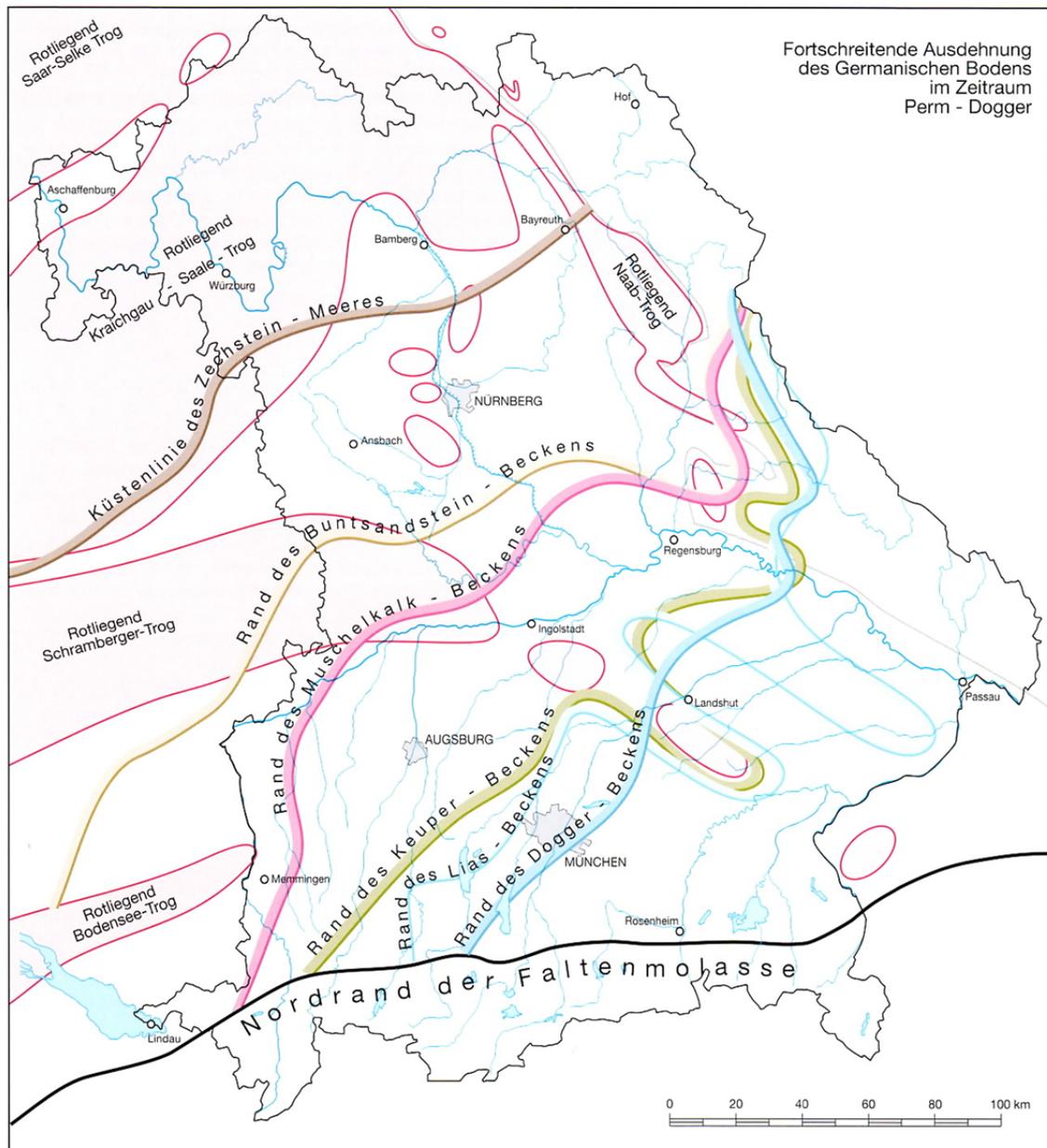


Abb. 4.3: Paläographische Darstellung der Beckenränder für das Arbeitsgebiet im Zeitraum Perm bis Dogger (Bayerisches Geologisches Landesamt 2004).

Im Zechstein erfolgte ein erster Meeresvorstoß aus Norden. In weiten Teilen der Süddeutschen Scholle wurden Karbonate gebildet, die meerwärts zunehmend Einschaltungen von Tonen und Mergeln aufweisen (Bachmann et al. 1987). Die marinen Zechsteinabfolgen erreichen Mächtigkeiten bis zu 200 m. Die südliche Begrenzung des Zechsteinmeeres zu den kontinentalen klastischen Bildungen des Zechsteins im Süden bildet die Linie Ettlingen-Nürnberg (Abb. 4.3).

Im Buntsandstein bestand das flache, wieder festländische Sedimentbecken Süddeutschlands zunächst fort. Dabei dehnte sich der Ablagerungsraum immer weiter nach Südosten aus. Es wurden vorwiegend fluviatile klastische Sedimente abgelagert mit

Konglomeraten, Sandsteinabfolgen und tonigen Einschaltungen im Unteren und Oberen Buntsandstein (Geyer & Gwinner 1991). Im Oberen Buntsandstein traten Sedimentationsunterbrechungen auf, die durch Bodenbildungen (Dolomitkrusten) angezeigt werden.

Das Meer des Muschelkalks war ein flaches Randmeer der Tethys mit nur eingeschränkter Verbindung zum offenen Ozean. Im Osten bog die Küstenlinie vor dem Böhmischem Massiv, welches auch klastische Sedimente lieferte, nach Norden (Walter 1995). Im Südosten lag im Bereich des heutigen außeralpinen Molassebeckens das Vindelizische Land, ein kristallines Hebungsgebiet. Aride Klimaverhältnisse führten zur Übersalzung des Randmeeres und Bildung von Evaporiten. Im Mittleren Muschelkalk war die Verbindung zum offenen Meer am weitesten eingeschränkt, was durch die Bildung salinärer Abfolgen dokumentiert ist (Geyer & Gwinner 1991). Im Unteren und Oberen Muschelkalk hingegen wurden im Untersuchungsgebiet vorwiegend Wechselfolgen von Kalksteinen und Mergelsteinen abgelagert.

Im Keuper fungierte das Vindelizische Land zunehmend als Sedimentlieferant (Geyer & Gwinner 1991). Der Untere Keuper ist mit Tonsteinfolgen und Dolomitenbänken noch vorwiegend marin ausgebildet. Der Mittlere Keuper ist gekennzeichnet durch eine heterogene Fazies, bedingt durch die Untergliederung des Beckens in ein Binnenmeer mit angrenzenden Lagunen (Bachmann et al. 1987). Gips, bunte Tone, Mergel und die darüber sedimentierten Sandsteinfolgen (Schilfsandstein, Stubensandstein) sind charakteristisch. Der Mittlere Keuper wird durch rote Knollenmergel (Feuerletten) abgeschlossen. Am Ostrand der Süddeutschen Großscholle ist der Obere Keuper (Rhät) zunächst noch in festländisch sandiger Ausbildung vertreten.

Die im Keuper eingeleitete marine Ingression von Norden setzte sich im Lias (Unterjura, Schwarzer Jura) fort, da eine offene Meeresverbindung des Süddeutschen Beckens zum Norddeutschen Raum bestand (Bachmann et al. 1987). Das flache Unterjurameer erstreckte sich nun weit über das Böhmisches Massiv. Vorwiegend dunkle Tone und Tonmergel kamen zur Ablagerung, teilweise mit feinschichtigen bituminösen Einschaltungen.

Im Laufe des Dogger (Mitteljura, Brauner Jura) wurde die Meeresverbindung nach Norden unterbrochen und die Vindelizische Schwelle langsam überflutet (Walter 1995). Die Schichtfolge beginnt mit dem mächtigen Opalinuston, der von Sandsteinen mit Eisenoolithflözen überlagert wird. Im Hangenden befinden sich Wechselfolgen aus Tonsteinen und Tonmergelfolgen.

Das Arbeitsgebiet war zur Zeit des Jura Teil des flachen europäischen Schelfmeeres, welches sich nördlich an das Tethysbecken anschloß und in dessen südlichem Teil sich die in der Erdgeschichte einzigartigen Kieselschwammriffe entwickelten (Abb. 4.4). Nach Norden hin wurde das Schelfmeer von einem Inselarchipel wechselnder Größe vor kälteren, borealen Meeresregionen geschützt, die sich von Grönland und dem skandinavischen Festland seit dem Lias nach Süden erstreckten (Pieńkowski et al. 2008). Mit Versinken der Vindelizischen Schwelle kam es zu einer direkten Meeresverbindung des süddeutschen Jurameeres mit dem alpinen Mittelmeer, der Tethys (Selg & Wagenplast 1990). Das Maximum der Juratransgression wurde im Oxford erreicht. Im Obertithon vollzog sich eine ausgedehnte Regression. Das kalkreiche Tiefenwasser der Tethys erwärmte sich bei aridem Klima auf dem Schelf, was zur biogen gesteuerten Bildung und Ablagerung der mächtigen Karbonate des Malms führte. Durch den Transport von Ton als bodennaher Trübestrom über die Hessische und Sächsische Straße, ausgehend vom Nordmeer und dem Inselarchipel, der sich ausbildenden Mitteldeutschen Landschwelle, und verstärkt durch diagenetische Vorgänge kam es zur Ablagerung der charakteristischen Kalk-Mergel-Wechselfolgen des

fränkischen und schwäbischen Malm (Meyer & Schmidt-Kaler 1989, 1996). Die Kalkbildung erfolgte rhythmisch und wurde von Bakterien, Blaualgen und Kalkflagellaten (Coccolithen) gesteuert (StMWIVT 2010). Besonders im Malm β und δ bleiben die Bankmächtigkeiten über viele Kilometer konstant, was nach Meyer und Schmidt-Kaler (1996) auf ein ruhiges, flaches Schelfmeer hindeutet. Schon im frühen Oberjura wurden die Kalk-Mergel-Wechselfolgen von Schwamm- und Korallenriffen unterbrochen. Im höheren Malm, vor allem ab dem Malm δ , breiteten sich massige Riffgürtel einhergehend mit einer Verflachung des Meeres nach Süden hin aus. In geschützten, flachen Lagunen oder Wannern hinter den Riffkomplexen wurden helle Plattenkalke abgelagert. Das vermehrte Auftreten von Korallen, von Schuttkalke im Riffbereich und von Schillbänken in der Schichtfazies belegt eine weitere Verflachung des Meeres (StMWIVT 2010). An der Wende zur Kreide stellte sich die Mitteldeutsche Landschwelle als zusammenhängendes Festland dar, welches Nordmeer und Tethys voneinander trennte (Meyer & Schmidt-Kaler 1990).

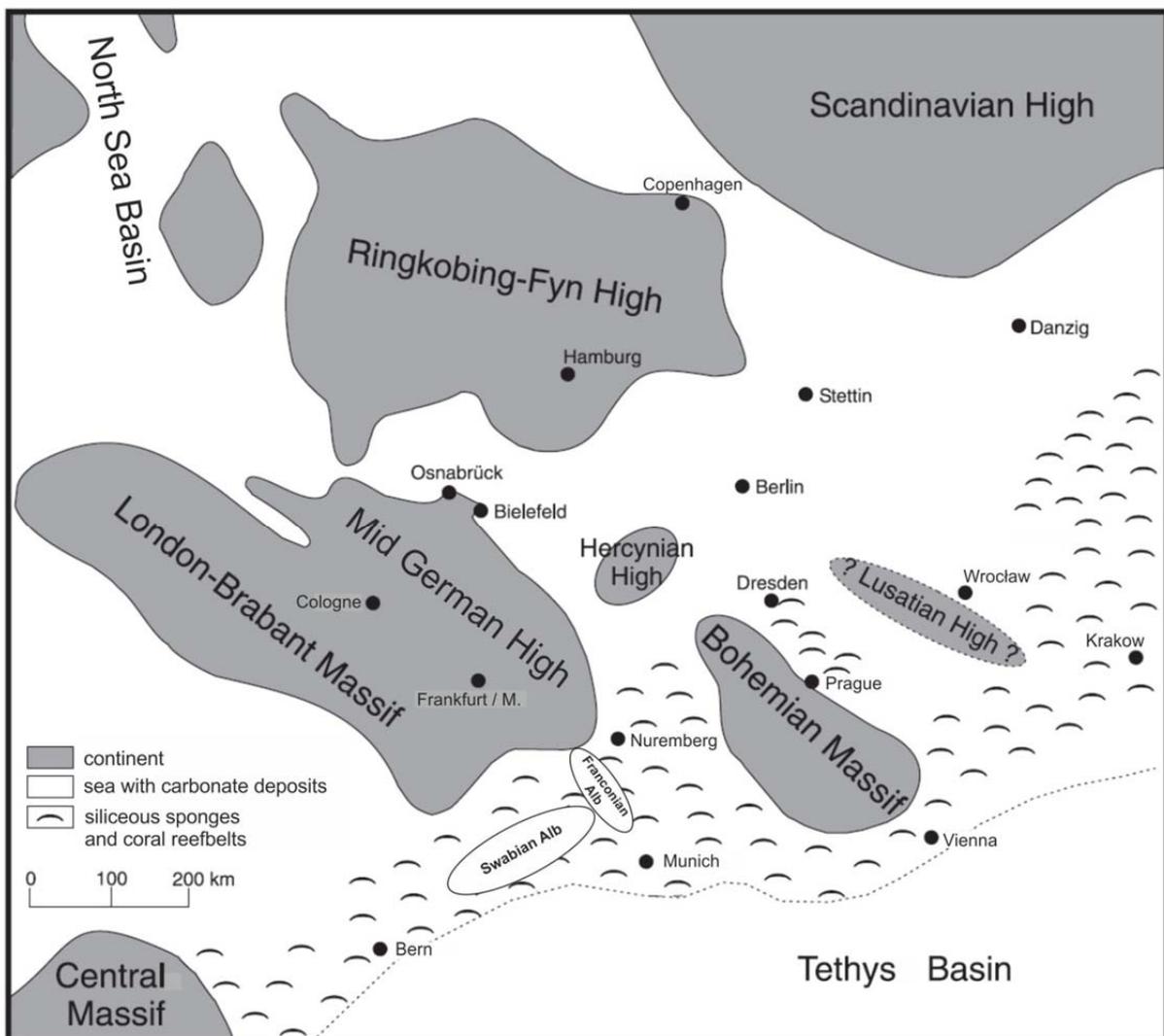


Abb. 4.4: Paläogeographie des süddeutschen Oberjuras mit Darstellung der Aufschlussanaloggebiete Schwäbische und Fränkische Alb, verändert nach Pawellek (2001) und Meyer & Schmidt-Kaler (1989, 1990).

Die Entwicklung der verschiedenen Faziesbereiche des süddeutschen Schelfmeeres während des Malm wird anhand dreier Abbildungen (Abb. 4.5 – 4.7) erläutert. Während des Malm α (Abb. 4.5) bildet sich im Westen südlich der Rheinischen Schwelle eine Korallen-

Plattform, an deren östlichem Saum sich die ersten Schwammriffe im Schwäbischen Becken entwickelten. Durch Toneintrag aus Westen und Norden kam es zur Bildung mächtiger Mergel und dem Absterben der Korallenriffe im Westen. Nach Meyer & Schmidt-Kaler (1990) handelt es sich bei dem Ton aufgrund des geringen Kaolinitgehalts nicht um Verwitterungsprodukte der Rheinischen Schwelle, sondern möglicherweise um umgelagerte ältere Juratone, wie Opalinus- und Amaltheenton. Östlich des Schwäbischen Mergelbeckens folgte die sich entwickelnde Fränkisch-Südbayerische Plattform, die in ihrem Ostteil noch erheblich von Toneintrag gekennzeichnet ist und sich folglich eine Schwammbesiedlung kaum ausgeprägt konnte. Im mergelarmen Osten der Plattform konnte sich ein durchgehender NW-SE streichender Schwammriffzug auf den Ausläufern des alten Landshut-Neuöttinger-Hochs ausbilden. Von Straubing nach Südosten setzte die Schwammrasenfazies schon an der Malmbasis ein und wurde von dickbankigem Hornsteinkalk abgelöst. In der Nähe der Böhmisches Insel begann die Flachwasserfazies mit Korallen-Oolithen schon etwa an der Dogger-Malm-Grenze (Meyer & Schmidt-Kaler 1990).

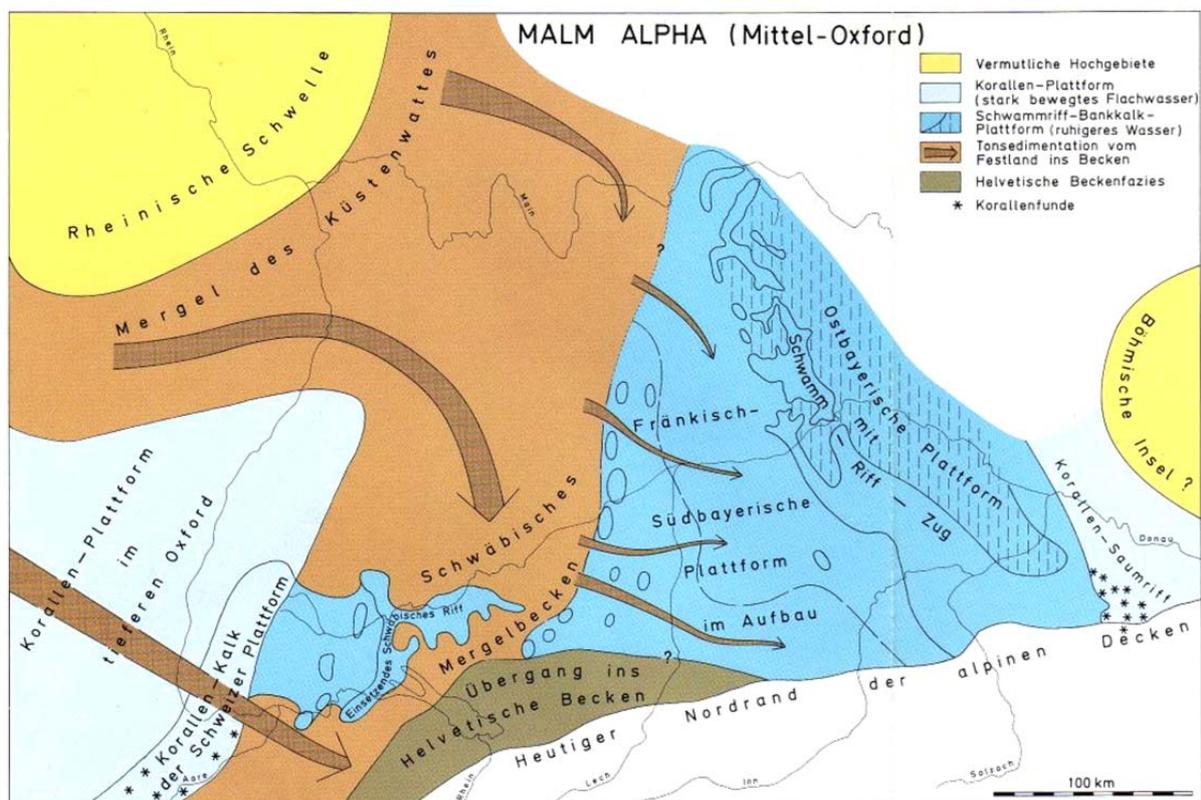


Abb. 4.5: Paläogeographie des süddeutschen Schelfmeeres im Malm α (Mittel-Oxford) (Meyer & Schmidt-Kaler 1989).

Im Malm δ (Abb. 4.6) vergrößerte sich die Rheinische Schwelle im Nordwesten. Südlich davon kann der fast vollständig erodierte Nordteil der Schweizer Plattform nur vermutet werden, da lediglich östlich davon die Quaderkalke, die den geschützten Bereich zwischen Flachwasserplattform und Schwäbischem Schwammriffgebiet einnahmen, erhalten sind (Meyer & Schmidt-Kaler 1990). Das Schwäbische Schwammriffgebiet breitete sich weit nach Osten aus, so dass es nur noch ein schmales Mergelbecken vor der Fränkisch-Südbayerischen Plattform freilässt. Der Haupttontransport ist durch die Hessische Straße von Norden her erfolgt, da im Fränkischen Mergelbecken im Bereich des Obermain die mergelreichsten Profile ausgebildet sind (Meyer & Schmidt-Kaler 1989). Das Ries-Wiesent-Riff grenzte die nun voll entwickelte Fränkisch-Südbayerische Schwammplattform von den

westlich gelegenen Mergelbecken ab. Die weitverbreitenden Schwammrasenbänke zwischen den Riffen der Plattform werden als Treuchtlinger Marmor bezeichnet. Vielfach begleiten dolomitisierte, hornsteinreiche, dickbänkgige Bereiche den Ostrand der Plattform. Vor der Böhmischem Insel befand sich ein breiter Saum aus Korallenschuttkalken und -dolomiten (Meyer & Schmidt-Kaler 1990). Einzelne Korallenvorkommen sind noch weiter westlich bis in den Kehlheimer Raum nachgewiesen. Der Höhepunkt der Schwammriffentwicklung lag im höchsten Malm δ mit einer durchgehenden Schwammplattform zwischen Rheinischem und Böhmischem Land (Meyer & Schmidt-Kaler 1989). Ooide und Stromatolithe zeigen die Verflachung der Plattform an. Mit dem Malm ϵ bildeten sich interne beckenartige Schichtfaziesbereiche (Meyer & Schmidt-Kaler 1989). Nach Selg & Wagenplast (1990) treten Oolithe ab dem Malm δ auf, die Schwämme wurden bereits ab dem Malm δ von Korallen abgelöst. Diese fazielle Entwicklung lässt ebenfalls auf die Verflachung des Ablagerungsraums schließen.

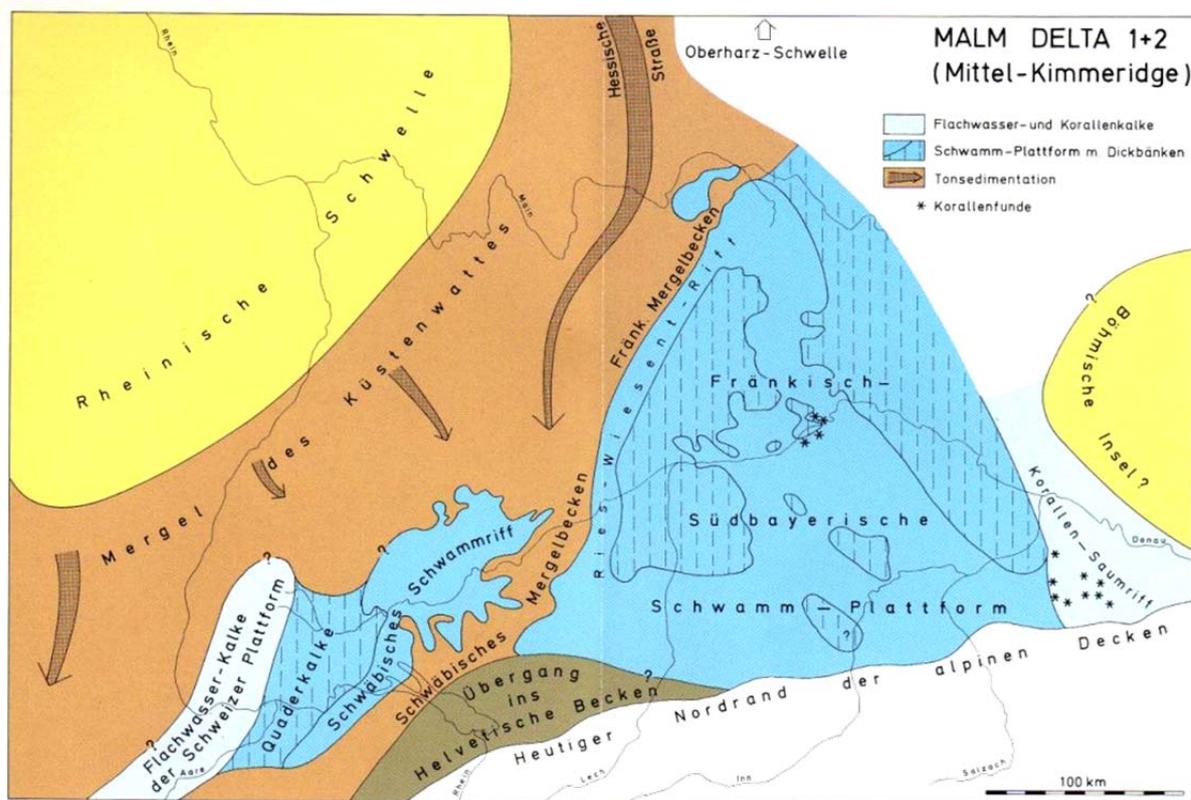


Abb. 4.6: Paläogeographie des süddeutschen Schelfmeeres im Malm δ (Mittel-Kimmeridge) (Meyer & Schmidt-Kaler 1989).

Der Ablagerungsraum wurde nun durch die umgebenden Festländer zunehmend eingengt. Die Hessische Straße war geschlossen, der Tontransport aus Norden damit eingestellt. Die sich ab dem höchsten Malm δ entwickelnden internen Schichtfaziesbereiche weiteten sich im unteren Malm ζ (Abb. 4.7) zu größeren Plattenkalkwannen und zum zergliederten Zementmergelbecken aus (Meyer & Schmidt-Kaler 1990). Mit der noch geschlossenen südbayerischen Schwammplattform, der Ries-Wiesent-Riffschranke und möglicherweise vorhandener Inseln im Westen, war der Fränkische Plattenkalkbereich weitgehend abgeschirmt (nur in den westlichen Wannan um Solnhofen sind noch mächtigere Mergel entwickelt), so dass sich auf dem eingengten Schelf bei zunehmend trocken-heißem Klima in geschützten Wannanbereichen salzreiche Wässer sammeln konnten (Abb. 4.8). Unter

diesen Bedingungen entstanden unter Beteiligung von Cyanobakterien die lithographischen Kalke von Solnhofen und Eichstätt (Meyer & Schmidt-Kaler 1989).

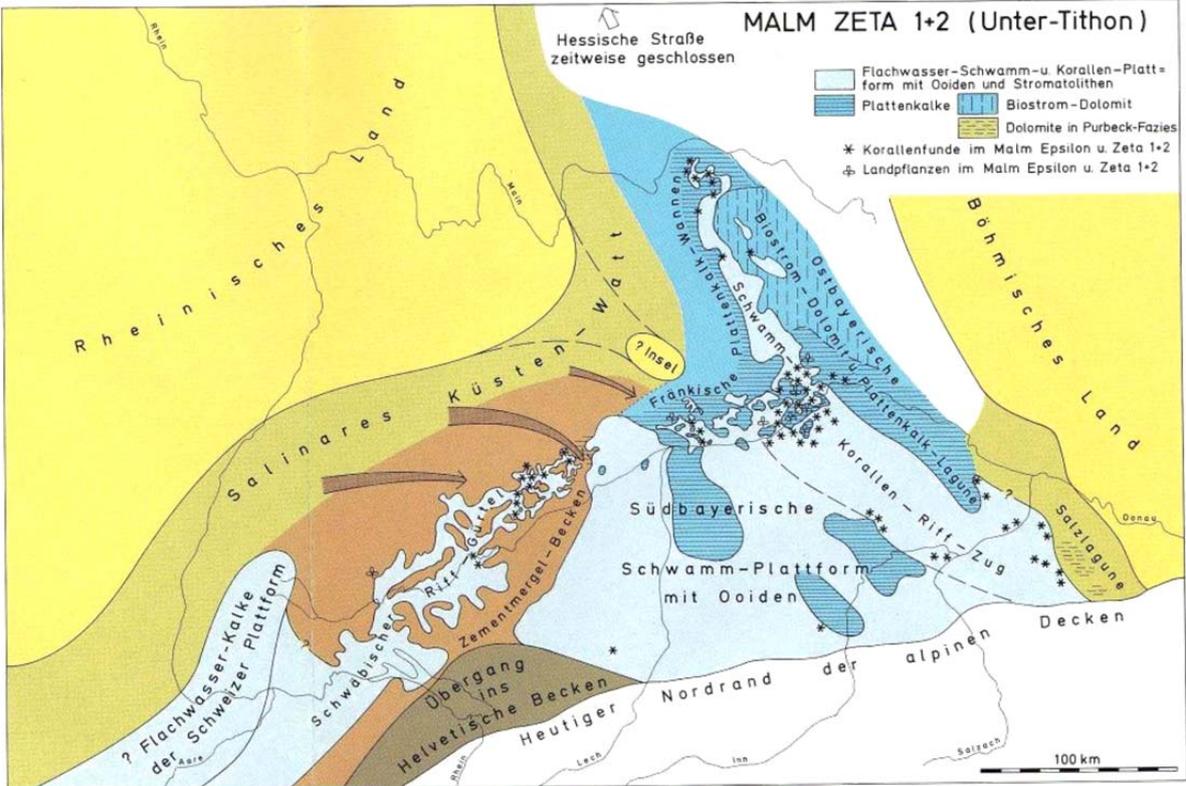


Abb. 4.7: Paläogeographie des süddeutschen Schelfmeeres im Malm ζ (Unter-Tithon) (Meyer & Schmidt-Kaler 1989).

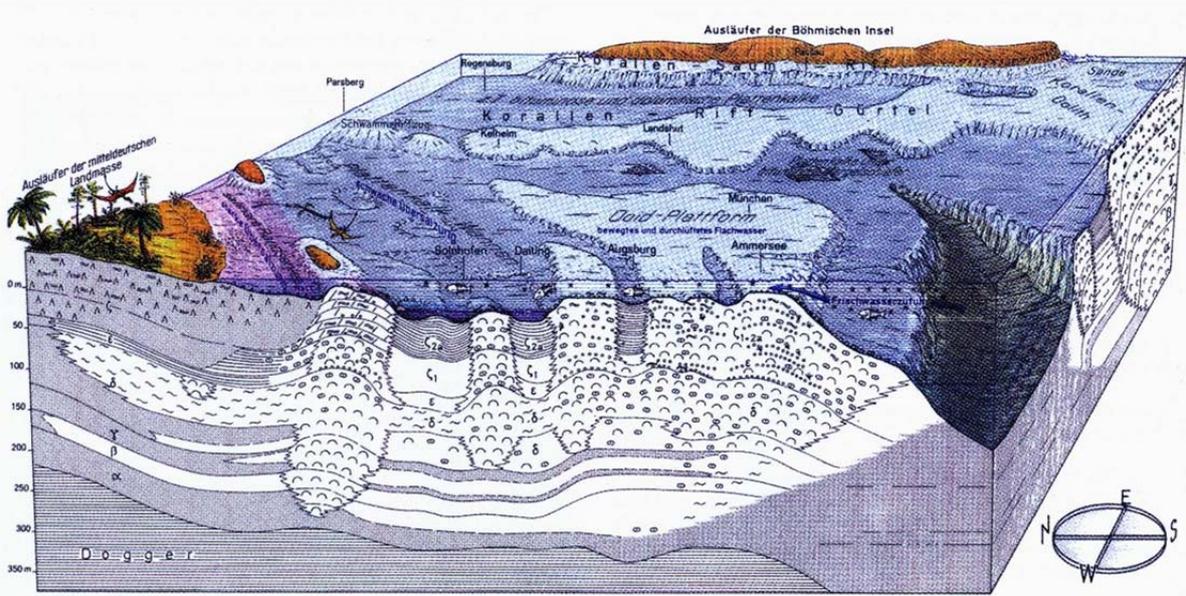


Abb. 4.8: Faziesmodell des Oberjurameeres für den heutigen östlichen Teil des Molassebeckens zur Zeit der Bildung der Solnhofener Plattenkalke im Tithon (Meyer & Schmidt-Kaler 1990).

Ein salinares Küstenwatt am Saum des Rheinischen Landes wird nach Meyer & Schmidt-Kaler (1989) durch salzliebende Pflanzen angezeigt. Auf den absterbenden Schwammriffen setzte verstärkt die Besiedlung durch Korallen ein. Dies vollzog sich auf der südbayerischen

Schwammplattform erst im höheren Tithon. Zu Beginn des Ober-Tithons war die Küstenlinie bereits südlich bis nach Neuburg an der Donau vorgerückt. Nach Meyer & Schmidt-Kaler (1989, 1990) kam es im Restmeer durch Übersalzung zum kompletten Absterben der Riffe. Es bildeten sich unter diesen Bedingungen feingeschichtete, teilweise aufgearbeitete, stromatolithische Dolomite (Purbeck-Fazies). Die Aussüßung des süddeutschen Schelfmeeres zeigen Kalke mit Characeen und den ersten unterkretazischen Ostrakoden an. Hiermit endete die lange andauernde Meeresüberflutung des oberjurassischen Schelfmeeres und weite Teile Süddeutschlands fielen trocken, so dass die Verkarstung der Weißjurakalke einsetzen konnte.

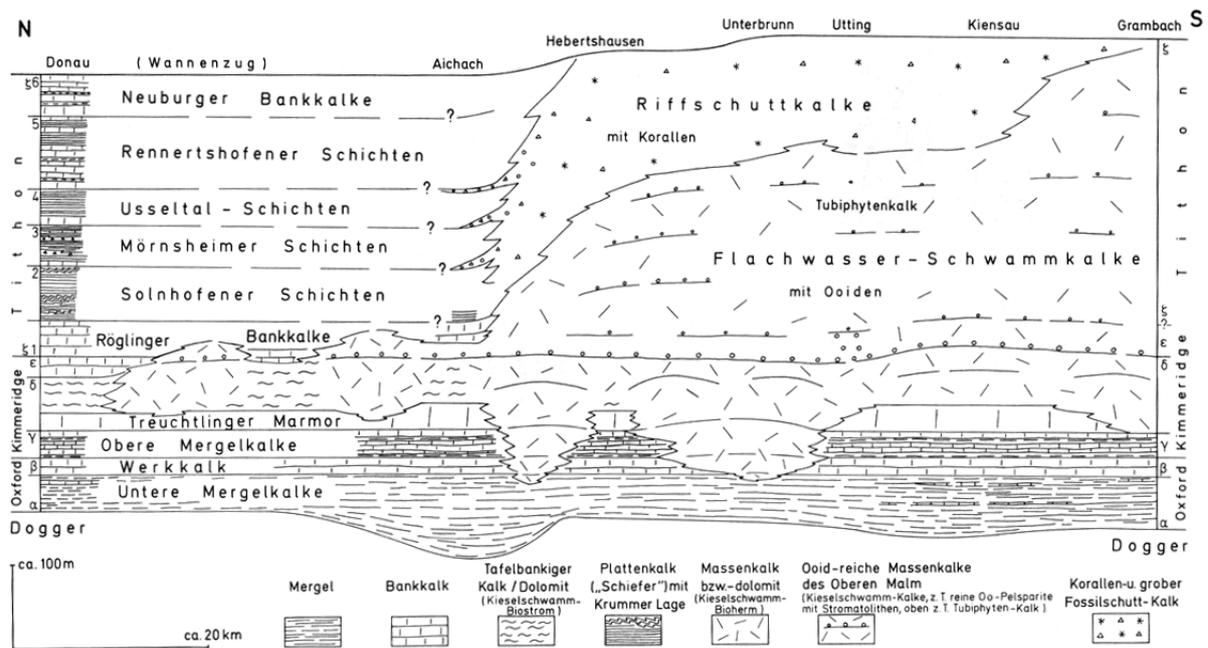


Abb. 4.9: Faziesschnitt des Malm unter dem Molassebecken von der Donau im Norden zum Alpenrand südwestlich Weilheim (Malmoberfläche hier in fast 5.000 m Teufe) (Meyer & Schmidt-Kaler 1996).

Der in Abbildung 4.9 dargestellte schematische Faziesschnitt des Malm unter dem Molassebecken zeigt im Unteren und Mittleren Malm die typischen Mergel und wohlgebankten Kalke und Dolomite der Schichtkalkfazies neben denen der Rifffazies. Im Norden sind Beckensedimente des Oberen Malm mit einer Mächtigkeit von ca. 300 m abgelagert. Im Süden zeigt sich ein ooidreicher Massenkalk mit Stromatolithen, Kieselschwämmen und Tubiphyten sowie Korallen-/Riffschuttkalke mit einer Mächtigkeit von ca. 400 m. Der südlichste Teil der Plattform liegt bereits unter den alpinen Decken.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass während des Oberen Jura 400 bis 600 m an Karbonatgesteinen abgelagert wurden (Abb. 4.9). Lithofaziell lassen sich zwei übergeordnete Klassen unterscheiden (Geyer & Gwinner 1979, Pawellek & Aigner 2003):

- (1) eine Beckenfazies, bestehend aus gebankten Kalksteinen und karbonatischen Mergeln (Mud-/Wackestones), und
- (2) eine Riff- bzw. Massenfazies, dort wo keine Schichtung erkennbar, diese undeutlich oder sehr unregelmäßig ist (Rud-/Float-/Grainstones).

Zu Zeiten der Unter- und tiefsten Oberkreide ist der Norden des Untersuchungsgebietes Festland und damit der Verwitterung (Verkarstung) und Abtragung ausgesetzt. In der Oberkreide wurde am Nordostrand der Süddeutschen Scholle die östlich angrenzende Scholle des Böhmisches Massivs um 1.500 m gehoben. Ihr westliches Vorland wurde durch NW-SE streichende Störungen in Blöcke zerteilt. Anschließend überlagerten hier Sedimente der Oberkreide ein Schollenmosaik aus metamorphem Grundgebirge. Im Obercenoman stieß das Oberkreidemeer der südlichen Molassesenke in die sich senkende Fränkische Alb vor. Während im Süden marine Sedimente (glaukonitischer Regensburger Grünsand) abgelagert wurden, hielt im Norden die fluviatil-limnische Sedimentation an. Im Verlauf des Turons überdeckte das Meer die gesamte Frankenalb bis weit nach Nordwesten und hinterließ marine Sande, Tone, Mergel und Kreidekalk. Im Coniac und Santon führte dann die Hebung der Fränkischen Alb wieder zur limisch-fluviatilen Ablagerung in diesem Raum. Kreidesedimente bleiben hauptsächlich in tektonischen Senken und Karsthohlformen erhalten.

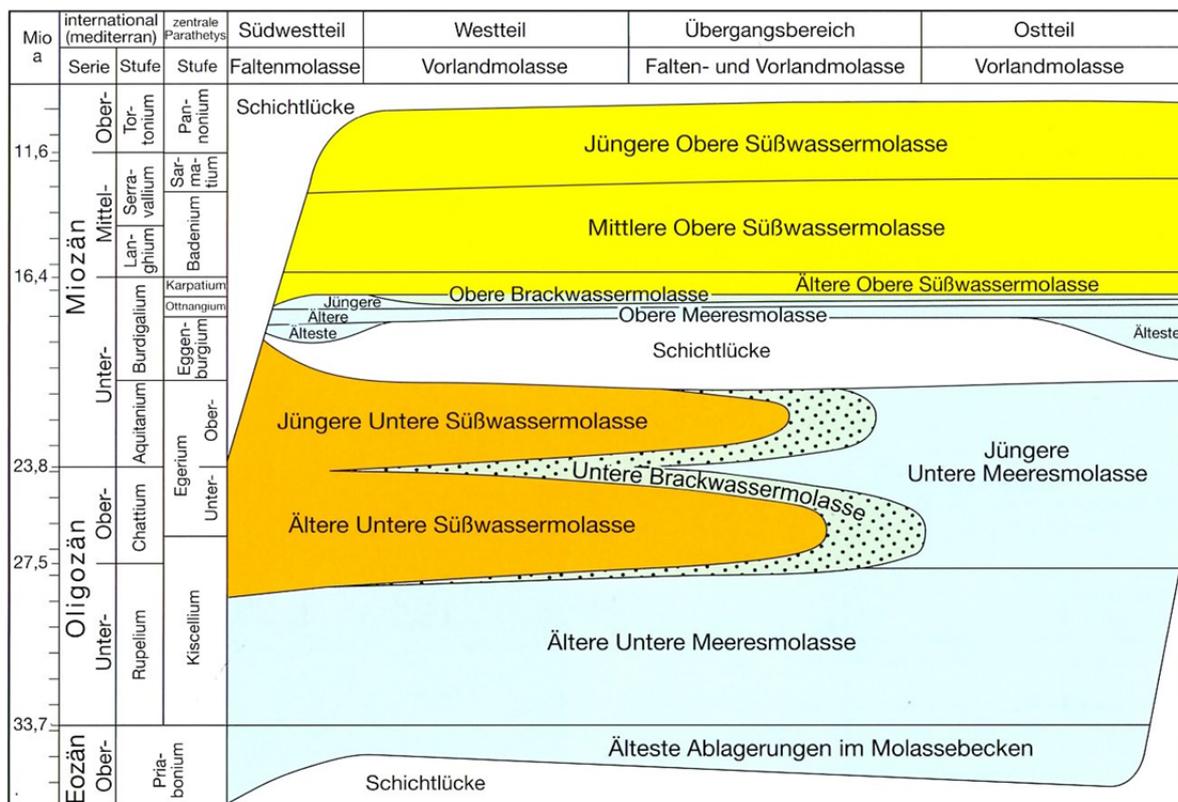


Abb. 4.10: Übersicht zur sedimentären Entwicklung des Molassebeckens vom Obereozän bis Obermiozän (Bayerisches Geologisches Landesamt 2004).

Im Tertiär kam es durch die alpine Gebirgsbildung zu deutlichen morphologischen Kontrasten und zur Ablagerung mächtiger Sedimentabfolgen. In der alpidischen Vortiefe des Molassebeckens wurden im Zusammenspiel von Sedimentanlieferung, Einsinken des Beckens und Meeresspiegelschwankungen bis zu 5 km mächtige Abfolgen in zwei übergeordneten Zyklen (Meeresmolasse, Süßwassermolasse) abgelagert (Abb. 4.10), während tertiäre Verwitterung die Hochflächen im Norden prägte. Die Faltenmolasse am Südteil des Molassebeckens war im Gegensatz zur Vorlandmolasse in den alpinen Deckenbau mit einbezogen. Im östlichen Molassebecken hielt die Ablagerung von überwiegend Feinsedimenten und Sanden der Unteren Meeresmolasse bis ins Untermiozän

an (Abb. 4.11). Der westliche Teil des Beckens ist dagegen von großen Schuttfächern aus Kies und Sand und zum Beckeninneren zunehmend auch von Feinsedimenten gekennzeichnet. Diese Untere Süßwassermolasse bildet im Allgäu die morphologisch auffälligen Nagelfluhketten. Im Küstenbereich der Meeresmolasse entstanden aus den Sumpfwäldern der Unteren Brackwassermolasse die heutigen Pechkohlevorkommen der Faltenmolasse.

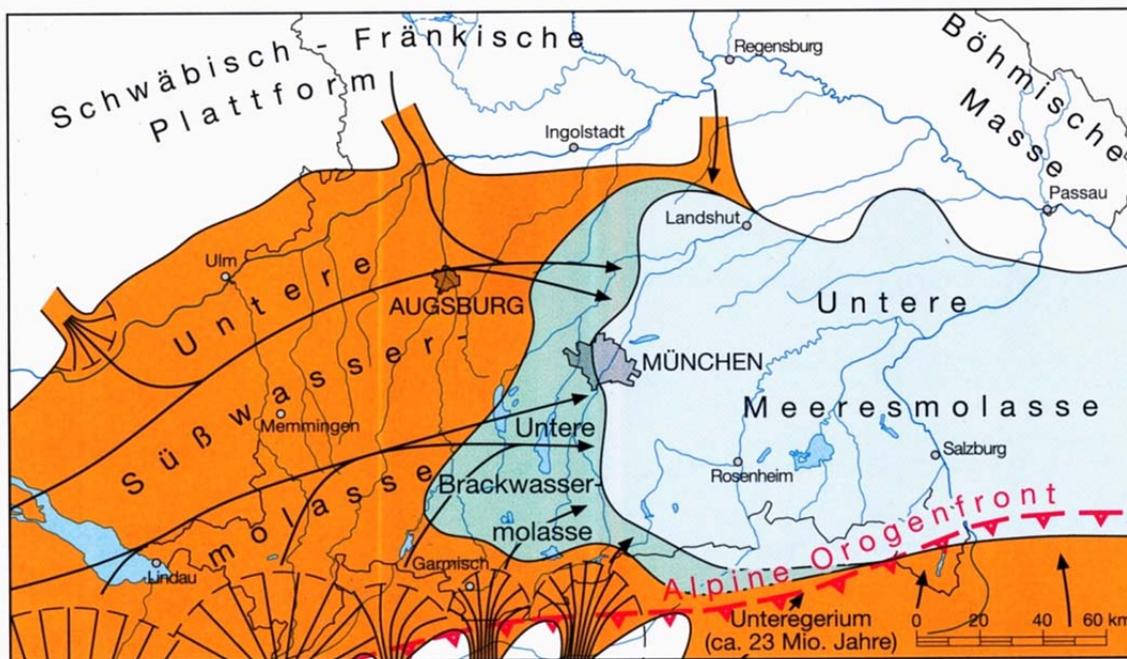
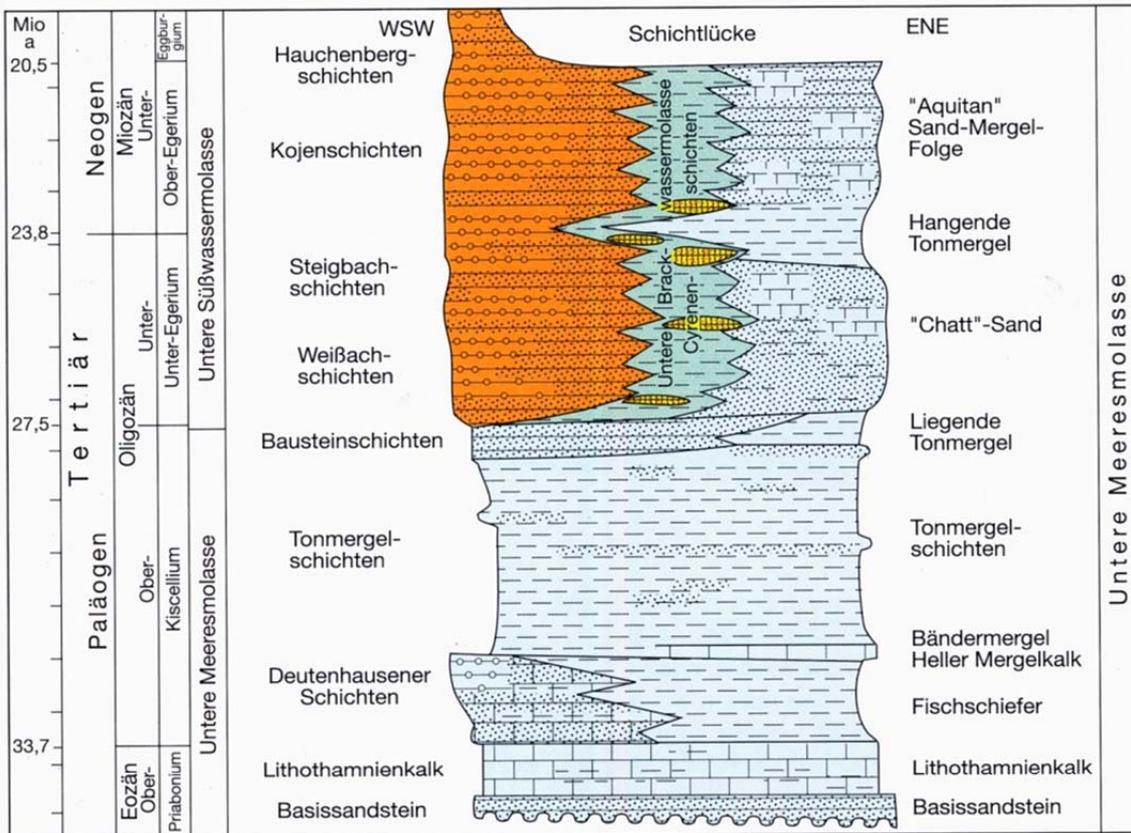


Abb. 4.11: Stratigraphie, Lithologie und Paläogeographie der Unteren Meeresmolasse und Unteren Süßwassermolasse (Bayerisches Geologisches Landesamt 2004).

Während des Untermiozäns überflutete das Meer ein letztes Mal das gesamte Voralpenbecken (Abb. 4.12).

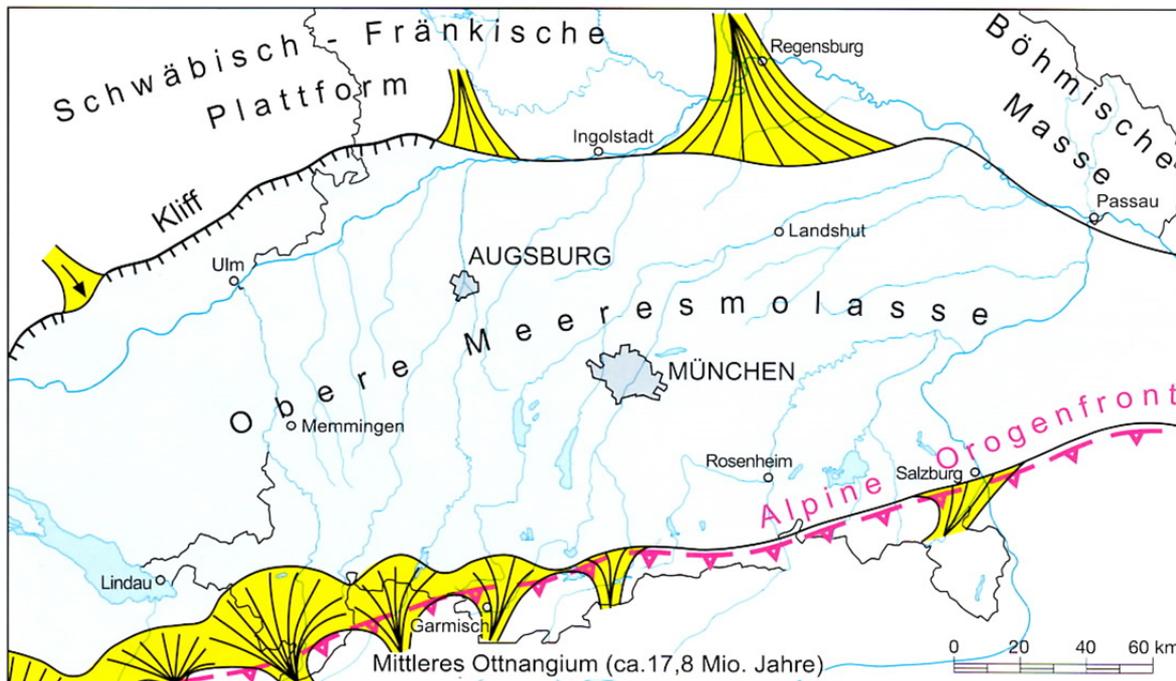
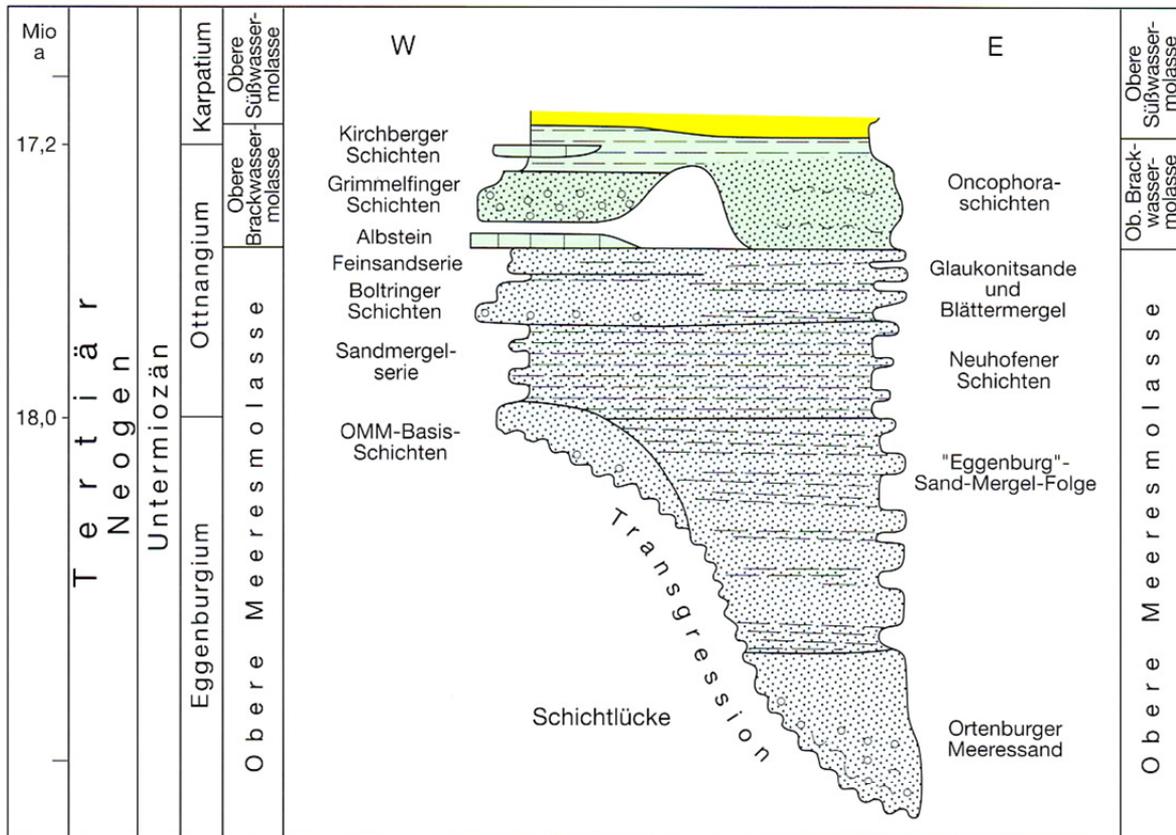


Abb. 4.12: Stratigraphie, Lithologie und Paläogeographie der Oberen Meeresmolasse (Bayerisches Geologisches Landesamt 2004).

Die Feinsedimente und Sande der Oberen Meeresmolasse sind durch Glaukonitbildung intensiv grün gefärbt. In den jurassischen Karbonaten westlich von Ingolstadt finden sich bereichsweise Reste einer Kliffküste mit Brandungshohlkehlen und Bohrmuschellöchern des ehemaligen Nordrands des Meeres.

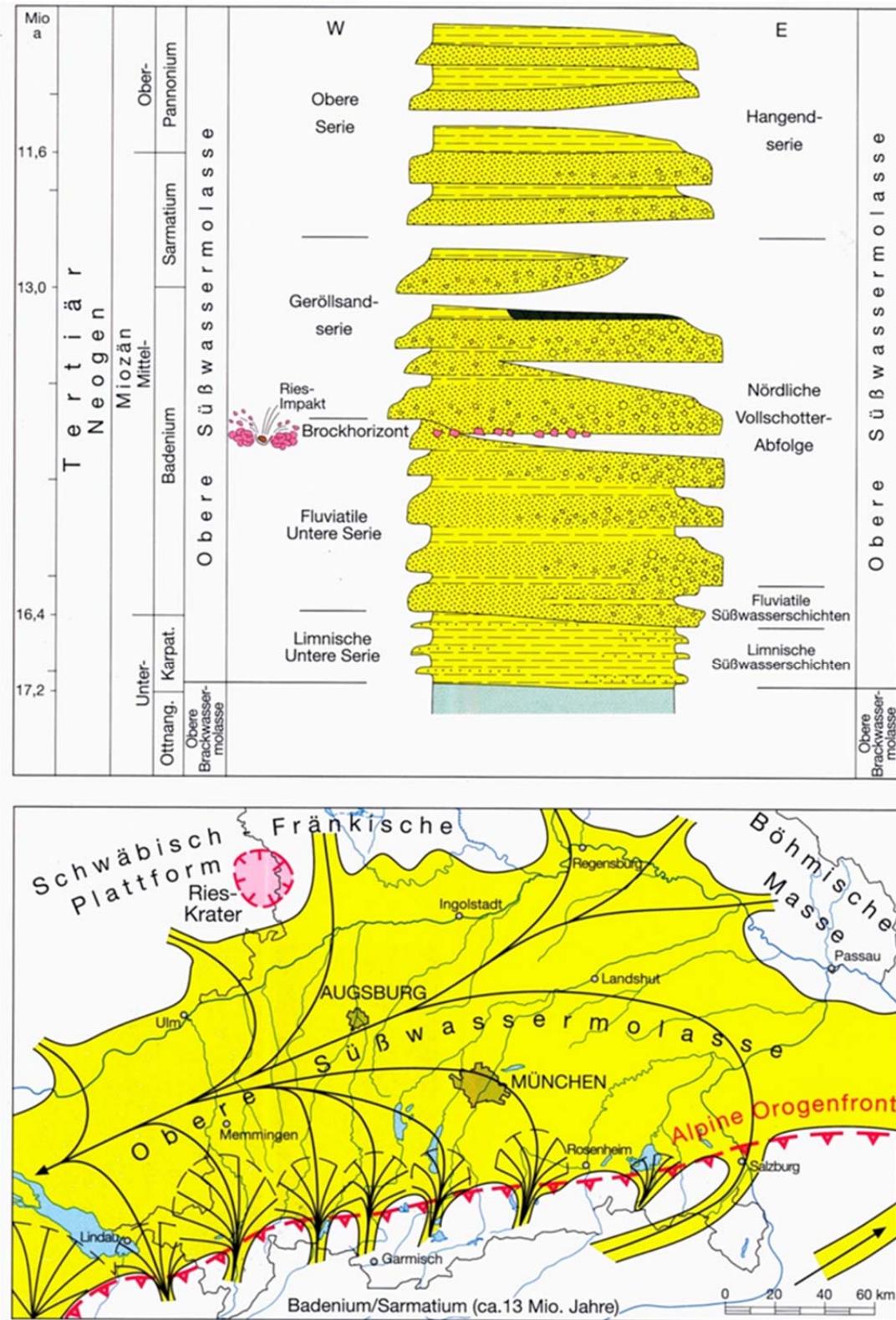


Abb. 4.13: Stratigraphie, Lithologie und Paläogeographie der Oberen Süßwassermolasse (Bayerisches Geologisches Landesamt 2004).

Die Obere Brachwassermolasse stellt eine teilweise fossilreiche Abfolge aus Sanden, Tonen und Süßwasserkalken dar, die den faziellen Übergang zur Oberen Süßwassermolasse kennzeichnet. Je nach Transportkraft der Gewässer kamen Kies, Sand, Schluff oder Tone zur Ablagerung.

Mit der Oberen Süßwassermolasse setzen sich im Mittel- bis Obermiozän im gesamten Beckenbereich festländische Verhältnisse durch. Mittels großer Schwemmfächer gelangte Erosionsschutt aus den Alpen in ein nach Westen gerichtetes Flusssystem (Abb. 4.13).

Als Besonderheit ist der Bockhorizont zu erwähnen, eine Schicht mit Kalksteinimpakten, die aus dem Meteoriteneinschlag im Nördlinger Ries stammen. Schichten aus quellfähigem Bentonit weisen zudem auf Einwehung vulkanischer Aschen hin.

Eine klimatische Abkühlung während des jüngeren Tertiärs führte schließlich zu den Kaltzeiten im Quartär mit verschiedenen Vergletscherungsphasen der Alpen und entsprechender Ablagerung äolischer Löss.

4.2 Faziesräume und Lithostratigraphie

Die Entstehung der Schwäbischen und Fränkischen Alb als Mittelgebirge geht auf tektonische Ereignisse in Verbindung mit der Entstehung des Oberrheingrabens und alpidischen Orogenese zurück. Eine durch Konvektionsströme verursachte Aufwölbung des Erdmantels, in deren Scheitel der Oberrheingraben einbrach, verursachte eine mäßige Schiefstellung der Süddeutschen Großscholle mit Einfallen nach Südosten (Geyer & Gwinner 1991). Die dadurch bedingte verstärkte Exposition der höheren Schichtglieder sowie deren unterschiedliche Verwitterungsresistenz führten zu unterschiedlich starker Rückverlagerung der Schichten und somit zur Ausprägung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft (Geyer & Gwinner 1979). Abbildung 4.14 zeigt einen schematischen Schnitt durch die süddeutsche Schelfregion zur Zeit des mittleren Kimmeridge mit den unterschiedlichen Faziesräumen Fränkische und Schwäbische Alb sowie das angrenzende Gebiet des Molassebeckens.

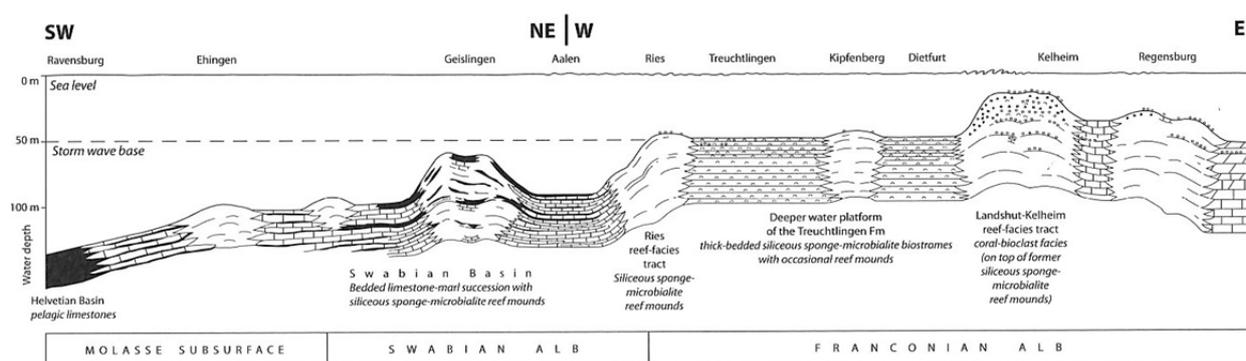


Abb. 4.14: Schematischer Schnitt durch das süddeutsche Schelf zur Zeit des mittleren Kimmeridge mit den unterschiedlichen Faziesräumen Fränkische und Schwäbische Alb sowie den angrenzenden Molassebeckenbereich, vertikal 2,5fach überhöht (Pieńkowski et al. 2008).

Im Malm des Molassebeckens tritt zudem noch im Südwesten die Helvetische Fazies auf. Diese ist von dichten, häufig dunklen und bituminösen Kalken mit gelegentlicher Einschaltung von Oolithlagen als Ablagerungen eines tiefer gelegenen Schelfbereichs geprägt (Meyer & Schmidt-Kaler 1990). Die helvetischen Kalke weisen im südlichen Molassebecken Mächtigkeiten von 400 m bis 470 m auf. Diese sogenannten Quintner-Kalke

sind soweit bekannt nur gering durchlässig und werden daher als nur sehr wenig verkarstungsfähig angesehen. Die Nordgrenze der helvetischen Fazies kann daher in erster Näherung als Südrand des Malmaquifers betrachtet werden (Villinger 1988).

			Fränkische Fazies	Schwäbische Fazies		
Malm / Oberjura	Tithon	ζ	ζ6 Neuburger Bankkalke	↗ nicht erhalten ↘		
			ζ5 Rennertshofener Schichten (mergelige Bankkalke)			
			ζ4 Usseltal Schichten			
			ζ3 Mörsheimer Schichten (Plattenkalke, z. T. verkieselt)		Hangende Bankkalke	
			ζ2 Solnhofer Plattenkalke		Obere Weißjuramergel (Zementmergel)	
			ζ1 Bankkalke		Liegende Bankkalke	
			146		Kimmeridge	ε ε2 ε1
		δ	δ4 Schwammrasenkalke (tafelbankige Kalke und Dolomite)			Untere Felsenkalke
			δ3 Treuchtlinger Marmor (Dickbankkalke mit Schwämmen)			
			δ1			
		γ	γ3 Crussoliensis-Mergel Obere Mergelkalke Platynota-Mergel			Mittlere Weißjuramergel
			γ2 γ1			
	Oxford	α	β β2 β1	Werkkalke	Wohlgeschichtete Kalke	
			α2 α1	Untere Mergelkalke Glaukonitbank	Untere Weißjuramergel	
152						
156						

Abb. 4.15: Vergleich beider Faziesräume der Fränkischen und Schwäbischen Alb anhand der stratigraphischen Gliederung des Malm, nach Geyer & Gwinner (1979) und Villinger & Fleck (1995).

Der Malm des Molassebeckens ist allerdings nur punktuell durch Bohrungen bekannt. Das ab dem Malm α aktive Ries-Wiesent-Riff wirkte vor allem im Malm γ bis δ als Riffschranke und hielt so die aus Nordwesten verfrachtete bodennahe Tontrübe zurück. Es bildeten sich infolgedessen die mergelreiche Fazies des schwäbisch-fränkischen Beckens und die kalkreichere Fazies im Osten (Meyer & Schmidt-Kaler 1996), wobei die Faziesbereiche lateral verzahnt sind. Abbildung 4.15 zeigt einen Vergleich der Faziesräume der Schwäbischen und Fränkischen Alb anhand zweier Normalprofile.

4.2.1 Schwäbischer Jura

Die Schwäbische Alb erstreckt sich vom Hochrhein bis zum Nördlinger Ries. Im Südwesten geht sie in den Schweizerischen und Oberrheinischen Jura über, im Nordosten folgt jenseits des Nördlinger Rieses die Fränkische Alb. Die südliche Begrenzung entspricht in weiten

Teilen dem Verlauf der Donau. Die stratigraphische Gliederung des Malm (Weißjuras) der Schwäbischen Alb geht auf Quenstedt (1858) zurück (Pawellek 2001). Im Bereich der Schwäbischen Alb wird der Oberjura in die Stufen des Oxfordiums (ox1) bis Tithoniums (ti) gegliedert, die der lithostratigraphischen Abfolge des Malm α bis ζ entspricht. Die Unterteilung erfolgt innerhalb der gebankten Folge nach lithologischen Kriterien und markiert Wechsel von mergel- und kalkdominierten Bereichen. Die geschichtete Fazies wird traditionell in drei Untergruppen gegliedert, in Unteren Weißjura (Impressamergel und Wohlgeschichtete Kalke), Mittleren Weißjura (Lacunosamergel, Untere Felsenkalke und Obere Felsenkalke) und Oberen Weißjura (Liegende Bankkalke, Zementmergel und Hangende Bankkalke).

Neben der von Gwinner (1976) als Normalfazies benannten gebankten Serie sind im Malm der Schwäbischen Alb, insbesondere in den jüngeren Einheiten, auch Massenkalk ausgebildet (Abb. 4.16). Diese wurden nicht, wie lange angenommen, nur von Schwammriffen gebildet, sondern von einer Vielzahl von Komponenten wie Krusten, Stromatolithen, Tuberoiden, Ooiden, etc.. In der Literatur werden die Massenkalk oft einheitlich dargestellt. Sie sind jedoch sehr heterogen aufgebaut und zeigen kleinräumige Fazieswechsel (Pawellek 2001).

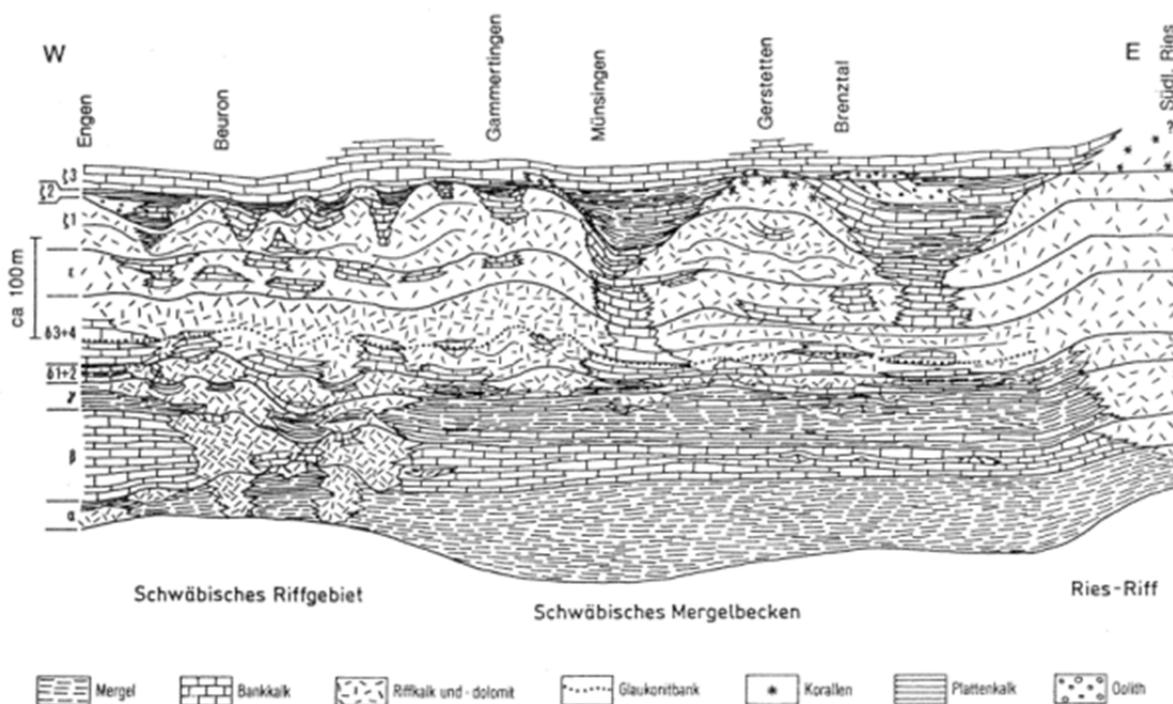


Abb. 4.16: Faziesschnitt Ost-West und Riffentwicklung in der Schwäbischen Alb (Meyer & Schmidt-Kaler 1990).

Die Biohermfazies durchsetzt die geschichteten Einheiten mit dekameter- bis kilometergroßen und teilweise über 200 m mächtigen Massenkalkkörpern, wobei eine ältere, oft mergelige Lochenformation (Unterer bis tiefster Mittlerer Weißjura mit kleinwüchsiger Fauna) von einer jüngeren Massenkalkformation (Mittlerer bis Oberer Weißjura) unterschieden wird. Während im nördlichen fränkischen Raum Riffbildung bereits im unteren Malm weit verbreitet war, begrenzen sich die Massenkalk der Schwäbischen Alb im Malm α und β auf die Lochenfazies südlich von Balingen (Meyer & Schmidt-Kaler 1989). Erst ab dem Malm γ breitete sich die Rifffazies im schwäbischen Raum weiter aus, bis sie im Malm $\delta 4$

ihre maximale Verbreitung fand. Im Malm ζ traten schließlich auch Korallen als Riffbildner auf. Sie sind Anzeichen dafür, dass sich eine zunehmende Verflachung des Meeres vollzog. Im Bereich der Riff- bzw. Biohermfazies kann demzufolge die lithostratigraphische Unterteilung nicht vollzogen werden. Die Unterteilung der Bioherm- oder Schwammkalke ist dreigeteilt und grenzt die mergelige Lochenformation an der Basis von den auflagernden unteren und oberen Massenkalken ab.

Noch vor Ende des Jura zog sich das Meer aus dem schwäbischen Raum zurück und die bis heute andauernde Zeit festländischer Verwitterung, Abtragung und Verkarstung begann (Geyer & Gwinner 1979, 1991).

Vorwiegend aus den Massenkalken und gelegentlich auch aus den Bankkalken sind durch diagenetische Vorgänge Dolomite und aus diesen durch Rekalzifizierung wiederum zuckerörnige Kalke hervorgegangen. Letztere sind als grobkristalline Massenkalk ausgebildet mit charakteristisch löchrigem Aussehen (Lochfels). Ihre Hauptverbreitung haben diese Gesteine im den Felsenkalken des Malm δ bis ϵ , treten zum Teil aber auch höher und tiefer im Profil auf. Von Dolomit zu Kalzit sind alle Übergänge zu beobachten, was eine örtliche Begrenzung der Verbreitung schwierig macht (Gwinner 1962). Die Felsenkalke zeigen bereichsweise eine starke Verkarstung und bilden neben den Wohlgeschichteten Kalken und den Liegenden und Hangenden Bankkalken ein Hauptkarststockwerk aus. Im Bereich der Schwäbischen Alb bilden die verkarsteten Bereiche den Hauptgrundwasserleiter. Im Bereich des südlichen Molassebeckens geht der Oberjura von der Schwäbischen in die Helvetische Fazies über. Die Grenze verläuft etwa an der Linie Meersburg – Ravensburg – Leutkirch. Während im Nordteil des Molassebeckens der Oberjura in Analogie zur Schwäbischen Alb ausgebildet ist, mit Mächtigkeiten zwischen 420 m (Bohrung Ehingen 1) und 580 m (Bohrung Scherstetten 1), ist die Helvetische Fazies im Süden durch das Fehlen von größeren Mergelkomplexen und der Schwammfazies gekennzeichnet (Koch et al. 2007).

4.2.2 Fränkischer Jura

Das Profil der Frankenalb (Abb. 4.17, 4.18) lässt sich in drei Hauptfaziestypen differenzieren. Die Schicht- oder Bankfazies ist geprägt durch eine Wechsellagerung von meist mikritischen, gebankten Kalken und Mergeln. Die Mergel können dabei in den charakteristischen Kalk-Mergel-Wechselfolgen (Malm α und γ) mit dickplattigen bis dünnbankigen Kalksteinzwischenlagen auftreten, oder als äußerst dünne Schichtfugen (Malm β) ausgebildet sein. Nach Meyer und Schmidt-Kaler (1989) sind die tonreichsten Weißjura-Gesteine die Mergel des Malm α und γ mit bis zu 30 % Tonanteil, die kalkreichsten die des Malm β , ϵ und ζ mit weniger als 5 % Tonanteil. Die besonders im Malm β und δ über Kilometer konstant bleibenden Bankmächtigkeiten deuten auf Ablagerungen eines Schelfmeeres mit einer Tiefe von 50 bis 150 m hin (Meyer und Schmidt-Kaler 1996). Der zweite Hauptfaziestyp ist die Biostrom- oder Schwammrasenfazies. Nach Meyer und Schmidt-Kaler (1989) enthält sie einen geringeren biogenen Anteil als die Riffe, auch fehlt ein durchgehendes Riffgerüst. Die vorwiegend dickbankigen, aber ebenflächigen Kalke, wie die tafelbankigen Kalke beziehungsweise Dolomite des höheren Malm δ und ϵ , weisen nach Meyer und Schmidt-Kaler (1989) auf eine flächenhafte Schwammbesiedlung hin. Die Bioherm- oder Schwammrifffazies besteht vorwiegend aus massigen Kieselschwamm- bzw. Algenriffkalken sowie aus Korallenriffschuttkalken (Meyer & Schmidt-Kaler 1996), die aufgrund ihrer primären Porosität zum Teil dolomitisiert wurden. Die Algenkrusten sind im Bereich der Riffe mächtiger ausgebildet, das Riffgerüst ist durchgehend, wodurch sich das Riff deutlich hügförmig über die umgebende Schicht- oder Biostromfazies erhebt. Bei der Diagenese entstanden aus kleinen Riffen Schwammkalkstotzen und aus großen

Riffkomplexen die hellen strukturlosen Massenkalke (Meyer & Schmidt-Kaler 1989). Die Riffe bilden somit ein topographisches Relief aus, das synsedimentär und nachfolgend durch Plattenkalke aufgefüllt wurde. Meyer und Schmidt-Kaler (1996) geben Höhen von 50 bis 80 m und Durchmesser von bis zu 500 m für die kuppelförmigen, heute als Dolomite oder Massenkalke vorliegenden, Schwammriffe an. Die Mächtigkeiten der dazwischenliegenden, etwas tieferen Bereiche der Bankfazies liegen zwischen 100 und 200 m (Selg & Wagenplast 1990). Diese Angaben gelten für den Malm der Schwäbischen Alb, auf der Frankenalb sind die Ablagerungsräume flacher gewesen. Absterbende Schwammriffe wurden von Korallen besiedelt. Neben solchen Komplexen lassen sich ausgedehnte Fossilschuttbänke finden.

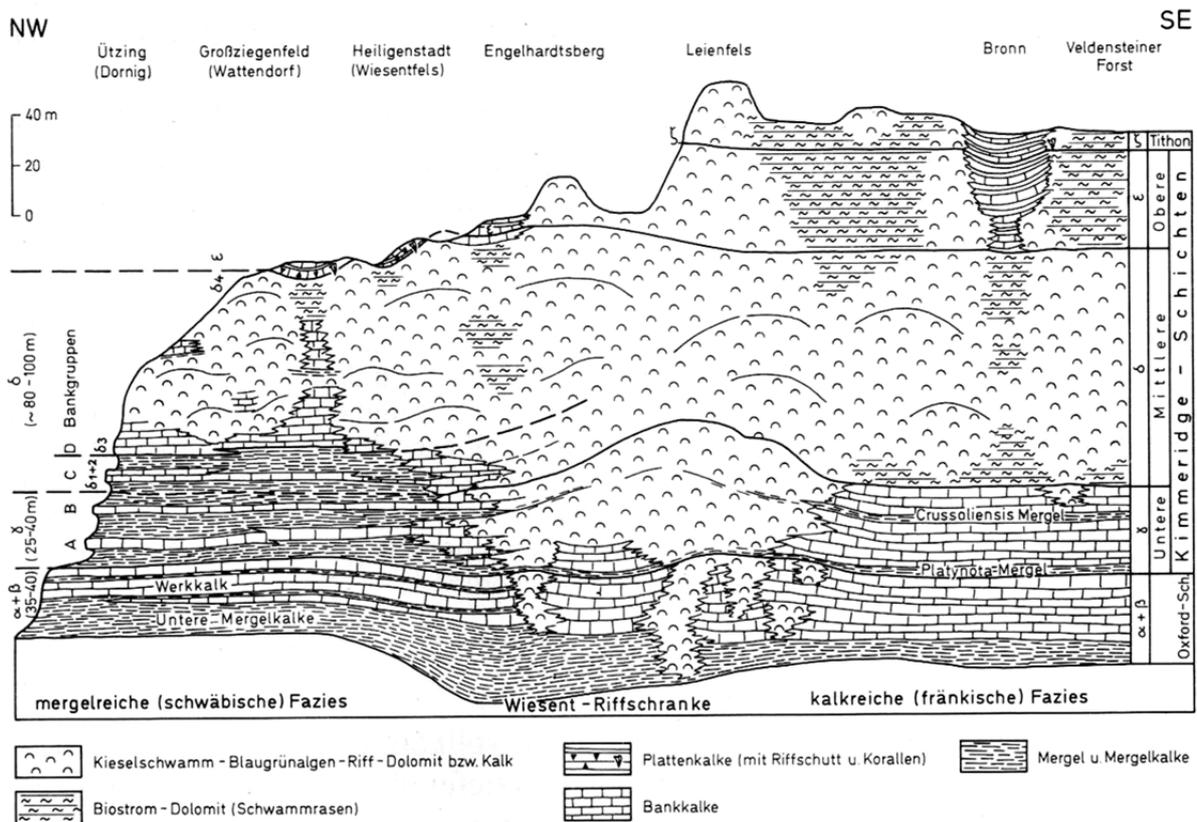


Abb. 4.17: Fazieschema des Malm der Nördlichen Frankenalb (Meyer & Schmidt-Kaler 1996).

Durch die Wiesent-Riffschranke wurde die verstärkt von Nordwesten andriftende Tontrübe abgehalten, der Meeresboden somit in einen mergeligen Beckenteil im Nordwesten (Schwäbische Fazies) und eine Kalkplattform im Südosten (Fränkische Fazies) geteilt. Besonders auffällig ist dies im Malm α und γ bis Unter- δ . Im kompletten Nordalbraum entwickelte sich ab dem höheren Malm δ ein ausgedehnter Schwammriffkomplex, bestehend aus vielen Riffkuppeln. Durch fortschreitendes Riffwachstum bei gleich bleibendem Meeresspiegel entstand an der Grenze Malm δ/ϵ eine ausgeglichene Riffplattform. Auf dieser bildeten sich einerseits in flachen Senken Plattenkalke und andererseits im Flachwasser Schwammrasenbänke. Die Riffkalke und angrenzenden Plattenkalke wurden im flachen, hypersalinen Meer des Oberen Malm weitgehend dolomitisiert. Der höhere Malm ist in der Nördlichen Frankenalb mittlerweile erodiert (Meyer & Schmidt-Kaler 1996).

Im Gegensatz zur Nördlichen Frankenalb sind im südlichen Bereich der fränkischen Alb die über 300 m mächtigen Schichten des Malm ζ abgelagert und erhalten. Nach dem Auftreten von Schichtkalke im Unteren Malm, kam es im höheren Malm δ zu einer kurzfristigen

Entwicklung von Schwammrasen. Es setzte daraufhin wieder die Schichtfazies mit Bankkalken und den für den höheren Malm typischen Plattenkalken ein. Die Faziesentwicklung in den durch Riffe getrennten Plattenkalkwannen ist sehr unterschiedlich und kann nicht über den Ablagerungsraum hinaus verfolgt werden. Dies hat zur Einführung von zahlreichen Lokalbezeichnungen geführt. Das bewegte Flachwasser beeinflusste im höheren Malm die Riffentwicklung, was ab dem höchsten Malm δ die Durchsetzung der Schwammkalke mit Ooidlagen und feinem Fossilschutt zeigt. Diese Flachwasserfazies war weitgehend nicht von einer Dolomitisierung betroffen (Meyer & Schmidt-Kaler 1996).

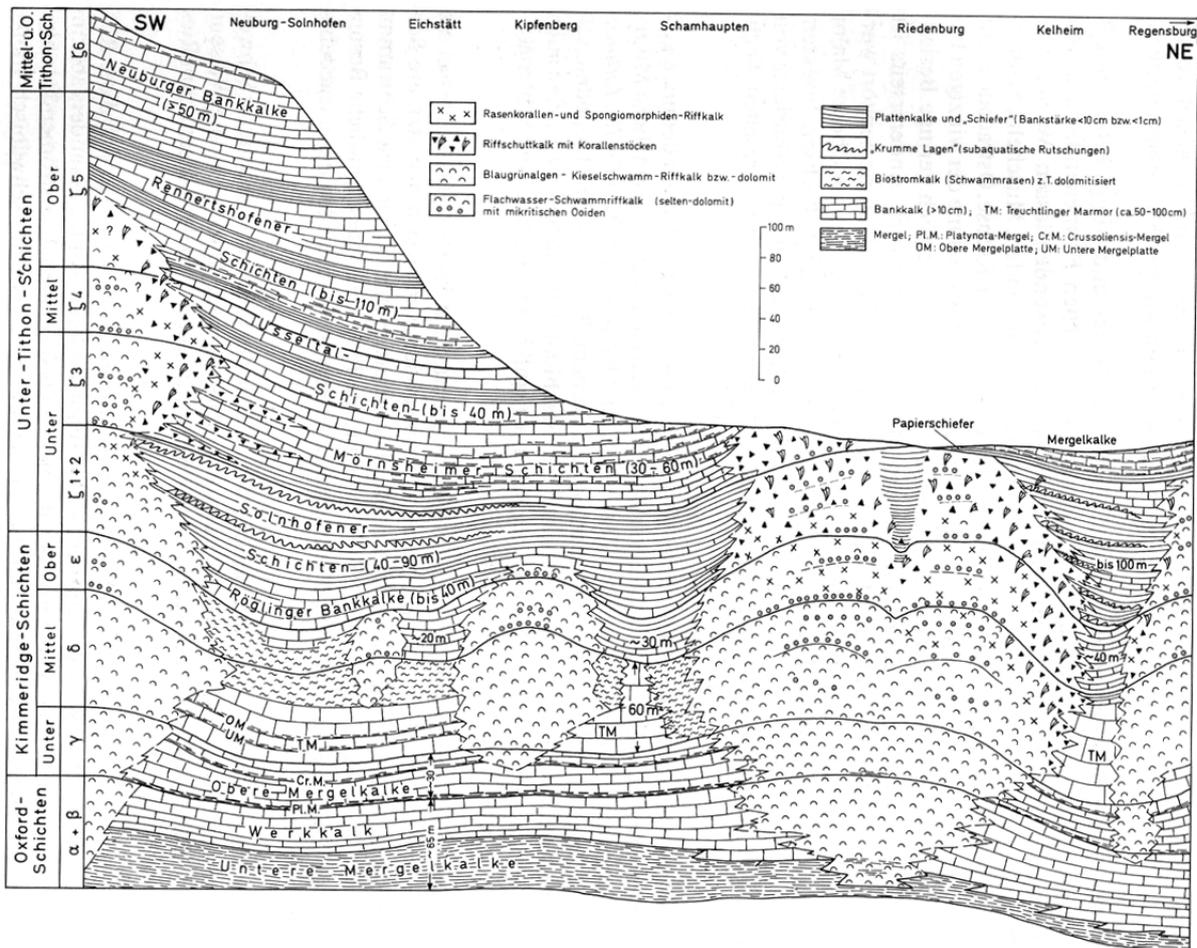


Abb. 4.18: Faziesschema des Malm der Südlichen Frankenalb (Meyer & Schmidt-Kaler 1996).

4.3 Diagenese

Die im Malm und Purbeck abgelagerten Karbonate wurden nach ihrer Akkumulation im Bereich des heutigen Molassebeckens diagenetisch verändert. Für das Molassebecken sind drei übergeordnete Phasen bekannt: (1) die marin-phreatische Frühdiagenese, (2) die flache Versenkungsdiagenese mit (2a) hydrothermaler Phase und (3) die meteorische Verkarstungsdiagenese (Reinhold 1998).

- (1) In der (Früh)-Diagenese kam es zur Bildung von Kalzitcementen und Pyrit (framboidal/mikrobiell), zur Lösung der kieselensäurehaltigen Skelette der Schwämme (Reinhold 1998) und anschließend zur Lithifizierung durch verschiedene Karbonatzemente (z. B. Hohlraumfüllung in den Ooid- und Peloidkalken) (Wolfgramm

et al. 2011). Während der flachen Versenkung bildeten sich erste Klüfte, Drucklösungssäume und Stylolithen. Von den Klüften ausgehend, begann die Matrix durch eindringendes Meerwasser zu dolomitisieren (Schauer 1996, 1998).

(2) Während der Versenkungsdiagenese dolomitisierten die Karbonate teilweise vollständig, es bildeten sich „zuckerörnige“ und/oder massige Dolomite heraus. Bei anhaltender Dolomitisierung bildeten sich aus den „Zuckerkorndolomiten“ massige, verzahnte Dolomite, die die gleichen petrophysikalischen Eigenschaften wie Grainstones aufweisen (erhöhte Porosität und Permeabilität, Kap. 7.4.6 und 7.4.7). Innerhalb der massigen Dolomite konnten somit sekundär Interkristallinporen entstehen. Diese selektive frühdiagenetische Dolomitisierung war abhängig von der Durchlässigkeit der Primärfazies und der zunehmenden Veränderung der Porenwasserchemie (Liedmann & Koch 1990). Dolomit konnte nur dort gebildet werden wo Porenraum nicht von der frühdiagenetischen Zementation der Schwamm-Algen-Riffe geschlossen wurde. Die Dolomitisierung der Beckenfazies ist charakterisiert durch vorgegebene Drucklösungsbereiche. Hauptsächlich zirkulierten die dolomitisierenden Fluide durch die vergleichsweise permeablen Packstones/Floatstones und Grainstones der Schwamm-Algen-Bioherme (Liedmann & Koch 1990). Im Zuge der weiteren Versenkung rekristallisierten die Ca-reichen Matrixdolomite bzw. wurden durch Ca-armen Dolomit ersetzt. (2a) Nach einer tektonischen Phase kam es zur Lösung des Gesteins entlang von Klüften. Wandständig auf den Klufflächen wuchsen Ca-reiche Dolomitzemente auf. Durch CO₂-reiche Wässer kam es zur Lösung von Dolomitzementen und gleichzeitig zur Bildung von Pyrit. Nachfolgend wurden Kalzitzemente ausgefällt.

(3) Im Zuge der Verstellung und Heraushebung des Malms während der alpidischen Orogenese nahm der Einfluss meteorischer und hydrothermalen Wässer auf die Karbonate des Molassebeckens zu. Es kam ausgehend von Klüften zur Dedolomitisierung der Matrixdolomite und zur Verkarstung (Reinhold 1998). Als Hinweise auf Verkarstung beschreibt Reinhold (1998) lösungserweiterte Stylolithen. In Störungszonen konnten in großer Anzahl neu gebildete Klüfte/Hohlräume beobachtet werden, welche sekundär mit Bitumen verfüllt waren (Wolfgramm et al. 2011). Zusätzlich kann eine teilweise erfolgte Bitumenimprägnation als späte Diageneseperiode beobachtet werden. Dabei scheint das Bitumen kleineren Wannen zu entstammen, welche in den schwach mergeligen Karbonaten existierten und durch eine verstärkte Akkumulation organogener Reste geprägt waren (Wolfgramm et al. 2011). Im Zuge der Beckenversenkung migrierten die sich bildenden Kohlenwasserstoffe und das Bitumen blieb zurück (Meyer & Schmidt-Kaler 1993).

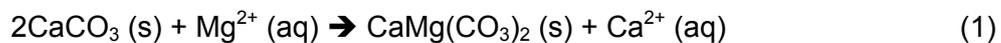
Die diagenetische Überprägung und Intensität der Dolomitisierung ist in den verschiedenen Faziestypen aufgrund der Primärporosität und Tektonisierung sehr unterschiedlich ausgeprägt und kann zu deutlich veränderten Gesteinspermeabilitäten führen.

4.4 Dolomitisierung

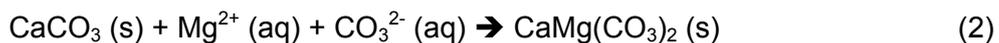
Der Prozess der Dolomitisierung setzt eine ausreichende Zirkulation von an Magnesium gesättigten Fluiden im betroffenen Karbonatablagerungsraum voraus. Das heißt, dass der Fluidfluss ein wichtiger Faktor für die Dolomitverbreitung ist und nicht zwangsweise den vorgeprägten Ablagerungsstrukturen folgen muss. Der Schlüssel zum Verständnis der Dolomitisierung liegt in der Identifikation der Fluidquelle und Lokation der entsprechenden Fluidflüsse. Schnell-dolomitisierend wirkende Fluide stammen meist aus hypersalinen Wässern aus peritidalen Regimen, wobei die Fluidwege überwiegend durch Ablagerungsstrukturen und frühdiagenetische Einflüsse bedingt sind (Lucia 2007).

Eine fröhdolomitisierende diagenetische Phase kann die Permeabilitätsverteilung und demnach auch eine möglicherweise später einsetzende weitere Dolomitisierungsphase entscheidend beeinflussen, so dass zur Dolomitisierung neigende Wässer eher diagenetischen Strukturen folgen können als den ursprünglich angelegten Ablagerungsstrukturen und damit verbundenen ehemaligen Vorzugpermeabilitätsbereichen.

Prinzipiell ist die Dolomitisierung ein diagenetischer Prozess, der Kalkstein in Dolomit durch Kalziumkarbonatlösung und Dolomitausfällung umwandelt. Nach Machel & Mountjoy (1986) gibt es zahlreiche Reaktionen, die zur Bildung von Dolomit führen können, wobei Reaktionsgleichung (1) die auf Meerwassereinfluss basierende und somit meist verwendete Bildungsreaktion ist (Kap. 4.4.1). Die Menge an Dolomit, die in einem diagenetischen Prozess gebildet werden kann, ist primär von der Temperatur und der Fluidzusammensetzung abhängig (Land 1985, Machel & Mountjoy 1986, Morrow 1990, Machel et al. 1996) und kann durch die Reaktionsgleichungen (1) und (2) beschrieben werden, die jeweils die Endglieder einer variablen Reaktionsreihe darstellen:



oder



(mit s = Feststoffphase, aq = Flüssigphase)

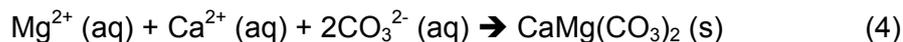
Reaktionsgleichung (3) repräsentiert die gesamte Reaktionsreihe der Dolomitisierung und beinhaltet Reaktion (1) und (2). Demnach wird für $x = 0$ Reaktion (3) zu Reaktion (1) und für $x = 1$ wird sie zu Reaktion (2). Im Falle von Reaktion (1) ($x = 0$) muss Magnesium zur Reaktion hinzugeführt und Kalzium abgeführt werden, wobei im Falle von Reaktion (2) kein Kalzium abgeführt wird. Dazwischenliegende Reaktionsstöchiometrien werden von Werten für x zwischen 0 und 1 beschrieben.



mit x = Mol Karbonat hinzugefügt durch das dolomitisierende Fluid.

Die Reaktionsgleichungen lassen erkennen, dass für eine umfassende und durchdringende Dolomitisierung ein großes Fluid/Gesteinsverhältnis notwendig ist. D. h. je verdünnter das dolomitisierend wirkende Fluid ist, desto größer wird das Fluid-/Gesteinsverhältnis und somit müssen größere Mengen an Fluid durch den zu dolomitisierenden Karbonatkörper zirkulieren.

Die Dolomitization kann vereinfacht durch Reaktion (4) abgebildet werden.



Alle Reaktionsgleichungen sind bestimmt durch das Mg/Ca-Verhältnis des Fluids. Typischerweise ist ein Mg/Ca-Verhältnis von größer 1 Voraussetzung für die Dolomitierung von Kalksteinen (Folk & Land 1975). Rezent es Meerwasser hat ein Mg/Ca-Verhältnis von ca. 7 ohne signifikante Mengen von Dolomit zu bilden, was den Einfluss von kinetischen Prozessen verdeutlicht (Lucia 2007). Marine gebildeter Dolomit bildet sich erst bei Mg/Ca Verhältnissen von 10 bis 50 bei der Evaporation von Meerwasser, wodurch es zunächst zur Ausfällung von Kalzium zur Bildung von Gips, Anhydrit und anderen Kalziumkarbonaten kommt. In einem geschlossenen System reduziert sich das Mineralvolumen durch den Austausch von Kalzit durch Dolomit um 12,5%, da Dolomit ein kleineres molares Volumen hat als Kalzit, was im wesentlichen die Begründung für eine häufig festzustellende Erhöhung der Porosität durch Dolomitierung darstellt (Beaumont 1876). Ein offenes Reservoirsystem hingegen benötigt einen großen Volumenfluss durch das Karbonatgestein, was zur Folge hat, dass nicht nur Magnesium sondern auch Karbonat dem System hinzugefügt werden kann. Dies kann in einer Austauschreaktion und damit potenziell porositätserhöhenden aber auch porenfüllenden Dolomitierung resultieren. Je nach hydrochemischen Randbedingungen kann der Dolomitierungsprozess also zu einem Austausch von Kalzit durch Dolomit oder Zementation des vorhandenen Porenraumes mit Dolomitement führen.

4.4.1 Dolomitierungsmodelle

Im Wesentlichen gibt es vier Dolomitierungsmodelle, die die Bildung von Dolomit und die damit veränderte Porositäts-/Permeabilitätsbeziehung eines Karbonatsystems beschreiben. Für alle Modellvorstellungen gilt, dass eine adäquate Quelle von Magnesium im System vorhanden sein muss. Meerwasser ist i. d. R. an Dolomit übersättigt und prinzipiell bei ausreichendem Volumenfluss in der Lage große Bereiche einer Karbonatplattform zu dolomitieren. Zahlreiche Studien von Karbonatplattformen bestätigen diesen Modellansatz (Saller 1984). Meerwasser ist daher als wesentliche Quelle für ausreichende Mengen an Magnesium anzusehen. Alle Modellvorstellungen zur Dolomitbildung setzen den Durchsatz von großen Quantitäten an Meerwasser durch ein Kalksteinreservoir voraus. Dieser Fluidfluss kann durch hypersaline Infiltration (A) bedingt durch Dichteunterschiede der vorhandenen Fluide, Mischungszonen (B) sowie Meerwasserkonvektion (C) hervorgerufen werden. Zudem kann es im Zuge der Versenkung einer Karbonatplattform (D) zu einer Dolomitierung bedingt durch kompaktions- (D1) und auflastgetriebene (D2) Fluidbewegungen sowie thermisch oder dichte induzierte Konvektion (D3) und trennflächenkontrollierter hydrothermalen Konvektion (D4) kommen (Machel 2004, Abb. 4.19).

Das Modell der hypersalinen Infiltration (A, Reflex Dolomitization) ist charakterisiert durch die Zirkulation von hypersalinem evaporiertem Meerwasser, welches von der Oberfläche ausgehend in die unterlagernde Formation eindringt und dort vorhandenes geringer salines Meerwasser verdrängt sowie mit vorhandenem Grundwasser interagiert. Typisch für ein solches System sind hypersaline Becken, Lagunen, Seen und Gezeitenzonen. Die hohe Dichte saliner Wässer und die im Vergleich zur Karbonatplattform hohe morphologische Lage tidaler Bereiche resultieren in einem hydrodynamischen Potenzial, das für die Infiltration von salinen Wässern in den tieferliegenden Untergrund notwendig ist. Im

Karbonatsediment erfolgt dann ein Austausch von Kalziumkarbonat mit Dolomit sowie Ausfällungen von Gips und Anhydrit.

Dolomitization Model	Source of Mg ²⁺	Delivery Mechanism	Hydrologic Model	Predicted Dolomite Patterns
A. Reflux Dolomitization	seawater	storm recharge, evaporative pumping density-driven flow		
B. Mixing Zone (Dorag) Dolomitization	seawater	tidal pumping		
C1. Seawater Dolomitization	normal seawater	slope convection (K _v > K _h)		
C2. Seawater Dolomitization	normal seawater	slope convection (K _h > K _v)		
D1. Burial Dolomitization (local scale)	basinal shales	compaction-driven flow		
D2. Burial Dolomitization (regional scale)	various subsurface fluids	tectonic expulsion topography-driven flow		
D3. Burial Dolomitization (regional scale)	various subsurface fluids	thermo-density convection		
D4. Burial Dolomitization (local and regional scales)	various subsurface fluids	tectonic reactivation of faults (seismic pumping)		

Abb. 4.19: Dolomitisierungsmodelle mit Darstellung der Fluidquelle, des Liefermechanismus und der zu erwartenden Ablagerungsmuster dolomitisierender Fluide. Pfeile symbolisieren Fließrichtungen. Gestrichelte Linien stellen Isothermen dar. Typische Dolomitisierungsmuster sind grauschattiert. Modelle A-D1 und D4 im km-Maßstab; Model D2 und D3 im Beckenmaßstab (Machel 2004).

Die Mischungszone (B, Mixing Zone) beinhaltet eine Vermischung von meteorischen und marin-phreatischen Wässern entlang des Karbonatplattformrandes oder unterhalb von Karbonatinseln (Abb. 4.20). Die Dolomitisierung geht hier von Kalzit-gesättigten Wässern aus, deren Vermischung zu einem chemischen Ungleichgewicht führen kann, welches zu einer Untersättigung des Fluids an Kalzit (Ward & Halley 1985) und folglich zur Kalzitlösung sowie Dolomitfällung führen kann.

Dolomitisierung durch thermische Konvektion von Meerwasser am Karbonatplattformrand mit Fließrichtung in die Plattform (C, Seawater Dolomitization) bedarf eines entsprechenden Temperaturgradienten und primärer Permeabilität um Meerwasser durch eine Karbonatplattform zirkulieren zu lassen (Whitaker et al. 2004).

Ein temperatur- und druckabhängiges Bildungsmodell ist stets ein Modell das mit der Versenkung der Karbonatplattform (D, Burial Dolomitization) zusammenhängt (Lucia 2007). Die aufgrund des Temperaturgradienten eingestellte Zirkulation von Fluiden resultiert in solch einem System aus dem Aufheizen von Porenwässern, die bedingt durch ihre verringerte Dichte beginnen entlang von Trennflächensystem und/oder anderen Zonen erhöhter Permeabilität aufzusteigen. Die störungskontrollierte Dolomitisierung ist ein weitverbreiteter und mit Mineralausfällungen verbundener Prozess (Davies & Langhorne 2006). Im Falle des Malmreservoirs im Molassebecken sind ebenfalls störungsgebundene Dolomitzonen zu beobachten (Wolfgramm et al. 2012). Die Thermische Konvektion dolomitisierender Fluide mit unbekannter Fluidquelle entlang von lokalen Störungssystemen

(D4) hin zu permeablen Zonen könnte auch eine mögliche Erklärung für die im südlichsten Teil des Malmreservoirs wahrscheinlich noch anhaltende Dolomitisierung sein. Für begrenzte Bereiche eines Reservoirs scheint ein solches Modell zutreffend, wobei die Quantität der Volumenströme, die notwendig wären um größere Bereich zu dolomitisieren derzeit in der Fachliteratur angezweifelt werden (Lucia 2007).

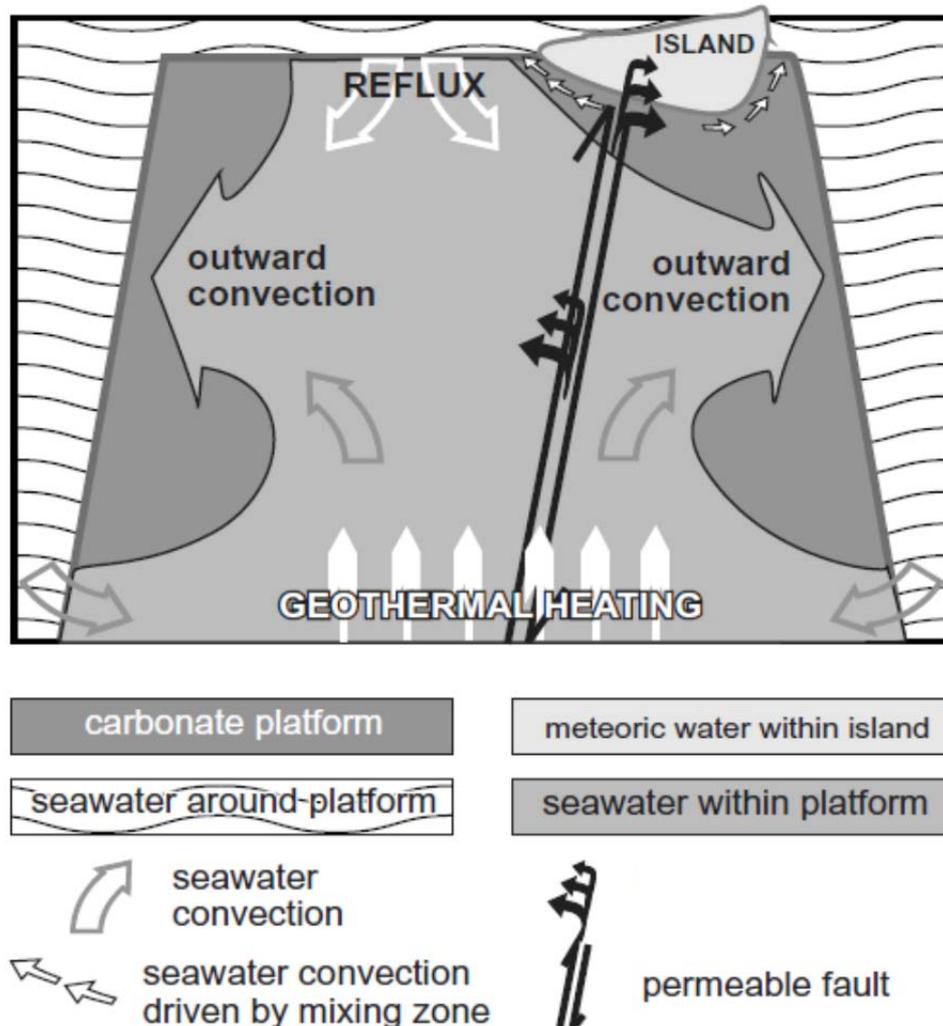


Abb. 4.20: Schematische Darstellung eines Fluidzirkulationssystems (Modelle A-C und D4) dolomitisierungswirksamer Fluide für eine Karbonatplattform und unter Inselbereichen. Nicht maßstäblich, Dimensionen sind typischerweise mehrere hundert Meter in vertikaler und bis zu mehrere hundert Kilometer in horizontaler Richtung (verändert, Machel 2004).

4.4.2 Räumliche Verteilungsmuster der Dolomitisierung

Die Verbreitung der Dolomitisierung ist durch die Fluidquelle, den Volumenfluss und die Fluidwege der dolomitisierenden Wässer bedingt, wobei der Fluidweg primär durch die Ablagerungsstrukturen und damit geschaffenen Permeabilitäten vorbestimmt ist. Steht nur eine vergleichsweise kleine Menge an hypersalinem Wasser aus dem supratidalen Bereich der Karbonatplattform zur Verfügung, ist zu erwarten, dass auch nur der oberste tidal-fazielle Bereich der Plattform dolomitisiert wird (Abb. 4.21). Zirkulieren entsprechend große Mengen an Mg-übersättigten Fluiden durch die Karbonatplattform können auch entsprechend große Volumen (hunderte Meter an Mächtigkeit sind möglich) dolomitisiert werden.

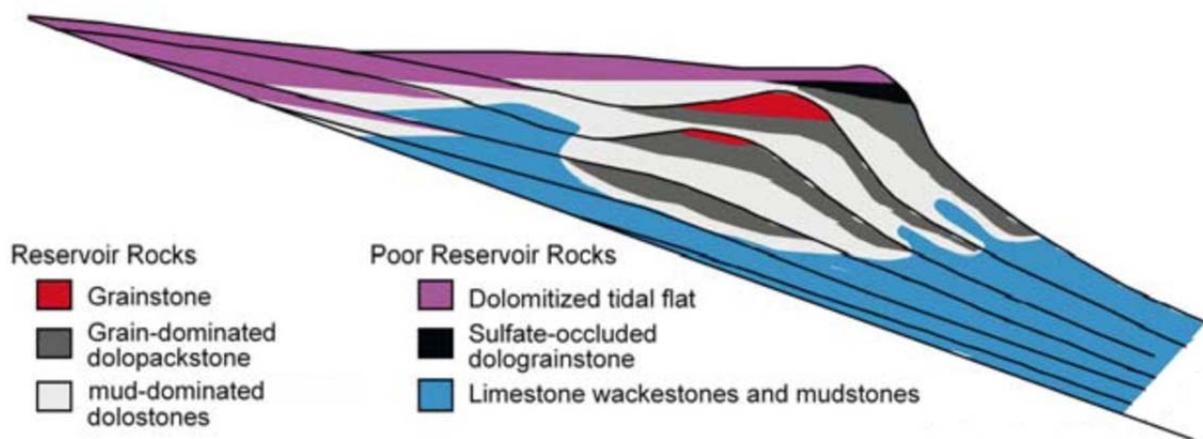


Abb. 4.21: Typische Verteilung von Reservoirgesteinen einer Karbonatplattform als Ergebnis diagenetischer Zementation-Kompaktion gefolgt von Infiltration hypersaliner dolomitisierender Wässer sowie Evaporitmineralisation (verändert, Lucia 2007).

Im Falle von spätdiagenetisch bzw. rezent auftretenden dolomitisierenden Fluiden, wie es wahrscheinlich im Süden des Molassebeckens der Fall ist, muss die Fluidquelle eine andere als Meerwasser sein. Der Ursprung dieser Wässer ist unklar und kann nur vermutet werden. Denkbar wären hier aufsteigende Tiefenwässer, deren Ursprung aus dem Kristallin und/oder Gebieten des Bayerischen Waldes zurückgehen könnte. Unabhängig von der Herkunft dieser Wässer ist die Zufuhr der Wässer nur untergeordnet durch die Gesteinspermeabilität bestimmt sondern im Wesentlichen abhängig von Trennflächensystemen und Karststrukturen im tieferen Untergrund. Somit ist die Dolomitisierung im spätdiagenetischen bis rezenten Fall nicht an primär permeable Ablagerungsstrukturen gebunden sondern folgt meist tektonisch bedingter Permeabilität.

4.4.3 Auswirkungen der Dolomitisierung auf petrophysikalische Reservoireigenschaften

Prinzipiell gilt: Dolomitisierung erhöht das Reservoirpotenzial einer Karbonatplattform. Kompaktion einer Kalksteinsformation führt i. d. R. zur Verringerung der Porosität vor allem in der Mudstone-dominierten Fazies. Dementsprechend ist die Permeabilität so gering, dass dieser Faziesbereich nicht mehr als hydrothermales sondern als petrothermales Reservoirgestein angesehen werden kann. Der Prozess der Dolomitisierung kann diese Mudstone-dominierten Faziesbereiche in gröberkristalline dolomitisierte Bereiche bzw. Dolomite umwandeln, indem zum einen die initiale Porosität vor der Kompaktion geschützt wird und zum anderen der durchschnittliche Porenraum vergrößert wird (Lucia 2007). Demzufolge können dolomitisierte Reservoirbereiche ein höheres hydrothermal nutzbares Reservoirvolumen aufweisen als Kalksteinreservoir (Abb. 4.22), vorausgesetzt sie verlieren diesen diagenetisch geschaffenen Porenraum nicht durch spätdiagenetische Überprägungen (Kap. 4.4.4).

Allerdings ist die Entstehung der Porosität in dolomitierten Bereichen komplexer als die Austauschreaktion (1) suggeriert. Dies gilt wohl auch für das Molassebecken und kann auch in anderen Reservoir (z. B. Ghawar Ölfeld in Saudi-Arabien (Powers 1962, Lucia et al. 2001)), welche die gleichen Porositätsbereiche in der Grainstone- und Dolostonefazies

aufweisen, beobachtet werden. Hier zeigt sich die Mudstone-dominierte Fazies stärker beeinflusst von der Dolomitisierung als die Kalksteine insgesamt, jedoch tritt die größte Porosität im dem Bereich auf, in welchem die Karbonate vollständig in Dolomite (Dolostone) umgewandelt sind (Lucia 2007). Meist spätdiagenetisch bzw. nach einer ersten Dolomitisierungsphase kann ebenfalls eine Überdolomitisierung durch anhaltende Zufuhr von Mg-übersättigten Fluiden eintreten und die entstandene Porosität erneut zementieren und damit deutlich verringern bis vollständig schließen. Der diagenetische Prozess der Dolomitisierung ist also eine Funktion der primären lithofaziell bedingten Permeabilität, der Kompaktion des Sedimentes und einer möglicherweise anhaltenden Überdolomitisierung.

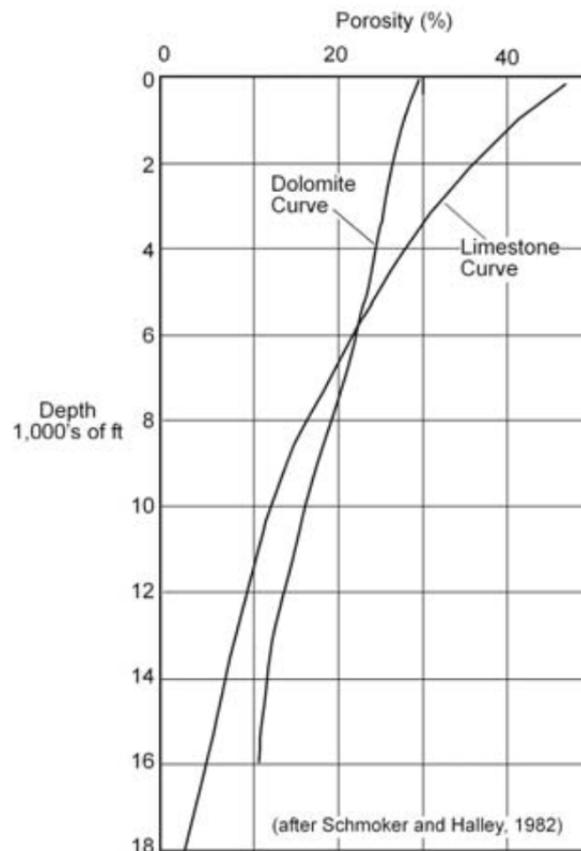


Abb. 4.22: Porositäts-Tiefenbeziehung zwischen Kalkstein- und Dolomitreservoiren am Beispiel oberflächennaher quartärer und tiefer kreidezeitlicher Karbonatreservoir in Florida. Der Dolomit zeigt prinzipiell geringere Porositätsabnahme mit zunehmender Tiefe bei initial geringerer Porosität im oberflächennahen Bereich im Vergleich zum Kalkstein (Schmoker & Halley 1982).

Um diese Prozesse in ihrer räumlichen Verbreitung und Struktur zu verstehen und entsprechende Prognosemodelle ableiten zu können, ist das Verständnis um die zeitliche Abfolge dieser Prozesse entscheidend. Die zeitliche Abfolge steht üblicherweise über die strukturelle Beziehung mit anderen diagenetischen Ereignissen wie z. B. Entstehung von Trennflächensystemen, Karstbildung, Zementation, etc. in Verbindung und kann ggf. diesen Prozessen zugeordnet werden. Eine weitere Möglichkeit beschreiben Davies and Langhorne (2006), die Dolomitisierungstemperaturen basierend auf Analysen von Fluideinschlüssen mit der Versenkungsgeschichte des Reservoirs vergleichen und somit das Alter der Dolomitisierungsphasen bestimmen konnten. Solche Arbeiten stehen für die oberjurassischen Karbonate im Bereich des Molassebeckens noch aus (Kap. 11).

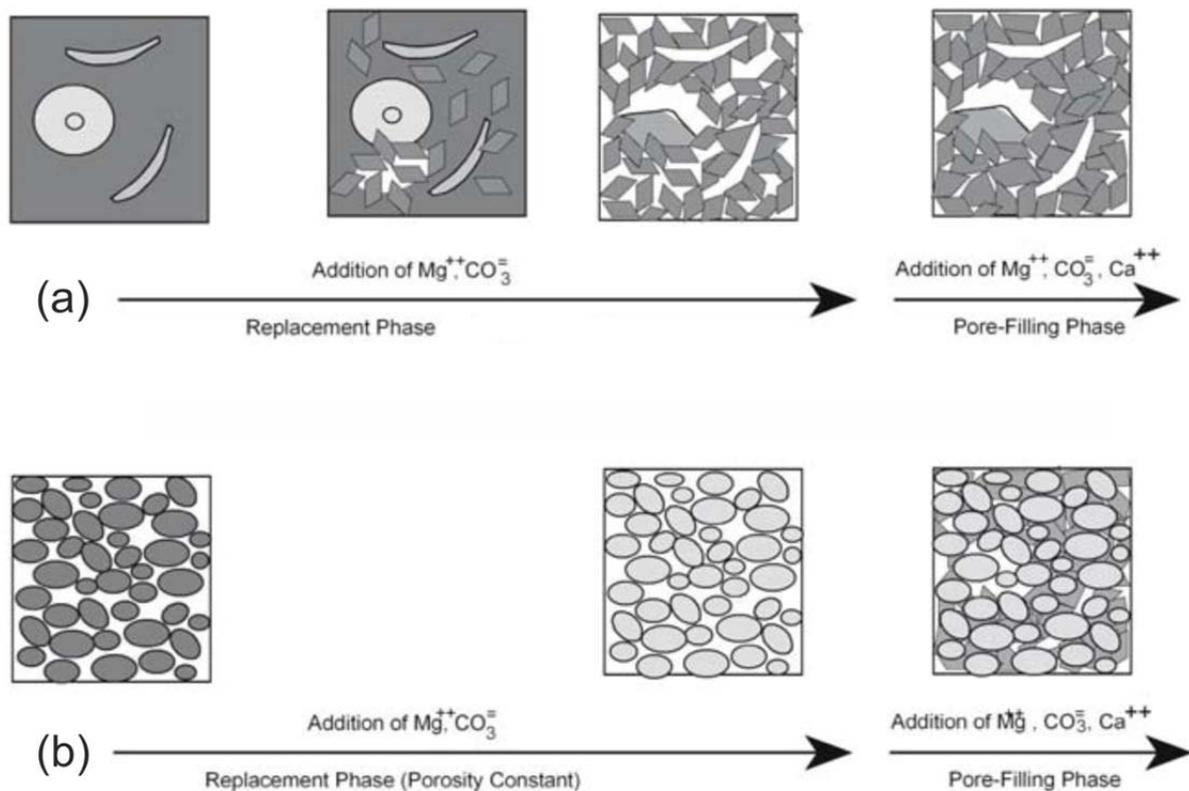


Abb. 4.23: Veränderung der Porenraumstruktur durch Dolomitisierung in (a) geringporösen Kalksteinen (Mudstones) und (b) Grainstone-dominierten Kalksteinen. Die Umwandlung von geringporösen Kalksteinen zu mittel bis grobkristallinen Dolomiten vergrößert den Porenraum, wobei die Dolomitisierung von Grainstones nur geringe Auswirkung auf den Porenraum hat (verändert, Lucia 2007).

Dolomitisierung kann durch die Mineralisation von Dolomitkristallen das Gesteinsgefüge von geringporösen Faziesbereichen (meist Beckenfazies wie Mud- und Wackestone, aber auch dichte Massenfaziesbereiche (Rud- und Floatstone)) signifikant verändern, da die neugebildeten Dolomitkristalle entweder die gleiche Partikelgröße wie die primär ausgebildeten Kalzitkristalle oder wesentlich größere Dolomitkristalle ausbilden können, als die Partikelgröße, die sie ersetzen. Dolomitkristalle können Partikelgrößen von mehreren bis 200 μm aufweisen, wohingegen Kalzitkristalle typischerweise 1 bis 10 μm groß sind (Lucia 2007). Demzufolge kann eine Dolomitisierung kalzitisch geprägter Fazies eine Vergrößerung der Kristalle von durchschnittlich unter 20 bis zu 200 μm mit damit einhergehender Zunahme des interkristallinen Porenraumes verursachen (Abb. 4.23). Im Gegensatz zu den geringporösen Faziestypen haben Grainstones typischerweise Partikelgrößen, die größer als Dolomitkristalle sind, so dass eine Dolomitisierung keine signifikante Änderung der Porenraumcharakteristik hervorruft (Lucia 2007). Die Dolomitkristallgröße ist also ein wichtiger Faktor hinsichtlich der Ausbildung der petrophysikalischen Eigenschaften der dolomitierten Bereiche eines Reservoirs und ist durch zwei wesentliche Einflussfaktoren bestimmt: (1) das Sättigungsverhältnis Mg/Ca und (2) die zugängliche Austauschoberfläche des initialen Gesteinsgefüges. Die Übersättigung an dolomitisierenden Fluiden wird mit zunehmender Wegstrecke des Fluides durch das Reservoir abnehmen und die Dolomitkristallgröße nimmt entlang des Fluidweges und damit gewöhnlich auch mit zunehmender Teufe zu (Abb. 4.24, Lucia 2007).

Der Effekt der Partikelgröße auf die Ausbildungsgröße der Dolomitkristalle kann auch in Abbildung 4.24 nachvollzogen werden, wo zu erkennen ist, dass mit zunehmender Tiefe und damit auch Temperatur die Kristallgröße der Dolomite zunimmt und eine im Trend größere

Ausbildung der Dolomitekristalle bei den Grainstones als den Mud- und Wackestones vorliegt. Eine vor der Dolomitierung stattfindende Zementation und Kompaktion der Karbonatplattform während einer Versenkungsphase reduziert die Porosität und Porenraumoberfläche, bereitet damit aber auch die Voraussetzung für die Bildung von grobkristallinen Dolomitekristallen.

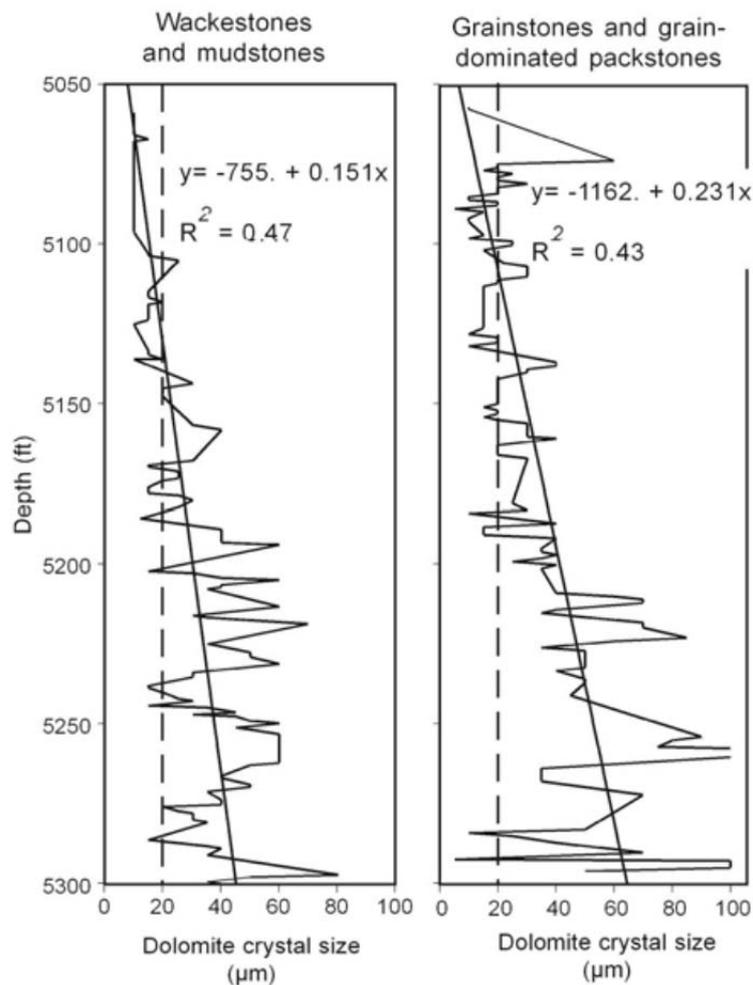


Abb. 4.24: Vergleich von geringporösen Mud- und Wackestone und höherporösen Grain- und Packstone Lithofazies anhand der Tiefenbeziehung und Dolomitekristallgröße am Beispiel eines Datensatzes des Seminole San Andres Reservoirs in West Texas (Lucia 2007).

4.4.4 Rekalzifizierung und Überdolomitierung

Der Prozess der Dolomitierung ist reversibel und kann mittels Kalzium-übersättigter Wässer zu einer Rekalzifizierung dolomitierter Bereiche führen. So können zum Beispiel meteorische Wässer oder Tiefengrundwässer mit einem Mg/Ca-Verhältnis von unter 1 Dolomit lösen und Kalzit ausfällen (Back et al. 1983, Land & Prezbindowski 1981). Rekalzifizierte Dolomitekristalle zeigen häufig kalzitische Zentren und dolomitische Ränder, was auf eine höhere Löslichkeit der zentralen Bereiche der Dolomitekristalle schließen lässt (Lucia 2007). Die Lösung von Dolomitekristallen führt häufig zur Bildung isolierter Porenräume innerhalb von Dolomitrhomboedern, wobei verschiedene petrographische Reservoirstudien zum einen eine Verschließung des Porenraumes durch Kalzit ausfällung als auch vollständige Verdrängung von Dolomitekristallen durch Kalzitmineralisation zeigen (Evamy 1967).

Zusammenfassend lässt sich aussagen, dass die Diagenese der Dolomite ausschlaggebend für die Ausbildung bzw. Verfügbarkeit von interkristallinem Porenraum ist. Beginnend mit dem Kristallwachstum vergrößert sich die Partikelgröße, was zunächst zu einer Verringerung des Porenvolumens durch Hinzufügen der Dolomite im Gesamtsystem führt, wobei jedoch auch größere interkristalline Poren entstehen und zusätzlich durch das Dolomitkristallwachstum der Kompaktionswiderstand zunimmt (Lucia 2007). Die diagenetische Ausbildung der Dolomite im Malm wird zunächst von der Primärfazies (Gebirgspermeabilität) gesteuert. Dabei wirkt sich der Reinheitsgrad, also die Menge des unlöslichen Rückstandes, der primären Kalke direkt auf die Größe und Morphologie der Dolomitkristalle aus. Karbonate aus primär hochenergetischen Ablagerungsbereichen (Grain- und Packstones mit einem Nicht-Karbonatanteil geringer als 2%) werden bei der Dolomitisierung in große (150 – 500 µm) und häufig idiomorphe Dolomitkristalle umgewandelt (Böhm et al. 2013). Wacke- und Mudstones der Bankfazies, wurden unter geringenergetischen Ablagerungsbedingungen gebildet und weisen Nicht-Karbonatanteile größer als 2% auf, welche sich bei der Dolomitisierung wachstumsbehindernd auswirken, woraus wesentlich kleinere Dolomitkristalle (<10 – 150 µm) resultieren (Lucia 2007). Die unterschiedliche Ausbildung der Dolomite wirkt sich direkt auf die hydraulischen Eigenschaften des Karbonatgesteins aus. So besitzen grobkristalline, idiomorphe Dolomite mit großen Interkristallinporen (50 – 250 µm) und daher großen Porenhalsdurchmessern eine höhere Permeabilität, als feinkristalline, hypidio- bis xenomorphe Dolomite mit gleicher Porosität (Böhm et al. 2013). Ehemals idiomorphe Dolomite können aber auch durch anhaltendes Kristallwachstum (Überdolomitisierung) ein Pflastergefüge ausbilden, wodurch Porenhäse geschlossen werden und Interkristallinporen nicht mehr als Fluidpfade genutzt werden können. Die dadurch entstehende Totporosität verringert in diesem Falle die Permeabilität. Zudem kann Rekalzifizierung die durch Dolomitisierung entstandene interkristalline Porosität erneut zementieren.

4.5 Tektonik

Im Zuge der Orogenese drangen die alpidischen Decken nach Norden vor und in Folge dessen wurde die Süddeutsche Scholle gekippt. Im Norden wurden die jurassischen Gesteine an der Oberfläche exponiert und im Süden von den Alpen überschoben. Die Faltenmolasse bildete sich heraus. Großräumige Spannungsanalysen zeigen, dass im Bereich des Molassebeckens transtensive bis „strike-slip“-Strukturen vorherrschen sollten (Reinecker et al. 2010). Aufgrund Nord-Süd gerichteter Hauptspannungsachsen und dem für das Molassebecken dokumentierten Strukturbau lassen sich häufig auch lokal sinistrale Nordost-Südwest streichende Transtensions- und Transpressionsstörungen beobachten (Reinecker et al. 2010, Abb. 4.25). So wird beispielsweise der Hauptabbruch im Bereich Unterhaching in der Analyse von 3D-seismischen Erkundungen als Bildung eines sinistralen Transtensionsregimes mit nachfolgendem sinistralen Transpressionsregime gedeutet (Lüschen et al. 2011). Diesen Hauptabbrüchen zugeordnet, lassen sich häufig Riedelscherflächen und weitere tektonische Störungen zuordnen. In ihrer Gesamtheit führen diese Strukturen bzw. Störungen zu einer starken Auflockerung des Gebirges im Bereich der jeweiligen Hauptabbrüche, die im zentralen Teil des Molassebeckens meistens Ost-West bzw. Nordost-Südwest streichen.

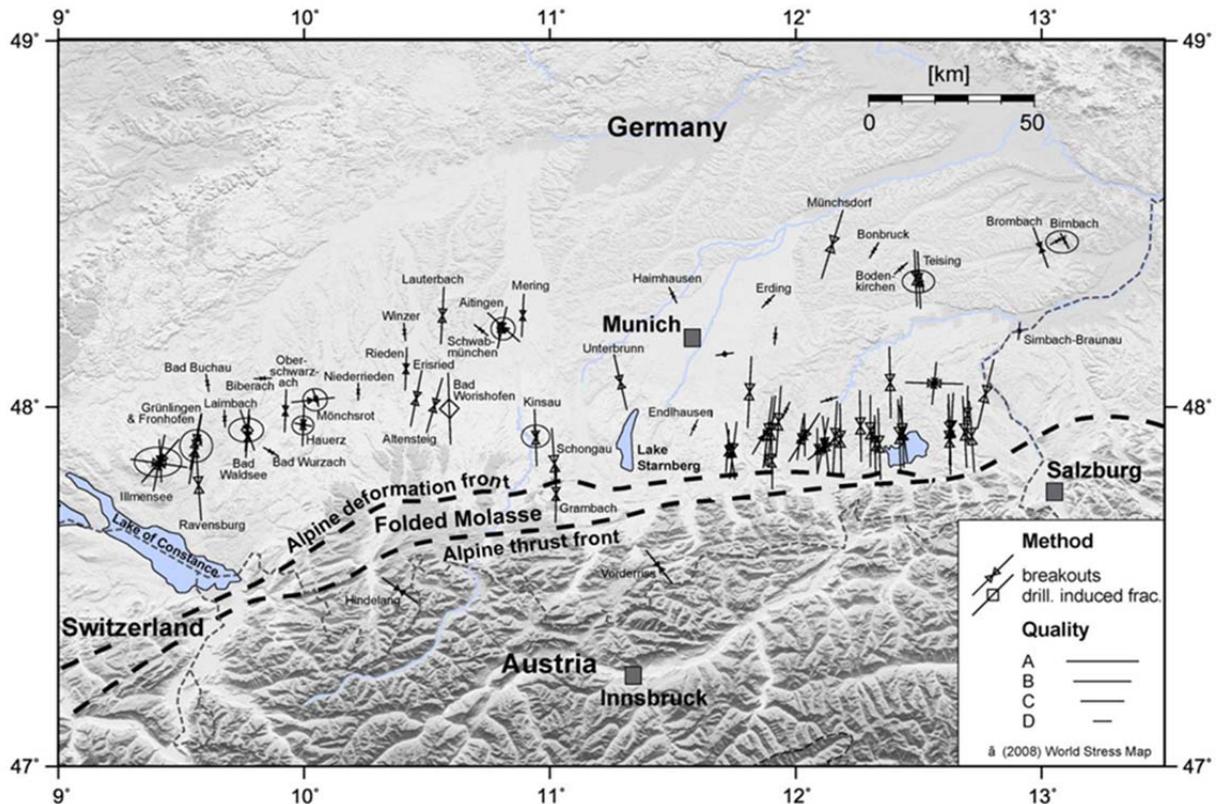


Abb. 4.25: Rezente Orientierung der maximalen Horizontalspannung (S_H) bestimmt an Bohrlochrandausbrüchen und durch Bohrungen induzierte Risse. Die Größe des Symbols ist proportional zur Datenqualität. 96 Tiefbohrungen des Molassebeckens mit Datenqualitäten von A (gute) – D (schlechte) zeigen eine N-S dominierte Ausrichtung der rezente horizontalen Hauptnormalspannung (verändert, Reinecker et al. 2010).

Aufgrund ihrer Entstehung in einem transtensiven Regime, sollten sich Begleit- und Nebenstörungen überwiegend im Bereich der Tiefscholle bilden, was sich auch bei der Auswertung seismischer Profile und entsprechender Strukturanalysen an verschiedenen Standorten im Molassebecken gezeigt hat (Wolfgramm et al. 2011). Diese Störungszonen standen als Kluftaquifer zur Verfügung, in welche während hydrothormaler Phasen Fluide eindringen konnten (Liedmann 1992). Dies führte zu einer intensiven Lösung und Dolomitisierung der Störungszonen und damit zu potenziell erhöhten hydraulischen Durchlässigkeiten.

5. Hydrogeologie und Karst des Oberen Jura

Der grundwasserführende Malmkarst des süddeutschen Molassebeckens zwischen Bodensee im Westen, Donau im Norden und Osten sowie Inn und Alpennordrand im Süden gilt als das bedeutendste Thermalwasserreservoir in Mitteleuropa (Abb. 5.1). Diese Aussage stützt sich auf vielfältige Fachliteratur, die sich vorrangig mit den hydrogeologischen Verhältnissen in diesem Tiefenwasservorkommen befasst. Erwähnt seien hier Arbeiten, u. a. auf Grundlage von Bohrlochmessungen in Erdölexplorationsbohrungen, von Lemcke (1976, 1978, 1979), Lemcke und Tunn (1956), Udluft (1975), Udluft und Eichelsdorfer (1977), Villinger (1972, 1977, 1986, 1988) und Werner (1978). Eine erste Betrachtung zum Grundwasserhaushalt wurde von Andres & Frisch (1981) und Andres (1985) für das süddeutsche Molassebecken unternommen. Verschiedene Arbeiten enthalten Ausführungen zu den hydrothermischen Gegebenheiten des tiefen Malmkarstes, wobei meist nur auf spezifische Teilaspekte eingegangen wird: Bertleff (1986), Goldbrunner (1988), Gudden (1983), Hörauf & Wirth (1979), Strayle et al. (1983), Werner (1987), Werner et al. (1982).

5.1 Aquifersysteme

Auf Grundlage neuerer Trinkwasserbohrungen am Nordrand des Molassebeckens sowie neuer Geothermiebohrungen im zentralen Molassebecken wurden die bestehenden Äquipotenziallinienpläne für das Thermalwasser im Malm des süddeutschen Molassebeckens einschließlich Teilen Oberösterreichs von Frisch & Huber (2000) und Huber (2002) fortgeschrieben. Die hydrogeologische Karte von Bayern 1:500.000 des Bayerischen Landesamtes für Umwelt (Wagner et al. 2009) zeigt die Potenzialverteilung im Thermalwasseraquifer des Malm nach neuestem Forschungsstand.

Die Normierungen von Thermalwasserpotenzialen in zahlreichen neuen Geothermiebohrungen zeigen ein generell tiefes Druckniveau im Großraum München mit südöstlichem Abstrom. Da ein Verschwinden des Thermalwassers unter dem Alpenkörper höchst unwahrscheinlich ist, verbleibt als logische Konsequenz nur ein östlicher alpenparalleler Abstrom bei vergleichsweise niedrigem hydraulischem Gradienten ins oberösterreichische Molassebecken (Huber 2002). Im Westen verläuft ausgehend von Ulm ein ausgeprägter Druckscheitel im Thermalwasseraquifer zunächst ostwärts, tritt ab dem Meridian von München weniger prägnant in Erscheinung, um nördlich von Landshut bis zum Kristallin der Böhmisches Masse wieder markant hervorzutreten. Für den Scheitelabschnitt zwischen Landshut-Neuöttinger Hoch und Moldanubikum konnte intensive Grundwasserneubildung hydrochemisch und isotopenhydrologisch nachgewiesen und bilanziert werden (GTB 1998). Prinzipiell wirkt das Kristallin des Landshut-Neuöttinger Hochs als hydraulische Schwelle und teilt den Thermalwasserfluss nach Südosten in einen auch hydrochemisch abgrenzbaren nördlichen und südlichen Teil (Birner et al. 2011). Für den Scheitelabschnitt zwischen Ulm und Pfaffenhofen wäre eine quantitative Grundwasserneubildung über Leakage aus dem Hangenden zu erklären (Huber 2002). Prinzipiell bestehen jedoch weiterhin Interpretationsspielräume hinsichtlich einer hydraulischen Potenzialverteilung im Malmaquifer bedingt durch Unsicherheiten in der Ermittlung lokaler Potenziale an Tiefbohrungen, bei ihrer Vergleichbarkeit und bei der Ermittlung eines belastbaren Thermalwasserströmungsgefüges. Ein mengenmäßig bedeutsamer Zufluss von Wässern aus dem Dogger und dem Kristallin wird aktuell auf Basis der wenigen vorliegenden hydrochemischen Analysen ausgeschlossen (StMWIVT 2010). Ein Teil der Grundwasserneubildung im Malm muss jedoch durch Leakage aus dem Tertiär im Molassebecken erfolgen (Kap. 5.2).

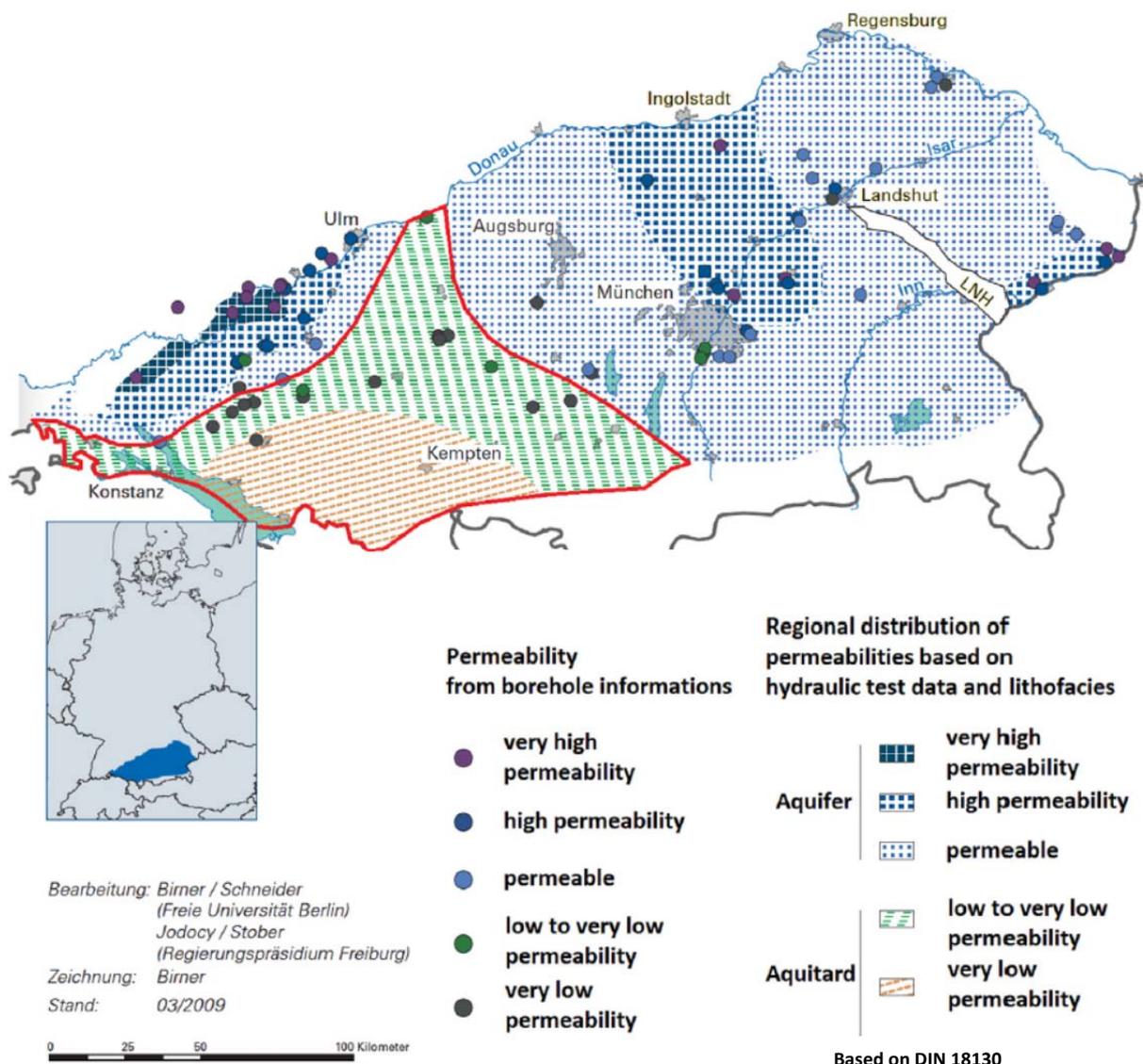


Abb. 5.1: Permeabilitätsverteilung des Malmaquifer im süddeutschen Molassebecken. Der gering bis sehr gering permeable Bereich des westlichen Molassebeckens ist durch die rote Umrandung gekennzeichnet. LNH = Kristallin des Landshut-Neuöttinger Hochs (Hofmann et al. 2014).

Eine erste Betrachtung zum hydrothermalen Energieinhalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken stammt von Hänel et al. (1984) und wurde u. a. durch Arbeiten von Koch et al. (2007, 2009) und Schulz et al. (2012) aktualisiert.

Zum Aufbau des Geothermischen Informationssystems (GeotIS, Schulz 2009) wurden umfangreiche Explorationsdatensätze entsprechend gewisser Qualitätsanforderungen (Stober & Villinger 1997) zusammengeführt und ausgewertet. Auf Grundlage dieser Datenbank und weiterer Arbeiten (Wolfgramm et al. 2011, Birner et al. 2012, Schulz et al. 2012) basierend auf Auswertungen von Bohrungsdaten besonders im Großraum München sind Aussagen zur Verteilung der Gebirgsdurchlässigkeit des Malmaquifers möglich. Lokal kann sich die Gebirgsdurchlässigkeit auf wenigen Kilometern um deutlich mehr als den Faktor 10 ändern. Birner et al. (2012) interpretieren die Verteilung der Gebirgsdurchlässigkeit, wie in Abbildung 5.2 gezeigt, als Folge einer abnehmenden Verkarstungsintensität des Malmaquifers im Großraum München von Nordost nach Südwest. Für eine intensive Verkarstung der Gebiete im Nordosten sprechen nicht nur die absoluten T/H-Werte, sondern auch Beobachtungen aus Tiefbohrungen, wie die plötzliche Abnahme

der Meißelbelastung, große Kaliberausbrüche und große bis totale Spülungsverluste (Schulz et al. 2012). Zudem wurden Karststrukturen an der Oberfläche des Malmaquifers anhand von 3D-Seismikdaten im Umfeld der Bohrung Unterhaching Gt 2 in Bereichen von Verwerfungslinien interpretiert (Lüschen et al. 2011). Häufig enthalten diese an tektonischen Elementen angegliederten Einbruchstrukturen große Hohlräume und hydraulisch offene Trennflächen, die während der Kreide weiter korrosiv gelöst, verbrochen und anschließend mit Schutt gefüllt wurden und eine erhöhte Permeabilität bewahrten. Diese Strukturen sofern noch vorhanden scheinen im Südwesten von München jedoch nur noch in einem geringen Maße permeable zu sein und sind bisher in keinem weiter südlich gelegenen Seismikdatensatz interpretiert worden. Im Folgenden wird von einer zumindest im nördlichen Teil des Molassebeckens flächig auftretenden tiefgreifenden Verkarstung ausgegangen, wobei die Intensität und Ausprägung faziesabhängig ist.

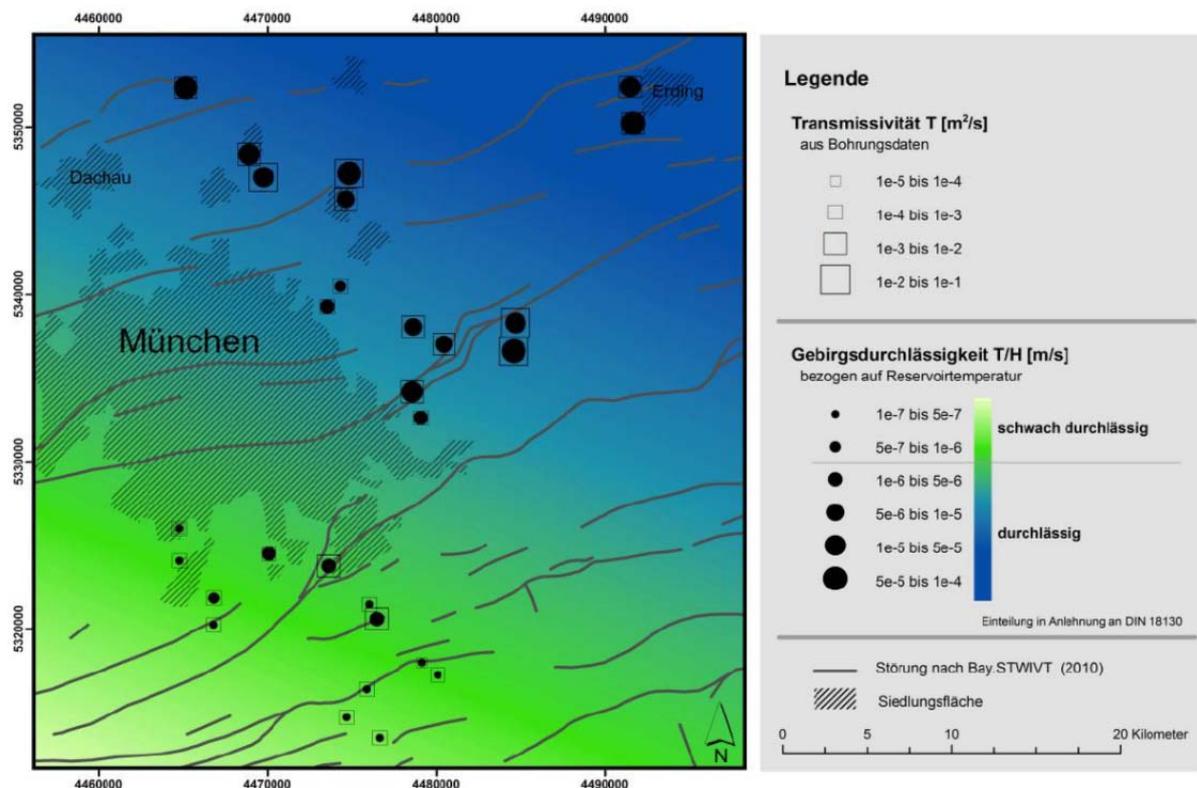


Abb. 5.2: Karte der Gebirgsdurchlässigkeit (T/H) des Malmaquifers im Großraum München nach Birner et al. (2012).

Nach Birner et al. (2009) liegen im östlichen und zentralen Teil des bayerischen Molassebeckens die Gebirgsdurchlässigkeiten (T/H) zwischen $1,0 \cdot 10^{-6}$ und $5,0 \cdot 10^{-4}$ m/s, nach Westen bzw. Südwesten nehmen die Gebirgsdurchlässigkeiten deutlich ab (Abb. 5.2). Spülungsverluste können Hinweise auf Bereiche mit erhöhten Durchlässigkeiten geben, wobei zu beachten ist, dass Spülungsverluste nur bei unterhydrostatischen Verhältnissen sicher quantifiziert werden können. Es ist zwischen totalem Spülungsverlust, der größere bohrtechnische Probleme nach sich ziehen kann, und schleichenden Spülungsverlusten zu unterscheiden. Eine Auswertung aller verfügbaren Bohrberichte von Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrungen, die den Malm erreicht oder durchfahren haben, lässt erkennen, dass rund 40% dieser Bohrungen keinen nennenswerten Spülungsverlust im Malm zu verzeichnen hatten (Gudden 1983). Die Entnahmemengen von Thermalwasserbohrungen im Malm des baden-württembergischen, bayerischen und oberösterreichischen

Molassebeckens liegen zwischen 3 bis 115 l/s bei Druckspiegelsenkungen von weniger als 10 bis ca. 300 m unter Grundwasserdruckfläche in Ruhe (Schulz et al. 2003). Da höhere Durchlässigkeiten in der Regel geringere Absenkbeträge bedingen, deuten auch diese Daten auf einen regionalen Trend mit geringeren Durchlässigkeiten im westlichen Molassebecken und höheren Durchlässigkeiten im östlichen Molassebecken hin. Tabelle 5.1 gliedert die angetroffenen Entnahmebedingungen nach Regionen.

Tab. 5.1: Entnahmemengen von geothermischen Tiefbohrungen mit Erschließungshorizont Malm (verändert, StMWIVT 2010).

Region	Entnahmemengen [l/s]	Absenkung der Grundwasserdruckfläche in Ruhe [m]
Baden-Württemberg	3 - 50	6 - ca. 300
Bayern	7 - 115	10 - ca. 200
Oberösterreich	20 - 80	20 - ca. 180

Die Grundwasserdruckfläche des Malmaquifers liegt meist unterhalb der tertiären Grundwasserdruckfläche, d.h. es herrschen überwiegend unterhydrostatische Drucke (Hänel et al. 1984). Im Großraum München sind für den Malm Grundwasserdruckflächen in 100 bis 200 m unter Gelände zu erwarten; weiter im Südosten in der Wasserburger Senke sind die Potenzialverhältnisse noch weitgehend ungeklärt. Im Süden des Braunauer Trogs stehen die Grundwässer des Malm, der Kreide und des tieferen Tertiärs in hydraulischem Kontakt zueinander (Prestel 1991, LfW 1999) und sind über weite Bereiche artesisch gespannt.

Die Grundwasserneubildung erfolgt zumindest im zentralen, östlichen und südlichen Teil im Wesentlichen aus dem Durchsickern von Grundwasser durch die Molassedeckschichten (Lemcke 1976, Andres & Frisch 1981). In einigen Teilabschnitten der Oberen Donau in Baden-Württemberg infiltriert oberflächennah Donauwasser in den Malm; im Osten ist ein Randzustrom aus dem Bayerischen Wald anzunehmen (LfW 1999). Nach den bisherigen Vorstellungen (siehe auch Literaturverweise zu Beginn des Kapitels) durchströmt das Malmwasser von Oberschwaben her kommend bogenförmig das westliche und zentrale Molassebecken und fließt im Bereich Neustadt a.d. Donau bis Regensburg in die Donau ab. Die Fließgeschwindigkeit beträgt nur wenige Meter pro Jahr (StMWIVT 2010).

Für das Westmolassegebiet werden mittlere (sekundäre) Porositäten von 2,5% angenommen. Für die Übergangszone zur helvetischen Fazies (rot schraffierter Bereich in Abb. 5.1) wird eine mittlere Porosität von 2% angegeben (Strayle et al. 1982, Hänel et al. 1984). Im Ostmolassebereich sind für den Malm ohne Kreideüberdeckung (Purbeck) mittlere Hohlraumvolumen von 2,5 % und in den restlichen Gebieten von 2,0 % zu erwarten (Hänel et al. 1984). Auch die Durchlässigkeit des Malms kann lokal extrem schwanken (Abb. 5.3). Generell kann mit k_f -Werten im Bereich von 10^{-6} bis 10^{-4} m/s gerechnet werden, was Permeabilitäten von ca. 25 bis 6.000 mD entspricht (Strayle et al. 1982, Hänel et al. 1984). Die Durchlässigkeiten nehmen in Richtung auf das Beckentiefste (südöstliches Molassebecken) hin stetig ab (Stober 1991, Stober et al. 2013).

Für die Transmissivitäten können nach Hänel et al. (1984) Werte von $5,0 \cdot 10^{-5}$ bis $5,0 \cdot 10^{-3}$ m²/s angesetzt werden. Im Bereich der Ostmolasse östlich des Landshut-Neuottinger Hochs wurden von Kiraly (1991) k_f -Werte von $1,0 \cdot 10^{-6}$ bis $1,0 \cdot 10^{-3}$ m/s angenommen. Für das niederbayerisch-oberösterreichische Molassebecken wurde aus Pumpversuchen eine Spannbreite der Durchlässigkeitsbeiwerte von ca. $1,0 \cdot 10^{-7}$ bis $5,0 \cdot 10^{-2}$ m/s ermittelt (StMWIVT 2010). Die Durchlässigkeitsverteilung zeigt zwei Maxima bei $1,0 \cdot 10^{-5}$ bis $5,0 \cdot 10^{-$

⁵ m/s und bei $1,0 \cdot 10^{-4}$ bis $5,0 \cdot 10^{-4}$ m/s (GTB 1998). Eine vergleichbare bimodale Verteilung, die zu etwas höheren Durchlässigkeiten tendiert, weist k_f -Werte, die für den offenen und überdeckten, jedoch in geringer Tiefe anstehenden, Malm im Großraum Ingolstadt ermittelt wurden, aus (Büttner et al. 2002). Die ermittelten Transmissivitäten liegen in einem Bereich von $5,0 \cdot 10^{-5}$ bis $1,0 \cdot 10^{-2}$ m²/s; das Maximum liegt bei $1,0 \cdot 10^{-3}$ bis $5,0 \cdot 10^{-3}$ m²/s. Der vergleichsweise hohe Transmissivitätsbereich von $1,0 \cdot 10^{-1}$ bis $1,0 \cdot 10^2$ m²/s ist mit hoher Wahrscheinlichkeit Störungszonen zuzuordnen (GTB 1998).

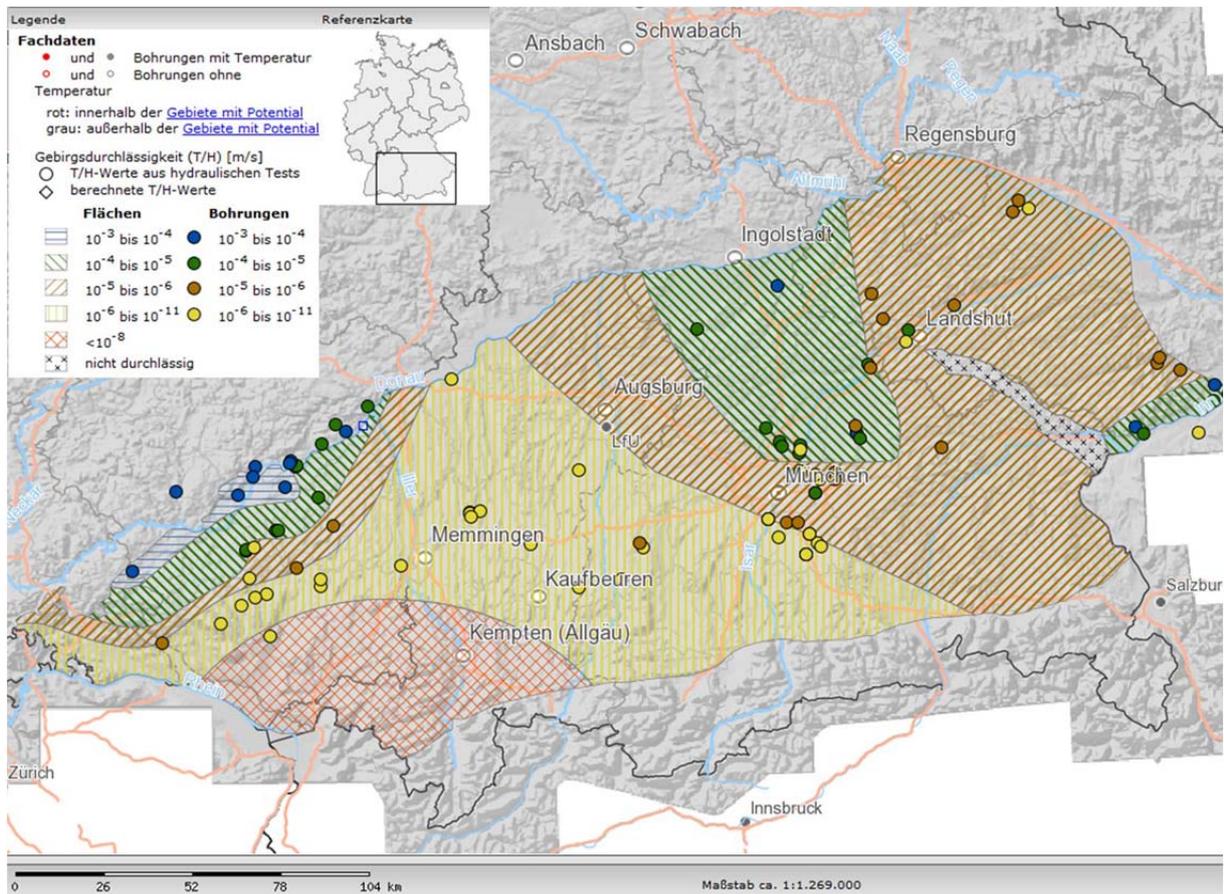


Abb. 5.3: Gebirgsdurchlässigkeiten des Malmaquifers im Bereich des Molassebeckens basierend auf Bohrlochtests und berechneten Werten (verändert, Geotis: Stand 2013).

Die Formationen des Malm und Purbeck werden häufig aufgrund ihrer hydraulischen Konnektivität als zusammenhängender Grundwasserleiter angesprochen.

Im Südosten des Malmaquifers werden aufgrund der großen Versenkungstiefe Temperaturen von deutlich über 100 °C erreicht, nach Norden hin nehmen die Temperaturen ab. Lokale Temperaturanomalien sind vermutlich auf störungsgebundene oder in mit Störungen assoziierten Karststrukturen auf- oder absteigende Tiefengrundwässer zurückzuführen.

Die fazielle Ausbildung des Malm hat aufgrund der unterschiedlich stark ausgeprägten Verkarstungsfähigkeit dabei einen direkten Einfluss auf die Gebirgsdurchlässigkeit (Stier & Prestel 1991). Der Bereich des Malms im westlichen Teil des Molassebeckens, der von der schwäbischen Fazies dominiert wird, zeigt im nördlichen bis nordwestlichen Bereich massiv ausgeprägte, teils geschichtete Kalksteine und Dolomite der Unteren und Oberen Felsenkalke sowie der liegenden Bankkalke (ki2-ki4). Die Malmmächtigkeit variiert zwischen 100 und 250 m, wobei die höheren Werte in einem beckenparallelen Gürtel (Konstanz-

Pfullendorf-Ochsenhausen) auftreten (Villinger 1988). Der Grundwasserleiter wird hier vor Allem von Schwamm-Algen-Riffen aufgebaut (Schädel 1962, Meyer & Schmidt-Kaler 1989), in denen kavernöse, und somit wasserführende Dedolomite (Lochfels), verbunden mit im Zuge der Verkarstung korrosiv erweiterten Hohlräumen auftreten können. Lokale Verwerfungssysteme, die besonders im Bereich der tektonischen Schwächezone des Riffgürtels vorkommen, steigern die Gebirgsdurchlässigkeit zusätzlich (Stober et al. 2013). Durch Eintrag von Oberflächen(nahem)-Wasser aus Nordwesten (Grundwasserneubildung) sind die vorhandenen Hohlräume korrosiv erweitert und das Gebirge entsprechend durchlässiger.

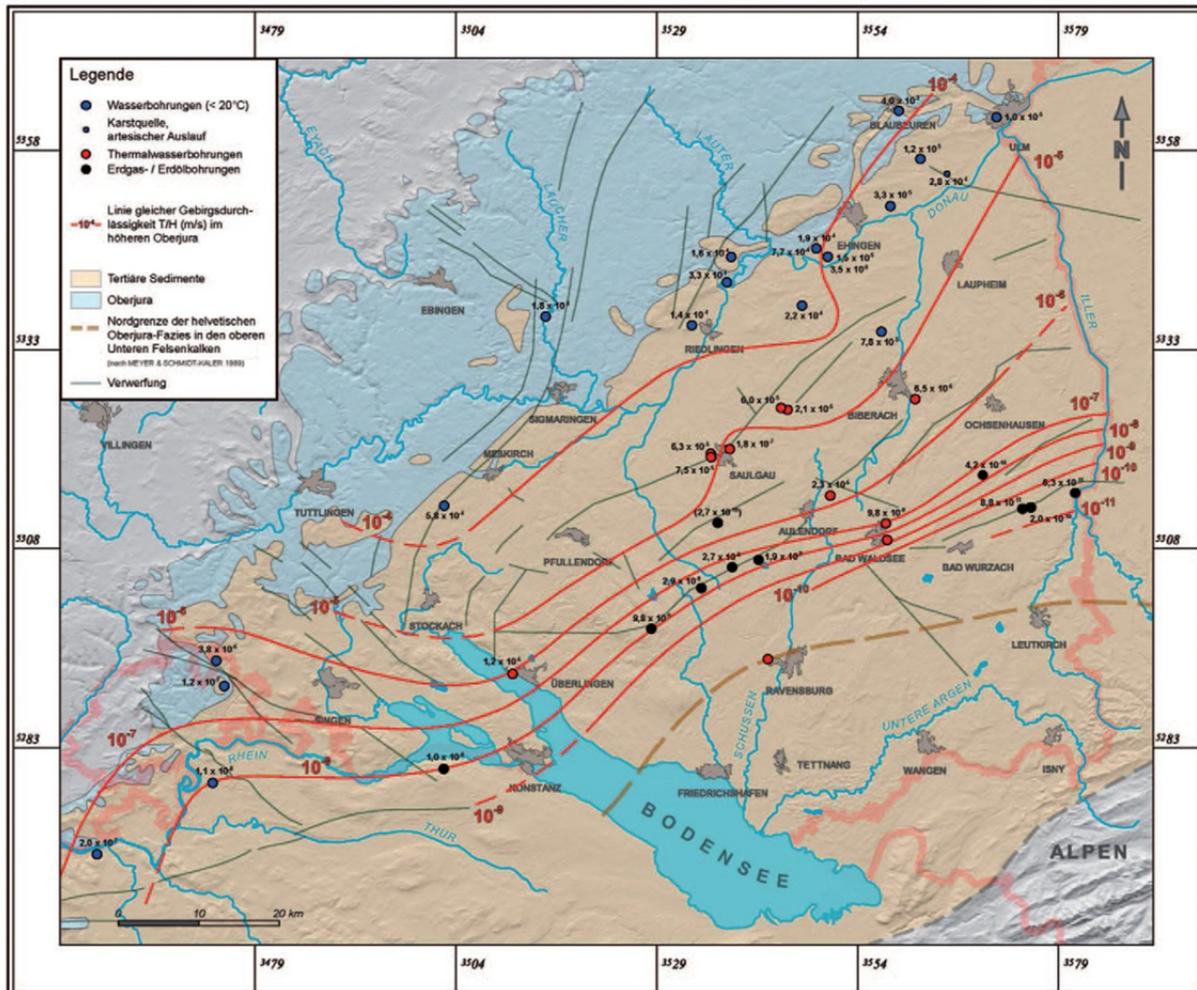


Abb. 5.4: Verteilung der Gebirgsdurchlässigkeit im Malmaquifer des südwestdeutschen Molassebeckens (Stober et al. 2013).

Südlich des Riffgürtels (Abb. 4.4) nimmt die Mächtigkeit des Aquifers zum helvetischen Faziesbereich hin stark ab und verliert mangels Ausbildung ausgedehnter Riffe und Lochfelszonen an hydrogeologischer Bedeutung (Stober & Villinger 1997, Geyer & Gwinner 2011, Abb. 5.4). Die Grundwasserfließwege sind in diesem Bereich an das engständige Trennflächennetz der gebankten Schichtenfolge der schwäbischen Fazies gebunden (Stober et al. 2013). Der Grad der im Wesentlichen im Pliozän erfolgten Verkarstung des Malms geht mit zunehmender Distanz zur Donau und mit dem Absinken der Schichten in größere Tiefen im Südosten zurück und findet vermutlich südlich der Linie Überlingen–Aulendorf–Ochsenhausen ein Ende (Stober et al. 2013). Es ist sehr wahrscheinlich, dass auch in

Tiefenlagen von mehreren Kilometern hervorgerufen durch intensive tektonische Ereignisse im Zuge der Alpenen Orogenese hydraulische Kontakte zu den überlagernden und/oder unterlagernden Schichten der jurassischen Abfolge existieren (Nagra 2008).

Die südwestlich gelegene helvetische Fazies des Malm (Quintner Kalke) ist gekennzeichnet durch mächtige dickbankige, dunkelgraue bis schwarzgraue Kalksteine mit einem deutlich weitständigeren Kluftnetz und damit verbunden einer wesentlich geringeren Durchlässigkeit (Stober et al. 2013).

5.2 Hydrochemie

Die Wässer des Malmaquifers unterscheiden sich regional deutlich und können nach Birner et al. (2011) generell in 6 übergeordnete Wassertypen gliedert werden (Abb. 5.5).

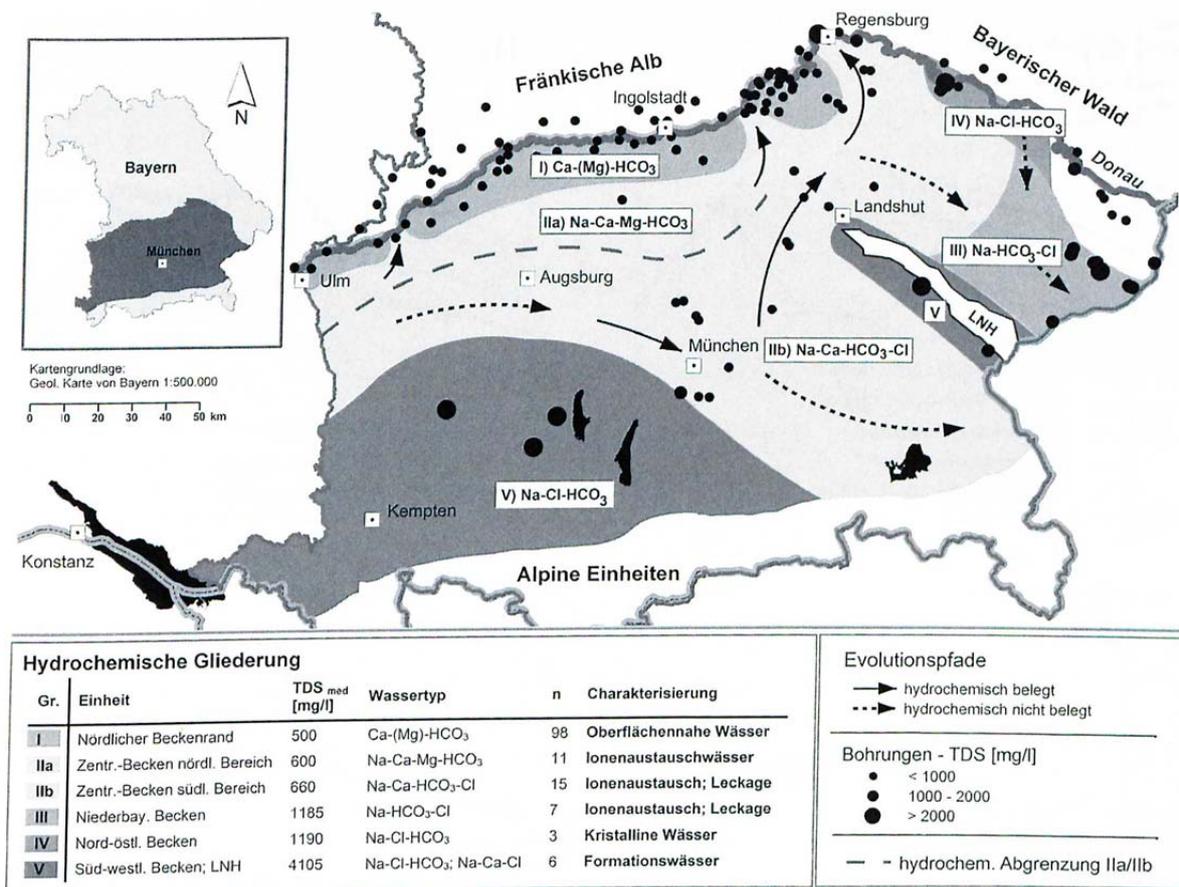


Abb. 5.5: Verbreitung der Wassertypen im Oberjura des bayerischen Teils des süddeutschen Molassebeckens. Die Pfeile stehen für mögliche hydrochemische Entwicklungspfade. Die hydrochemische Abgrenzung (gestrichelte Linie) zwischen den Einheiten IIa und IIb entspricht in ihrem Verlauf weitestgehend der Grundwasserscheide nach Frisch & Huber (2000) (Birner et al. 2011).

Im nördlichen Teil des Beckens sind Ca-(Mg)-HCO₃-Wässer mit geringer Mineralisation weit verbreitet. Stabile Isotopenwerte weisen auf eine Neubildung unter rezenten Klimabedingungen hin. Südlich davon werden Ionenaustauschwässer des Na-Ca-Mg-HCO₃-Typs angetroffen.

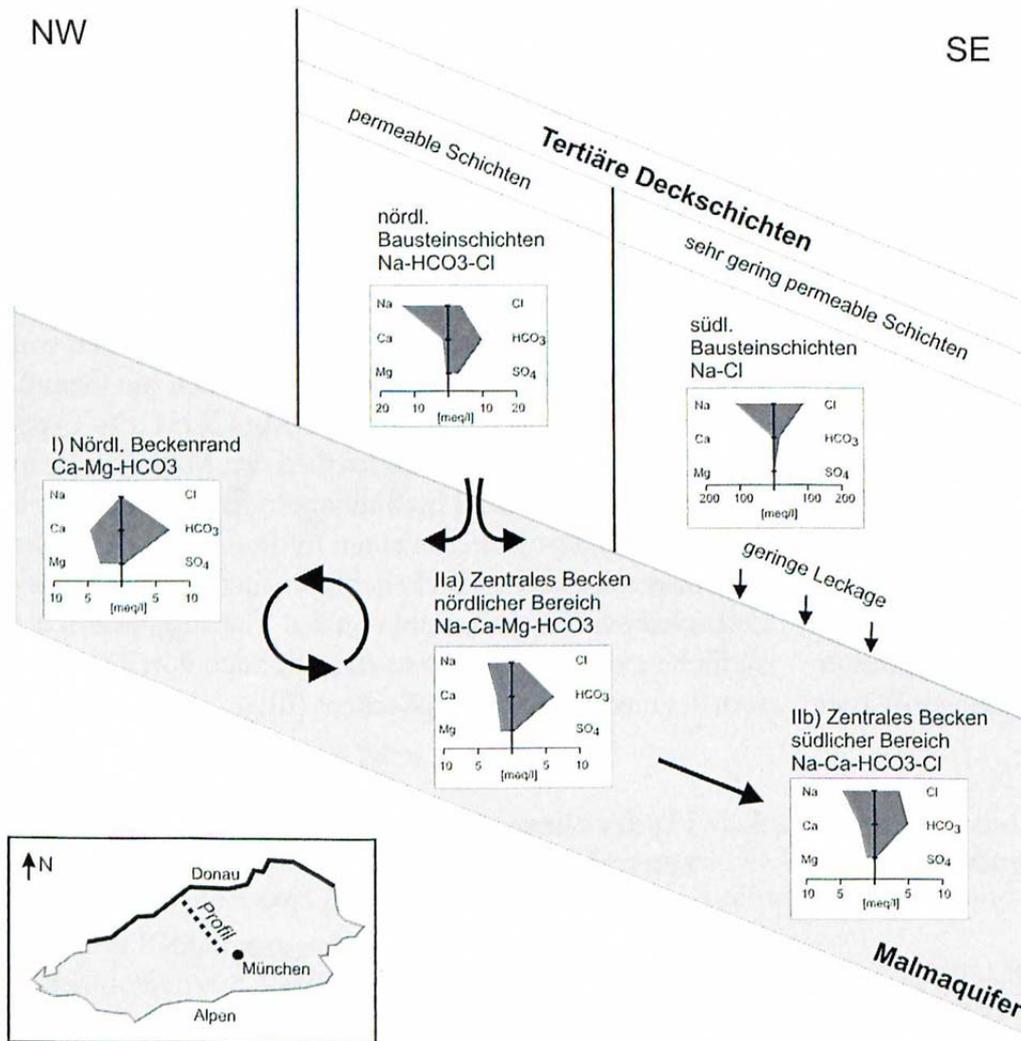


Abb. 5.6: Hydrochemische Evolution der Wässer im Malmaquifer (Birner et al. 2011).

Charakteristisch für die Wässer sind sehr geringe Erdalkali-/Alkali-Verhältnisse und hohe HCO_3 -Gehalte. Im nordöstlichen Becken lässt sich eine vierte Gruppe (Na-Cl-HCO_3) von Wässern ausweisen, die durch einen Zustrom von Tiefenwässern aus dem Kristallin des Bayerischen Waldes geprägt werden. Dieser erfolgt über tiefgreifende Störungssysteme, die wahrscheinlich auch für rezente anhaltende Magnesiumanlieferung und damit Dolomitierungsvorgänge im südlichsten Beckenbereich verantwortlich sind. Eine Sonderstellung nehmen die hochmineralisierten Wässer im südwestlichen Becken ein. Es handelt sich hierbei um Na-Cl-HCO_3 -Wässer mit z.T. erhöhten Anteilen von Kohlenwasserstoff, deren Herkunft allerdings nicht eindeutig geklärt ist.

Die Entwicklung der Thermalwässer im Malmaquifer ist in Abbildung 5.6 dargestellt und verdeutlicht, dass aus dem Hangenden (Tertiär) im nördlichen Teil des Molassebeckens Ionenaustauschwässer in den Malmaquifer infiltrieren. Es kommt also im nördlichen Beckenbereich zu einer Vermischung der oberflächennahen Grundwässer mit Tiefenwässern des Malmaquifers. Im südlichen Bereich des Beckens infiltrieren nur in geringem Maße hoch mineralisierte Tiefenwässer aus den geringpermeablen tertiären Einheiten und prägen den Chemismus der Thermalwässer im Malm (Birner et al. 2011).

5.3 Verkarstung

Die Schwäbische Alb und die Fränkische Alb sind das größte zusammenhängende Karstgebiet in Deutschland. Die Hydrogeologie der Alb wird von den verkarstungsfähigen Kalksteinen des Oberen Jura bestimmt, die einen Karstgrundwasserleiter ausbilden. Nach Villinger (1972) funktioniert der Karstgrundwasserleiter im Zusammenwirken von drei verschiedenen Hohlraumtypen, die unterschiedliche Eigenschaften in Bezug auf Speicherung und Abfluss haben. Die Porosität der Kalkgesteinsmatrix ist der erste Hohlraumtyp, hat aber auf der Alb nur eine untergeordnete Bedeutung, da die unverkarsteten Gesteine eine sehr geringe Permeabilität aufweisen. Den zweiten Typ stellt der Grundwasserfluss entlang von Trennflächen dar, der im Vergleich zum ersten Hohlraumtyp, ein großes Speicherpotenzial hat, aus dem kontinuierlich Wasser abgegeben werden kann. In den Klüften auftretende Lösungsvorgänge erzeugen Spalten oder sogar Höhlen und bilden damit den dritten Hohlraumtyp, der für hohe Grundwasserfließgeschwindigkeiten innerhalb des Systems sorgt. Der zweite Hohlraumtyp stellt den eigentlichen Speicher des Systems dar, aus dem das Wasser langfristig, langsam und stetig abgegeben wird, während die größeren Hohlräume des dritten Typs das Wasser schnell und ohne merkliche Verzögerung, quasi als Drainagen wirkend, der Austrittsstelle zuführen. Karstgrundwasserleiter haben wegen ihres beträchtlichen Hohlraumanteils eine hohe Grundwasserneubildungsrate sowie hohe Quellschüttungen (Höltling & Coldewey 2005). Für die Schwäbische Alb und die Südliche Frankenalb gelten weitgehend die gleichen karsthydrogeologischen Bedingungen. Geyer & Gwinner (1991) unterteilen den Karstwasserkörper der Alb in zwei verschiedene Zonen: den Seichten Karst und den Tiefen Karst (Abb. 5.7).

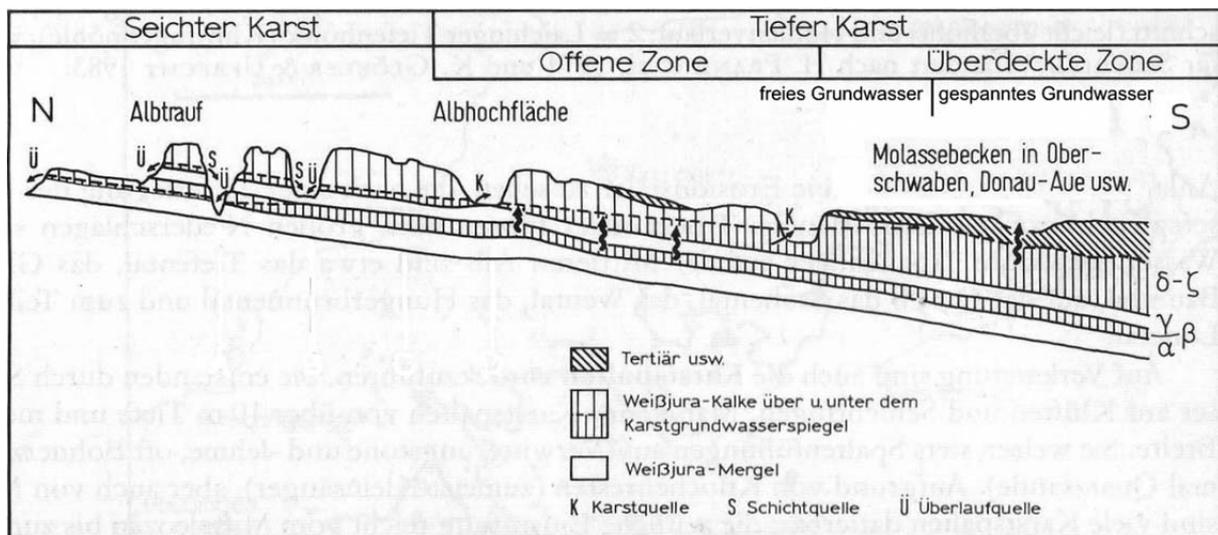


Abb. 5.7: Einteilung des Karstgrundwasserleiters der Schwäbischen Alb (Geyer & Gwinner 1991).

Der Seichte Karst ist an seiner Basis charakterisiert durch einen Grundwassernichtleiter (auf der Alb sind das typischerweise die Mergelschichten des Malm α) über Vorfluterniveau. Das Grundwasser fließt über die Aquifersohle in unterirdischen Wegsamkeiten ab und tritt in Karstquellen zu Tage. Die Zone des Seichten Karstes verläuft entlang des Albtraufs und wird südlich durch die Karstwasserscheide begrenzt, die die Einzugsgebiete von Neckar und Donau trennt (Geyer & Gwinner 2011). An den Seichten Karst schließt sich südlich der Tiefe Karst an (Abb. 5.7). Hier besteht ein Grundwasserabfluss direkt zum Vorfluter, weil die verkarsteten Gesteine ohne eine wasserundurchlässige Schicht bis unter Vorfluterniveau

reichen. Über Karstquellen im Bereich der Vorfluter, z. B. der Donau, tritt das Grundwasser aus (Villinger 1972). Geyer & Gwinner (1991) unterteilen den Tiefen Karst nochmals in eine äußere, innere und überdeckte Zone. Im Gegensatz zur äußeren und inneren Zone befinden sich in der überdeckten Zone tonige Deckschichten über dem Oberen Jura, welche die Versickerung von Niederschlagswasser beeinflussen. In der äußeren Zone, die an den Seichten Karst grenzt, gelten ähnliche Versickerungsbedingungen wie in der inneren Zone, in der das Wasser jedoch eine etwas längere Verweilzeit im Untergrund hat (Geyer & Gwinner 1991). Die Überdeckte Zone kann nochmals unterteilt werden in einen schmalen nördlichen Teil, in dem die Grundwasseroberfläche frei ist, und einen südlichen Teil, in dem das Karstgrundwasser gespannt, zum Teil auch artesisch ist (Villinger 1972, 1977). Die Gebirgsdurchlässigkeiten des Karstaquifers können im großräumigen Maßstab, trotz starker Inhomogenitäten und Anisotropien im lokalen Bereich, als homogen und isotrop betrachtet werden. Überschlüssig ergeben sich für die Bereiche nördlich der Donau durchschnittliche Aquiferdurchlässigkeiten zwischen $1,7 \cdot 10^{-4}$ bis $2,3 \cdot 10^{-4}$ m/s (Villinger 1977).

Der Prozess der Kalklösung wird durch das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht beschrieben (Höltling & Coldewey 2005).



(mit s = Feststoffphase, aq = Flüssigphase)

In welchem Maße diese Reaktion erfolgt, hängt vom Karbonatgehalt des Gesteins, vom Kohlensäuregehalt des Grundwassers und dessen Strömungen ab. Mit steigender CO_2 -Konzentration nimmt die Löslichkeit von Karbonaten zu. Das Kohlendioxid stammt aus der Atmosphäre und wird mit Niederschlägen eingetragen, aus organischen Abbauprodukten der belebten Bodenzone oder es steigt als Produkt einer thermischen Zersetzung von Karbonatgesteinen aus größerer Tiefe auf. Ferner kann es zur Änderung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts durch Vermischung mit weiteren Wässern kommen. Solange das Mischwasser einen Gehalt an freier Kohlensäure hat, der im Bereich der freien zugehörigen Kohlensäure bleibt, werden sich keine Änderungen des Lösungsinhalts ergeben. Übersteigt der CO_2 -Gehalt jedoch die Gleichgewichtsgrenze „freie zugehörige – freie überschüssige (aggressive) Kohlensäure“, wirkt das Wasser kalklösend (Axt 1965). Häufig ist dieser Mischungsvorgang die Ursache für tiefphreatische Verkarstung und wird als Mischungskorrosion oder Karstkorrosion bezeichnet.

5.4 Karstgenese

Mit dem Ende des Malms wurde das Meer durch Heraushebung des Festlandes im Norden in Richtung Tethys, also nach Süden und Südosten, abgedrängt (Geyer & Gwinner 2011). Im Purbeck zeigt sich dieser Rückzug in den zunächst evaporitischen, dann aussüßenden Sedimenten (Lemcke 1973). Mit dem Rückzug des Jurameeres begann eine überwiegend festländische Entwicklung, die im Wesentlichen bis heute andauert. Der Malm wurde dabei regional unterschiedlich stark abgetragen. Während bis heute in der Nördlichen Frankenalb nur maximal 200 m Malm (α bis tiefes ζ) der Abtragung entgingen, liegt er an der Donau bei Neuburg - hier wegen seiner besonderen tektonischen Tiefenlage - und weiter südlich heute noch in seiner fast ursprünglichen Mächtigkeit von ca. 600 m vor (α bis $\zeta 6$). Daher ist die Albhochfläche auch keine Schichtfläche, sondern schneidet die Schichtflächen in spitzem

Winkel (siehe Profschnitt in Abb. 4.1). Im bayerischen Teil wurden die Malmkalke aufgrund des Fehlens von mächtigeren mergeligen Zwischenlagen von Beginn der festländischen Phase (Kreide) an tiefgründig verkarstet.

Die Unterkreide war im heutigen süddeutschen Molassebecken und der Alb eine tektonisch ruhige Phase. Abgesehen von der Transgression des Kreidemeeres im Bereich der Wasserburger Senke bildete der Malm eine Landoberfläche, die der Verkarstung unterlag, was das Vorkommen kreidezeitlicher Ablagerungen in Karsthohlräumen beweist. In der Oberkreide ging die Verkarstung in den nicht vom Kreidemeer überfluteten Bereichen ohne Unterbrechung weiter. Im schwäbischen Bereich waren die dünn- bis mittelbankigen und mergeligen Gesteine des Tithon für die Verkarstung wenig zugänglich, so dass nur eine oberflächennahe Verkarstung, deren Tiefgang nur einiger Zehnermeter erreichte, ausgebildet wurde. Zudem fehlte für eine tiefgreifende Verkarstung ein entsprechend großer Höhenunterschied zwischen der Grundwasserdruckfläche im Karstaquifer und der regionalen Vorflut, der für die Durchströmung des Gebirges notwendig wäre.

Erst nach der großflächigen und weitgehenden Abtragung der Schichten des oberen Tithons konnte die Verkarstung auch die tieferliegenden Massenkalke und Dolomite des Kimmeridge und Tithons erfassen. Diese Voraussetzung dürfte für den größten Teil der heutigen Schwäbischen Alb, d.h. für den nördlichen Teil des oberschwäbischen Malms, erst im Laufe des Oligozäns erfüllt gewesen sein. Darauf weisen z.B. Kluffüllungen in den Massenkalken hin, die zum Großteil oligozänes bis pliozänes Alter besitzen (Werner et al. 1982).

Im südlichen Teil des oberschwäbischen Malms sind die Schichten des Tithons jedoch in größerer Mächtigkeit erhalten geblieben, was für ein nur schwach modelliertes Relief der kretazisch-alttertiären Landoberfläche und eine wenig tiefgreifende Verkarstung spricht.

Die Zeit des höheren Alttertiärs und des Jungtertiärs war im süddeutschen Raum durch die wechselhafte Geschichte der teils marinen und brackischen, teils limnisch-fluviatilen Molassesedimentation geprägt. Die Alb wurde im Zuge der von der Alpenvorsenke ausgehenden regionalen Bewegungen mehrfach angehoben und wieder abgesenkt. Dabei unterschieden sich die Vorgänge auf der Schwäbischen und der Fränkischen Alb zeitweise erheblich voneinander (Beurlen et al. 1978). Zeiten der Sedimentierung wechselten mit Zeiten der Erosion und der tiefreichenden Verkarstung des Malm.

Nach Abschluss der Molassesedimentation im Unterpliozän begann sich das Alpenvorland und seine Umgebung herauszuheben. Parallel zur Heraushebung des betrachteten Raumes verlief das Eintiefen der (Aare-)Donau, die für den weitaus größten Teil des sich neu ausbildenden Flussnetzes zur Vorflut wurde. Aufgrund der Eintiefung der Vorfluter begann auch die Grundwasseroberfläche abzusinken. Die Verkarstung konnte somit auch die tieferen Bereiche des Malms erfassen. Hierbei wurden neben Kluffporositäten nun auch diagenetisch entstandene Porositäten von z.T. mächtigen dolomitischen Abschnitten mit einbezogen. Damit änderte sich die Verkarstung vom oberirdischen zum unterirdischen Typ, der auch als vados-phreatische Verkarstung (Villinger 1986) bezeichnet wird.

Im Bereich des Molassebeckens hat erst die Eintiefung der (Aare-)Donau, später auch der Aare und des Hochrheins in den Malm etwa ab Ende Miozän eine Druckentlastung für das in den Porositäten des Malms vorhandene Grundwasser bewirkt und damit langsame Strömungsvorgänge ausgelöst. Das Abströmen des Malmgrundwassers aus dem Molassebecken zu den neuen Vorflutern konnte anfangs nur in einem schmalen, flussparallelen Streifen erfolgen. Nachströmendes, CO₂-reiches Grundwasser aus den nördlich gelegenen Neubildungsgebieten im anstehenden Malm bewirkte nun auch im überdeckten Malm eine Verkarstung und damit eine Aufweitung der vorhandenen Fließwege.

Dieser Verkarstungstyp wird als tiefphreatische Verkarstung (Villinger 1986) bezeichnet. Sie reicht heute bis in Tiefen von 200 - 300 m unter die Malmoberkante hinab (Lemcke 1981), wobei tiefliegende Verkarstung auch im Bereich des südlichen Molassebeckens in Tiefbohrungen (Lüschen et al. 2011) nachgewiesen wurde.

Aufgrund der fortschreitenden tiefphreatischen Verkarstung (Abb. 5.8), die sich besonders stark in Gebirgsbereichen mit tektonischer Zerrüttung (z.B. Pfullendorf-Saulgauer Verwerfung) und hohen diagenetischen Porositäten (Dolomite) entwickelte, konnten die Strömungsvorgänge immer weiter beckeneinwärts fortschreiten und bis heute nahezu den gesamten Nordteil des Molassebeckens (bis nördlich München) erfassen.

Thermalwasservorkommen sind im südlichen Molassebecken im Wesentlichen auf Klüfte und Störungen beschränkt, da auch die Verbreitung von mächtigen Dolomitmörpern mit meist höherer Porosität nach Süden hin ausklingt. So wurden z.B. im Malm der Geothermiebohrungen Bad Waldsee (GB1), Mauerstetten und Geretsried (GEN-1), die nur wenige Kilometer südöstlich von fundigen Geothermiebohrungen (z. B. Aulendorf GB1, Unterhaching) liegen, keine porösen Dolomite mehr angetroffen. Der Grad der Verkarstung des Malms geht ebenfalls mit zunehmender Distanz zur Donau und mit dem Absinken der Schichten in größere Tiefen im Südosten zurück, so dass Gebirgsdurchlässigkeiten unter $T/H = 10^{-10}$ m/s erreicht werden (Stober et al. 2013).

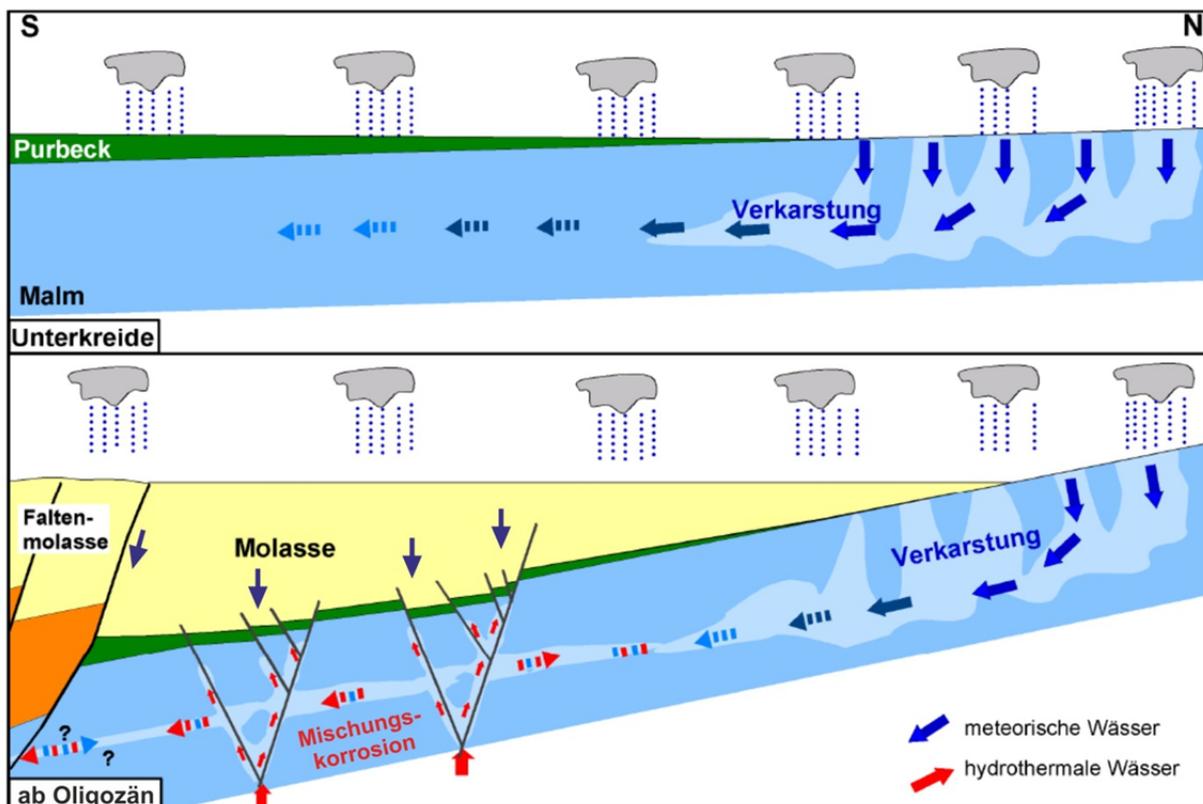


Abb. 5.8: Schematische Darstellung der tiefphreatischen Verkarstung (verändert, Wolfgramm et al. 2011).

Nach Süden hin vollzieht sich der Übergang der süddeutschen in die helvetische Fazies, die als nur sehr wenig verkarstungsfähig betrachtet wird. Aufgrund ihrer nur geringen Verschwammung, der bituminösen Ausbildung und dem Fehlen von massigen Dolomiten (Schneider 1962) kann den Gesteinen aus dem helvetischen Faziesbereich nur eine sehr geringe Durchlässigkeit zugeordnet werden. Im Bereich der helvetischen Fazies haben die Schichten des Kimmeridge und des Tithons daher wahrscheinlich keine nennenswerte

Verkarstung erfahren. Dies wird durch Tiefbohrungen, aus denen keine Spülungsverluste bekanntgeworden sind, bestätigt. Bereits die Geothermiebohrung Ravensburg GB 1, die im Übergangsbereich der schwäbischen zur helvetischen Fazies abgeteuft ist, hat gezeigt, dass der gesamte Malm hier technisch dicht ausgebildet ist. Die Nordgrenze der helvetischen Fazies kann demzufolge als Südrand des Malmaquifers betrachtet werden (Villinger 1988).

Die Untergliederung der Malmgesteine in Massenkalk (Rifffazies) und Schicht- oder Bankkalk (Beckenfazies) hat auch im Hinblick auf die Verkarstung und damit verbundene Änderung der Gebirgsdurchlässigkeit einen direkten Bezug, da sie sich in ihrer Verkarstungsfähigkeit vor allem dann unterscheiden, wenn die Massenkalk dolomitisiert oder rekalkifiziert sind. Während die Massenkalk im Allgemeinen als verkarstungsfreudig einzustufen sind, reagieren die der Beckenfazies, vor allem wenn sie mergelreich sind, nur sehr wenig auf die Karbonatlösung durch CO₂-reiches Grundwasser, welche die treibende Kraft bei der Verkarstung darstellt. Wie zahlreiche Bohrungen im Molassebecken bestätigen, kann die fazielle Ausbildung des Malms für die Gebirgsdurchlässigkeit von ähnlicher Bedeutung wie die Tektonik sein (StMWIVT 2010).

Die weit verbreitete Dolomitisierung der Massenkalk war zumeist mit einer Kornvergrößerung und einer Erhöhung der Porosität verbunden. Außerdem setzte an den Korngrenzen bei den Dolomiten und dolomitischen Kalken bevorzugt die Verkarstung ein (Andres 1985). Dadurch wurde die primäre Porosität der Karbonate erhöht, und die Zirkulation von Grundwasser ermöglicht. Die damit verbundene Verkarstung reichte jedoch nur bis in jene Tiefenlagen, in denen die schlechter löslichen mergeligen Malmgesteine ein weiteres Tiefergreifen der Verkarstung verhinderten. Aus diesem Grund ist die Aquifermächtigkeit sehr viel kleiner als die Malmgesamtmächtigkeit. Fehlen dolomitische Einschaltungen oder sind dolomitische Überprägungen rezent durch die Zufuhr von dolomitisierenden Wässern und hohen Temperaturen noch aktiv, so kann auch im Bereich der Massenfazies die Wasserführung fehlen, wie es sich z.B. in den Geothermiebohrungen Bad Waldsee und Geretsried GEN-1 zeigte.

5.5 Karstphänomene im Aufschlussanalog

Die in dieser Studie präsentierten Permeabilitäten (Kap. 7.3.7) aller untersuchten Karbonatgesteine zeigen im Allgemeinen eine so geringe Matrixpermeabilität auf, dass kein signifikanter matrixgestützter hydraulischer Einfluss auf die kurzfristige Produktivitätsbetrachtung eines Reservoirs abgeleitet werden kann. Hinsichtlich der Nachhaltigkeit des Aquifersystems kann das Matrixpotenzial des Malm aber durchaus eine bedeutsame Einflussgröße sein (Kap. 7.2.1). Entsprechende numerische Betrachtungen unter Berücksichtigung der faziesbezogenen Matrixkennwerte im Becken- oder Regionalmaßstab stehen noch aus (Schulz et al. 2012, Böhm et al. 2012). Es ist aber bekannt, dass der Malmaquifer Förderraten von über 100 l/s pro Bohrung aufweisen kann. Daraus lässt sich ableiten, dass die Hauptzuflussströme im Malmaquifer auf ein stark geklüftetes System und damit assoziierte Verkarstungserscheinungen zurückzuführen sind. Der Verkarstungsgrad variiert in den untersuchten Steinbrüchen von Aufschluss zu Aufschluss, von kaum verkarstet bis deutlich oder stark verkarstet. Innerhalb einzelner Aufschlüsse hängt die Verkarstung von der lithologischen Ausprägung der Einheiten und deren Nähe zur Oberfläche ab. So sind reinere Kalk wie die Massenkalk deutlicher verkarstet als unreinere gebankte Kalk-Mergelwechselfolgen. Oberflächennahe Gesteinsschichten sind im Aufschlussmaßstab in der Regel deutlich stärker verkarstet, weil dort die korrosiven, in der Bodenzone mit CO₂ angereicherten Sickerwässer zuerst wirken.

Diese sind jedoch recht schnell mit Karbonat gesättigt und können somit kein weiteres Karbonat in größerer Tiefe lösen. Erst in Tiefen, in denen sich Wässer verschiedener CO_2 -Konzentrationen mischen, kommt es durch Mischungskorrosion zu weiterer Karbonatlösung (Zötl 1974, Wolfgramm et al. 2011). Bereiche, in denen sich dadurch größere Hohlräume oder gar Höhlen bilden konnten, liegen in den aufgenommenen Steinbrüchen nur vereinzelt vor. Hier beschränken sich die Karststrukturen auf teils taschenartig erweiterte Klüfte und Karstschlotten, welche oft mit Verwitterungslehm verfüllt sind. Hinsichtlich der Verkarstung lassen sich zwei faziesbezogene Ausbildungsformen beobachten: (1) bei dickbankig ausgeprägten Schichtpaketen oder Plattenkalken der Beckenfazies tritt Verkarstung überwiegend an Großklüften oder Störungszonen auf; (2) im Falle der Massenfazies also bei Riffkalken und bioklastischen Kalksteinen ist die Verkarstung bedingt durch primäre und sekundäre Porositäten großflächiger ausgeprägt (Abb. 5.9).



Abb. 5.9: rechts: Verkarstung entlang einer Großklüft im gebankten Kalkstein (Steinbruch Solnhofen), links: großflächige Verkarstung im Massenkalk (Steinbruch Hüllen).

Die Auswertung zahlreicher geophysikalischer und hydraulischer Bohrungsdaten im Molassebecken bestätigen, dass die Faziesverteilung für den Verkarstungsgrad und damit die Gebirgspermeabilität auch in größerer Tiefe von vergleichbarer Bedeutung wie die Tektonik sein kann (Schulz et al. 2012). Wie aus der räumlichen Verteilung der totalen Spülungsverluste in Kohlenwasserstoff- und Thermalwasserbohrungen im Karst- und Klufftgrundwasserleiter des Oberjuras zu erkennen ist, sind Verkarstungsprozesse entlang von größeren Störungszonen aufgrund der stärkeren Zerklüftung und daher besseren Wegsamkeit für das durchströmende Wasser intensiver (Böhm et al. 2013).

6. Reservoircharakterisierung – Untersuchung der Aufschlussanaloge

Aufschlussanaloge sind Aufschlüsse der gleichen Gesteine (Stratigraphie, Lithologie, Fazies) wie die potentieller Reservoirhorizonte, aus denen aus entsprechenden Tiefen Fluide gefördert werden sollen (Philipp et al. 2007). Bei der Analyse von Aufschlussanaloga ist die Zusammenführung strukturgeologischer Daten und von an Gesteinsproben ermittelten physikalischen Kennwerten wie etwa der Dichte, Wärme-, Temperaturleitfähigkeit, der Matrixpermeabilität und Porosität bei gleichzeitiger Verschneidung der entsprechenden faziell-kontrollierten Diagenese von besonderer Bedeutung. Ziel ist die Ableitung faziesabhängiger Trends reservoirbeschreibender Kennwerte. Jede Reservoircharakterisierung beginnt mit einem grundlegenden geologischen Konzeptmodell, welches im Laufe der Explorationsphase an den jeweiligen Erkenntnisgewinn angepasst wird. Abbildung 6.1 zeigt typische Eingangsdaten wie konventionelle bohrlochgeophysikalische Logs, geologische Konzeptmodelle, 2D oder 3D reflexionsseismische Messungen, Aufschlussanalogstudien, Bohrkernuntersuchungen und bildgebende Bohrlochvermessungen (borehole image logs, BHTV) sowie computergenerierte geologische 3D Strukturmodelle, die als Grundlage einer Reservoirstudie dienen. Hier nicht dargestellt sind geochemische, geomechanische und biostratigraphische Daten, die ebenso wichtige Informationen für die Reservoircharakterisierung darstellen.

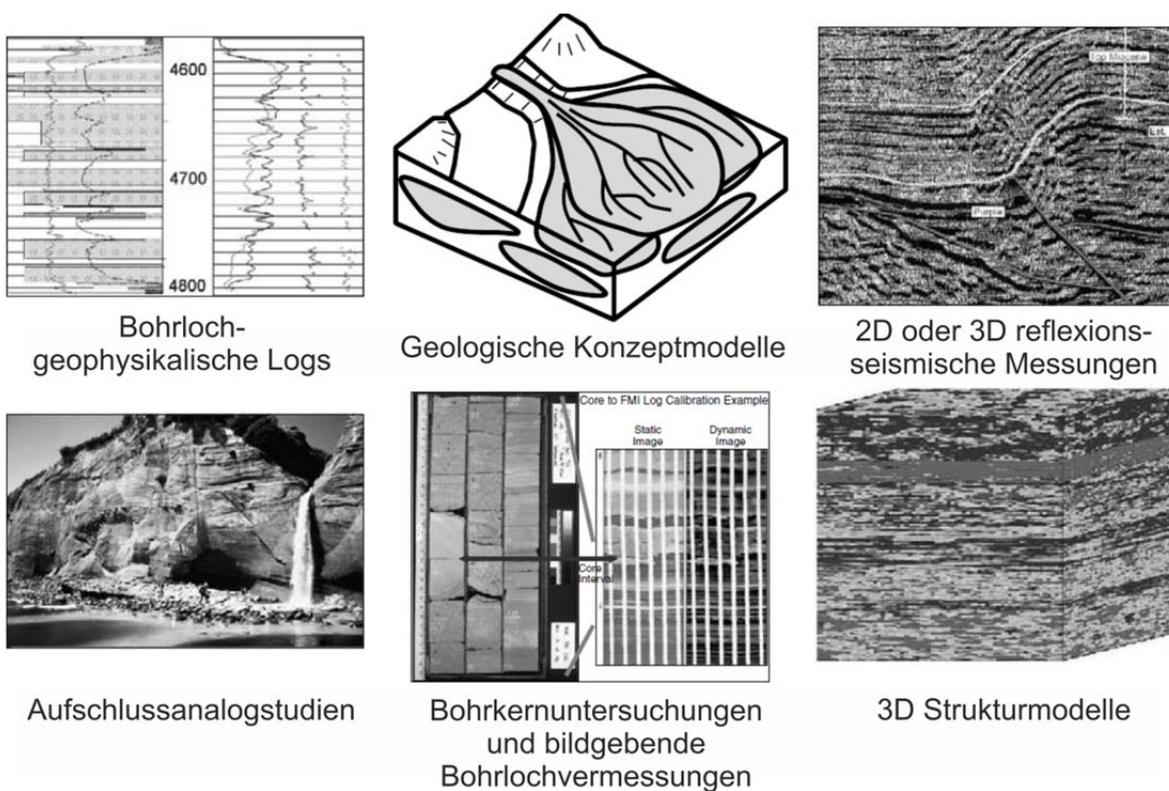


Abb. 6.1: Untersuchungsmethoden zur Reservoircharakterisierung (verändert, Slatt 2006).

Eine erfolgreiche Erschließung eines Reservoirs ist direkt abhängig von der Qualität der Eingangsdaten und dem generellen Systemverständnis. Die in der Erkundungsphase üblicherweise eingesetzten Untersuchungsmethoden sind jedoch in ihrer vertikalen und horizontalen Auflösung gemäß ihrer unterschiedlichen physikalischen Randbedingungen begrenzt und können immer nur Teilbereiche und/oder Teilaspekte des Reservoirs

abdecken. Abbildung 6.2 stellt typische Auflösungen und Reichweiten von unterschiedlichen Erkundungsmethoden gegenüber.

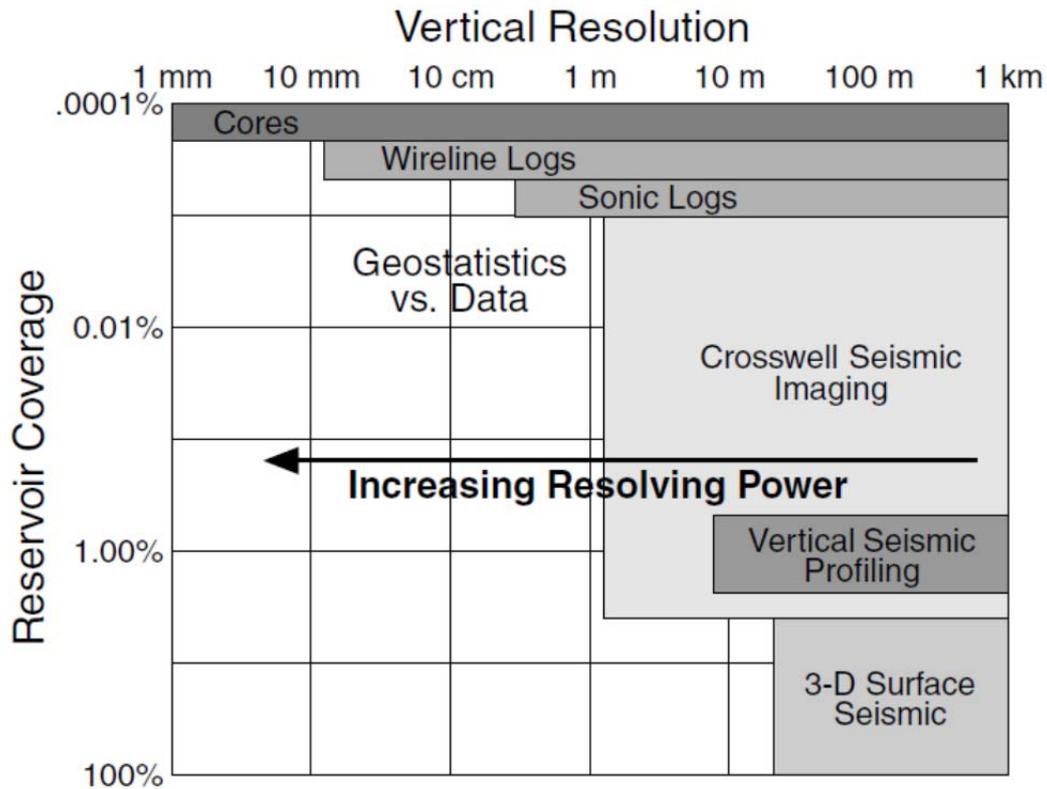


Abb. 6.2: Vertikale Auflösung und horizontale Reichweite verschiedener Reservoirerkundungsmethoden (Slatt 2006).

Bohrkerne können Untersuchungen der kleinsten sedimentäre Strukturen bis zum Porenraummaßstab ermöglichen, sind aber in der räumlichen Extrapolation sehr begrenzt aussagekräftig. 3D Reflektionsseismiken können hingegen große Bereiche integral erfassen, jedoch müssen detektierbare Strukturen mindestens im Zehnermeterbereich liegen um registriert zu werden. Andere Methoden liegen zwischen diesen beiden Endgliedern. Die Messskalen der verschiedenen Untersuchungsmethoden zur Bestimmung von Reservoirkennwerten reichen vom Beckenmaßstab (km) bis hinab zum Porenraum (μm).

Die hier vorgestellten Untersuchungen wurden auf drei unterschiedlichen Skalen durchgeführt (Abb. 6.3): (1) Die Makroskala umfasst die Aufnahme des Oberflächenaufschlusses sowie die Aufnahme von Bohrkernen aus Erkundungsbohrungen zur Ermittlung der Lithologie, des Trennflächengefüges und der Fazies; (2) auf der Mesoskala wurden repräsentative Gesteinsproben hinsichtlich der thermo- und petrophysikalischen Eigenschaften der unterschiedlichen Lithofaziestypen im Labor untersucht; und (3) auf der Mikroskala wurden Mikrostrukturen, Zementation und Porositäten in Dünnschliffen sowie mittels einer μ -computertomographischen Untersuchung analysiert. Dieser Multiskalenansatz basiert auf einem Konzept von Sass & Hoppe (2011) sowie Aigner (1985) und wurde bereits erfolgreich auf andere Studien im Oberen Jura von Schauer (1998), Aigner & Schauer (1998) und Pawellek & Aigner (2004) angewendet.

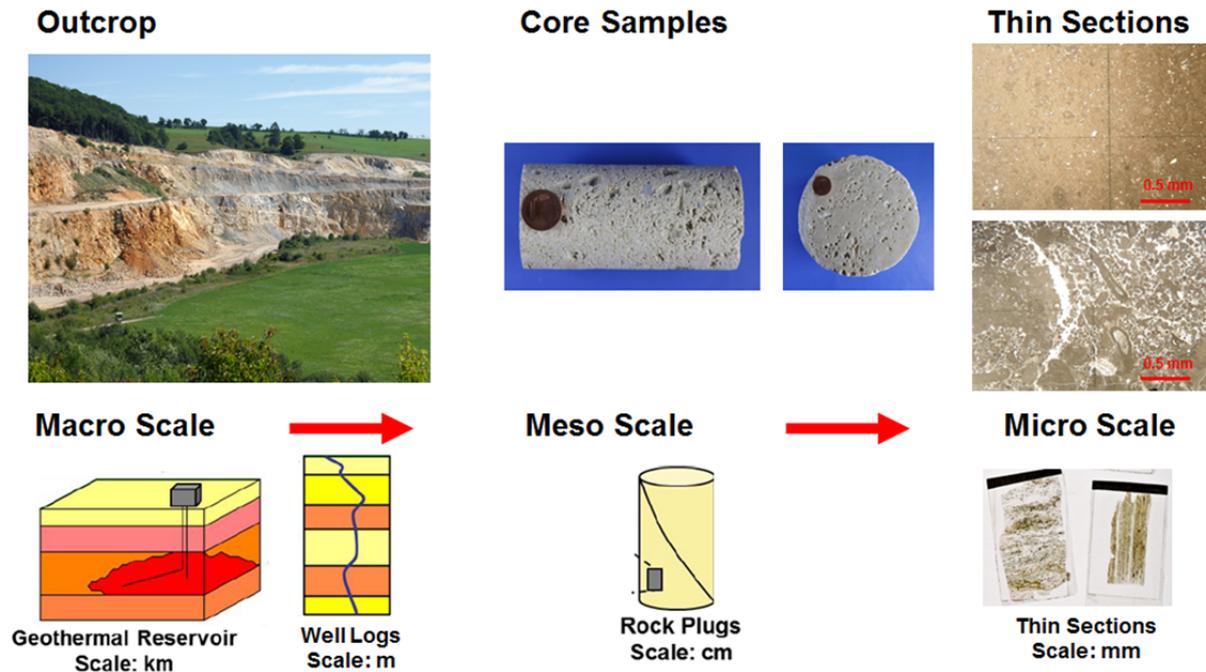


Abb. 6.3: Definition von Untersuchungskalen in dieser Studie. Aufschlüsse und Bohrlochmessungen (logs) (Makromaßstab), Bohrkerns und Plugs (Mesomaßstab), Dünnschliffe (Mikromaßstab) (Homuth & Sass 2014).

Numerische Modelle, welche den Wärme- und Stofftransport in sedimentären Becken realitätsnah abbilden sollen, benötigen petrophysikalische und thermophysikalische Eingangsdaten (z. B. Permeabilität und Wärmeleitfähigkeit). Die Kenntnis über die räumliche Verteilung dieser Systemkennwerte und deren Korrelation mit heterog aufgebauten Faziesräumen ist meistens sehr begrenzt (Rühaak et al. 2010). Zudem erfolgen die Messungen dieser Kennwerte mit unterschiedlichsten Methoden und häufig auch in unterschiedlichen Größenmaßstab, wie z. B. geophysikalischen Bohrlochmessungen, Aufschlussanalogstudien, Messungen von Bohrkernen/Plugs, Dünnschliffen oder computertomographischen Verfahren (Abb 6.3).

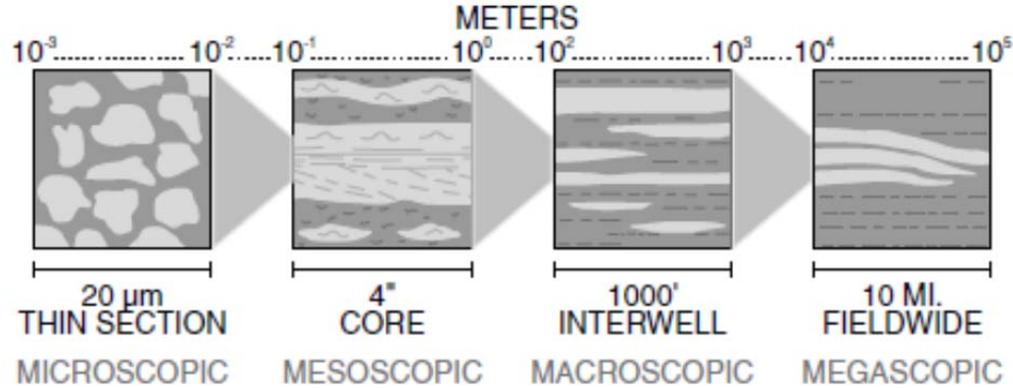


Abb. 6.4: Heterogenitäten eines Reservoirs in Abhängigkeit von Maßstabeffekten; vom mikroskopischen (links) über meso- und makroskopischen zum Reservoirmaßstab (rechts) (Krause et al. 1987).

Die Extrapolation der Kennwerte auf Reservoirmaßstab mittels geostatistischer Modellierungen und Hochskalierung (Upscaling) ist eine in der KW-Industrie eingesetzte Methode um Skaleneffekte und Heterogenität im Reservoir simulieren zu können (Krause et

al. 1987, Scheibe et al. 1998, Abb. 6.4). Diese Methoden sind für die petrophysikalischen Kennwerte weit entwickelt, allerdings weniger gut verstanden sind Upscalingmethoden für thermophysikalische Kennwerte, die für geothermische Reservoirs eine entscheidende Rolle spielen. Verschiedene thermophysikalische Kennwerte können mit unterschiedlichen repräsentativen Volumeneinheiten (representatives Elementarvolumen = REV) assoziiert werden, je nachdem ob sie für eine Betrachtung des Stoff- oder Wärmetransportes benötigt werden (Bear 1979). Aktuelle Forschungsarbeiten zeigen, dass sich das Hochskalieren von thermophysikalischen Kennwerten fundamental von hydrodynamisch oder transportbeeinflussten Kennwerten unterscheidet (Rühaak et al. 2013). So kann z. B. die Art der Modellierung des Kennwertes Wärmeleitfähigkeit entscheidenden Einfluss auf die Abschätzung der Temperaturverteilung und damit auch auf den geothermischen Gradienten eines Reservoirs haben. Da geothermische Reservoirs aufgrund der Nutzung eines niedrigerenergetischen Fluides (Wasser) eine im Vergleich zu KW-Reservoirs deutlich kleineren Spielraum der Wirtschaftlichkeit aufweisen, kommt der detaillierten Prognose von Wärmeinhalten (heat in place) und einer darauf aufgesetzten Energiegewinnungsstrategie basierend auf hochskalierten numerischen Modellen und dem qualifizierten Umgang der zugrundeliegenden Eingangsdaten eine besondere Bedeutung zu.

6.1 Aufschlussauswahl und -aufnahme

Die Auswahl der Aufschlüsse und Bohrungen in Baden Württemberg und Bayern erfolgte so, dass aus allen oberjurassischen relevanten Lithofaziesseinheiten der Schwäbischen und Fränkischen Alb sowie im Molassebecken Proben entnommen werden konnten. Insgesamt wurden 18 Steinbrüche, zwei oberflächennahe Bohrungen (Oberdolling und Solnhofen-Maxberg), die mitteltiefe Bohrung Moosburg SC4 und die Tiefbohrung Geretsried GEN-1 zur Auswertung herangezogen (Tab. 6.1, Abb. 6.5). Somit konnte das zugängliche stratigraphische Profil des Malm α bis Malm ζ beprobt und untersucht werden.

Tab. 6.1: Übersicht zu den in dieser Arbeit untersuchten Steinbrüchen und Bohrungen.

Steinbruch	Geographische Lage	Rechtswert	Hochwert	Aufgeschlossener stratigraphischer Bereich
Kalk- und Schotterwerk Wolfgang Endres GmbH und Co. KG	Gräfenberg	²⁸ 80222	⁵⁵ 13915	Malm β bis δ
Langenthalheimer Haardt	Solnhofen	²⁸ 63957	⁵⁴ 28688	Malm ζ 2
Haardtbruch	Solnhofen	²⁸ 66530	⁵⁴ 27966	Malm ζ 2
H. Geiger GmbH Stein- und Schotterwerke	Kinding	²⁹ 04631	⁵³ 32264	Malm β bis δ
Drügendorfer Schotterwerke Baptist Reichold GmbH	Drügendorf	²⁸ 69125	⁵⁵ 32384	Malm α bis δ
Basalt-Aktien-Gesellschaft (BAG)	Vilshofen	²⁹ 31541	⁵⁴ 78479	Malm β bis δ
Holcim GmbH	Plettenberg	³⁴ 86049	⁵³ 41603	Malm α und β

Eduard Merkle GmbH & Co. KG Kalk-, Terrazzo-, und Steinmahlwerke	Gerhausen	³⁵ 60784	⁵³ 62254	Malm ε bis ζ2
Heidelberg Cement AG Schelklingen	Vohenbronnen	³⁵ 56875	⁵³ 57857	Malm ζ1 bis ζ3
Schwenk Zement KG	Heidenheim-Mergelstetten	³⁵ 85900	⁵³ 91630	Malm ζ2
E. Schneider GmbH & Co. KG	Hülen	³⁵ 90142	⁵⁴ 13349	Malm δ2 bis ε
KWV Jurasteinwerke	Emmingen-Liptingen	³⁴ 95390	⁵³ 10770	Malm ζ3
Heinrich Teufel GmbH & Co. KG	Straßberg-Thiergarten	³⁵ 06668	⁵³ 39835	Malm α und β
Märkler Kalk GmbH	Herrlingen	³⁵ 66975	⁵³ 65918	Malm ζ1
Aufgelassener Steinbruch am Brauenem Berg	Aalen-Wasseralfingen	³⁵ 82685	⁵⁴ 14366	Malm β
H. Geiger GmbH Stein- und Schotterwerke	Eichstätt-Wasserzell	⁴⁴ 39371	⁵⁴ 14872	Malm δ bis ζ
Aufgelassener Steinbruch Arzberg	Köttingwörth	⁴⁴ 66410	⁵⁴ 31519	Malm α
Ittlinger Mühle - H. Geiger GmbH Stein- und Schotterwerke	Simmelsdorf	⁴⁴ 56403	⁵⁴ 98885	Malm γ
Bohrung	Teufenbereich [m] TVD (true vertical depth)	Rechtswert	Hochwert	aufgeschlossener stratigraphischer Bereich
B469 Neidlingen	?	³⁵ 41672	⁵³ 80830	Malm α
Oberdolling	14,0 - 232,0	⁴⁴ 71340	⁵⁴ 08800	Malm δ bis ζ3
Solnhofen-Maxberg	9,8 - 111,6	⁴⁴ 26900	⁵⁴ 16500	Malm δ bis ζ2
Moosburg SC4	1121,3 – 1580,5	⁴⁴ 96450	⁵³ 69100	Malm α bis ζ5
Geretsried GEN-1	25,0 – 4825,0	⁴⁴ 57825	⁵³ 03801	Malm δ bis ζ6 + Purbeck, Tertiär, Quartär

Der Reservoirhorizont der tiefengeothermischen Bohrprojekte im süddeutschen Molassebecken ist der Obere Jura (Malm) bzw. der meist nicht klar ermittelbare Übergang Purbeck (Kreide) – Malm (Jura). Da eine klare Abgrenzung von Faziesbereichen im Bereich des Molassebeckens in der Erschließungstiefe nicht möglich ist, wurden Aufschlussanaloge des Malm in der Schwäbischen und Fränkischen Alb sowie deren Übergangsbereiche untersucht. Abbildung 6.5 zeigt eine Karte des Untersuchungsgebietes mit Lage der Analogaufschlüsse und Bohrungen.

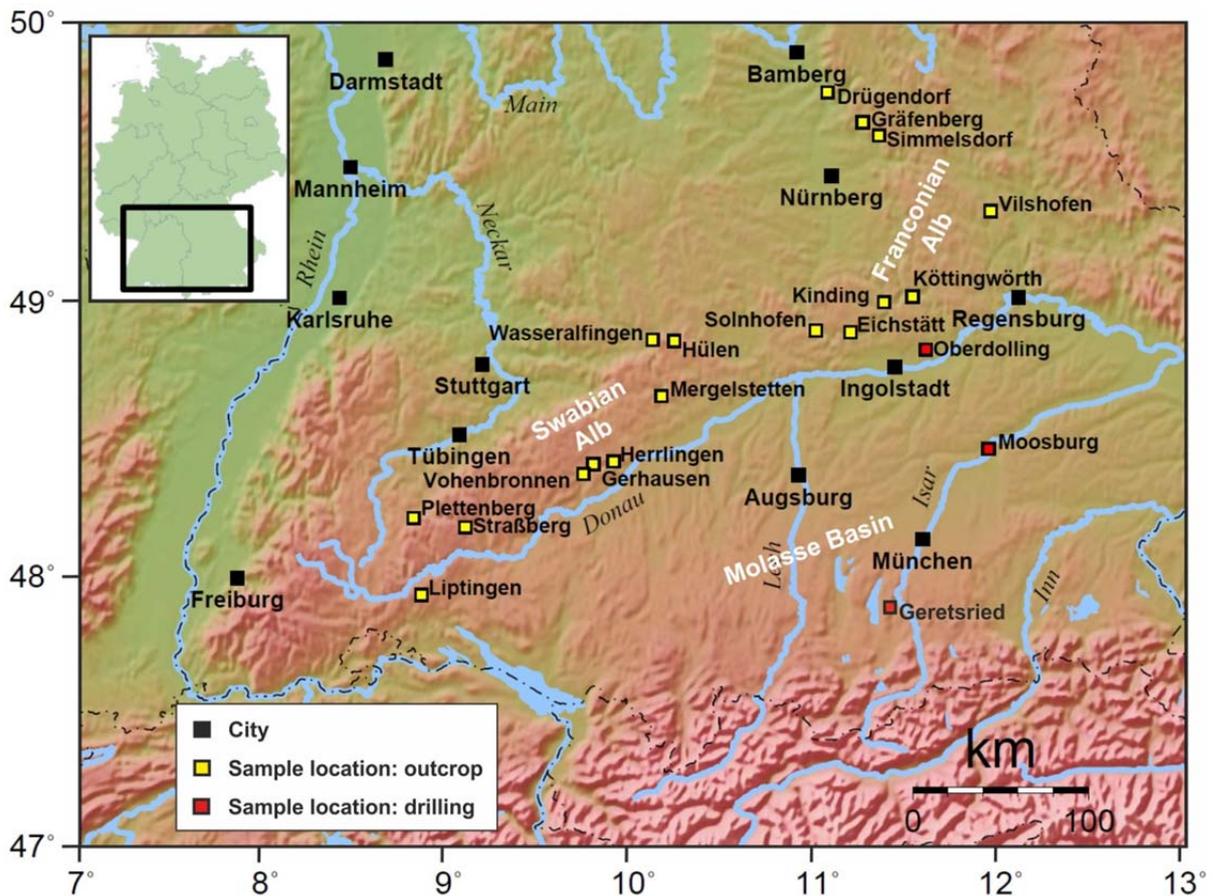


Abb. 6.5: Arbeitsgebiet mit lage der Analogaufschlüsse und Bohrungen.

In den einzelnen Aufschlüssen wurden Faziesgeometrien wie z. B. Massenkalkseinheiten, Riffschuttkörper oder Bankkalkbecken kartiert und die verschiedenen Gesteine entsprechend lithostratigraphisch eingeordnet (Abb. 6.6). Anschließend wurden repräsentative Einheiten beprobt, Trennflächen aufgenommen, der Grad der Verkarstung festgestellt sowie Klüftöffnungsweiten und Klüftabstände bestimmt.



Abb. 6.6: Exemplarische Darstellung der stratigraphischen und lithologischen Kartierung eines Steinbruches: gelb umrandet: dickbankige, mikritische Kalksteine, grün umrandet: mergelige Kalksteine/Mergel, rot umrandet: dolomitisierte Kalksteine; cr.= *crussaliensis* Mergel, pl.= *platynota* Mergel (Homuth & Sass 2012).

6.2 Probenklassifikation

Die Gesteinsproben wurden nach dem von Pawellek (2001) angewandten Schema in verschiedene Faziestypen eingeteilt. Dabei wurden folgende Vereinfachungen getroffen: Pawellek (2001) unterscheidet bei den hauptsächlich massig ausgebildeten Lithologien zwischen „von Krusten dominierten“ und „von Schwämmen dominierten“ Gesteinen, die zusätzlich weiter untergliedert werden können. Da sich hinsichtlich der thermophysikalischen Eigenschaften dieser massig ausgebildeten Lithologien kein signifikanter Unterschied zeigt (Kap. 7.3), ist diese Unterteilung für geothermische Fragestellungen nicht sinnvoll. Die massig ausgebildeten schwamm- und krustendominierten Gesteine wurden daher, wie in älteren Arbeiten üblich (z. B. Geyer & Gwinner 1979) als Massenkalk zusammengefasst.

Zusätzlich wurden die Gesteinsproben gemäß der Klassifikation für Karbonatsedimente von Dunham (1962) in Mudstones, Wackestones und Grain-/Packstones eingeteilt (Abb. 6.7). Für die zur Massenkalkfazies gehörenden Gesteine wurde die Modifikation von Embry & Klovan (1971) verwendet, die die Klassen Rudstone und Floatstone ergänzt haben (Abb. 6.8). Beide Klassifikationsansätze unterscheiden zwischen allochthonen (Mudstone, Wackestone, Packstone, Grainstone) und autochthonen Kalksteinen (Boundstones/Biolithite). Die Dunham-Klassifikation basiert auf dem Ablagerungsgefüge während die Folk-Klassifikation auf der Beurteilung von hydrodynamischen Randbedingungen beruht (Flügel 2004).

Dunham (1962)

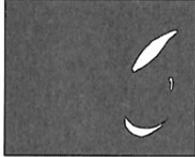
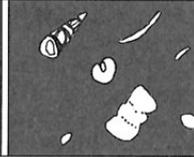
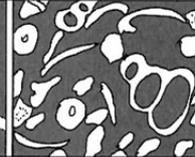
Groundmass:		Fine carbonate matrix		+ spar	sparry cement	Bioconstruction
Matrix-supported		Grain-supported				
Grains: < 10%	> 10%					BOUNDSTONE
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE		GRAINSTONE		
						
Folk (1959, 1962)						
Allochems:						
< 1%	1-10%	10-50%	> 50%			
fossiliferous		sparse	packed	poorly washed		
MICRITE		BIOMICRITE		BIOSPARITE		BIOLITHITE

Abb. 6.7: Klassifikation für Kalksteine nach Dunham (1962) und Folk (1959, 1962) (Flügel 2004)..

CLASSIFICATION OF LIMESTONES (DUNHAM 1962)

DEPOSITION TEXTURE RECOGNIZABLE				DEPOSITIONAL TEXTURE NOT RECOGNIZABLE
Original components not bound together during deposition		Original components were bound together during deposition as shown by intergrown or lamination contrary to gravity, sediment-floored cavities that are roofed over by organic or questionable organic matter and are too large to be interstices		
Contains mud (particles of clay and fine silt size)		Lacks mud and is grain-supported		CRYSTALLINE CARBONATE (Subdivide according classification designed to bear on physical texture or diagenesis)
Mud-supported	Grain-supported			
less than 10% grains	more than 10% grains			
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE

EXPANDED CLASSIFICATION (EMBRY and KLOVAN 1971)

ALLOCHTHONOUS LIMESTONE ORIGINAL COMPONENTS NOT ORGANICALLY ORIGINAL BOUND DURING DEPOSITION						AUTOCHTHONOUS LIMESTONE COMPONENTS ORGANICALLY BOUND DURING DEPOSITION		
Less than 10% > 2 mm components contains lime mud (< 0.03 mm)		no lime mud		Greater than 10% > 2 mm components		by organisms which		
Mud supported		Grain-supported		Matrix-supported	> 2 mm component supported	build a rigid framework	encrust and bind	act as bafflers
less than 10% grains (> 0.03 mm and < 2 mm)	greater than 10% grains							
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	FLOATSTONE	RUDSTONE	BOUNDSTONE		
						FRAMESTONE	BINDSTONE	BAFFLESTONE

Abb. 6.8: Original und erweiterte Klassifikation für Kalksteine nach Dunham (1962) bzw. Embry & Klován (1971), welche zusätzlich die Korngrößenverteilung berücksichtigen (Flügel 2004).

Faziestypen können primär mergelig oder kalkig ausgebildet sein. Die Einstufung in Mergel oder Kalke beruhte hierbei auf den Beobachtungen im Gelände und am Handstück, wobei hier auch auf vorliegende Studien und Untersuchungen zum Kalkgehalt zurückgegriffen werden konnte (Pawellek 2001, Schauer 1998).

Abbildung 6.9 stellt die typischen Zusammenhänge zwischen Ablagerungsmilieu und Texturtyp bzw. entsprechender Gesteinsklassifikation dar. So finden sich Mud- und Wackestones üblicherweise in Karbonatbeckenbereichen entweder am Schelf oder im tieferen Bereich der Karbonatrampe. Grain-/Packstones sind im Bereich der eigentlichen Riffe oder der Riffschwelle zu finden, wohingegen Rudstones häufig als Riffschuttablagerungen charakterisierbar sind.

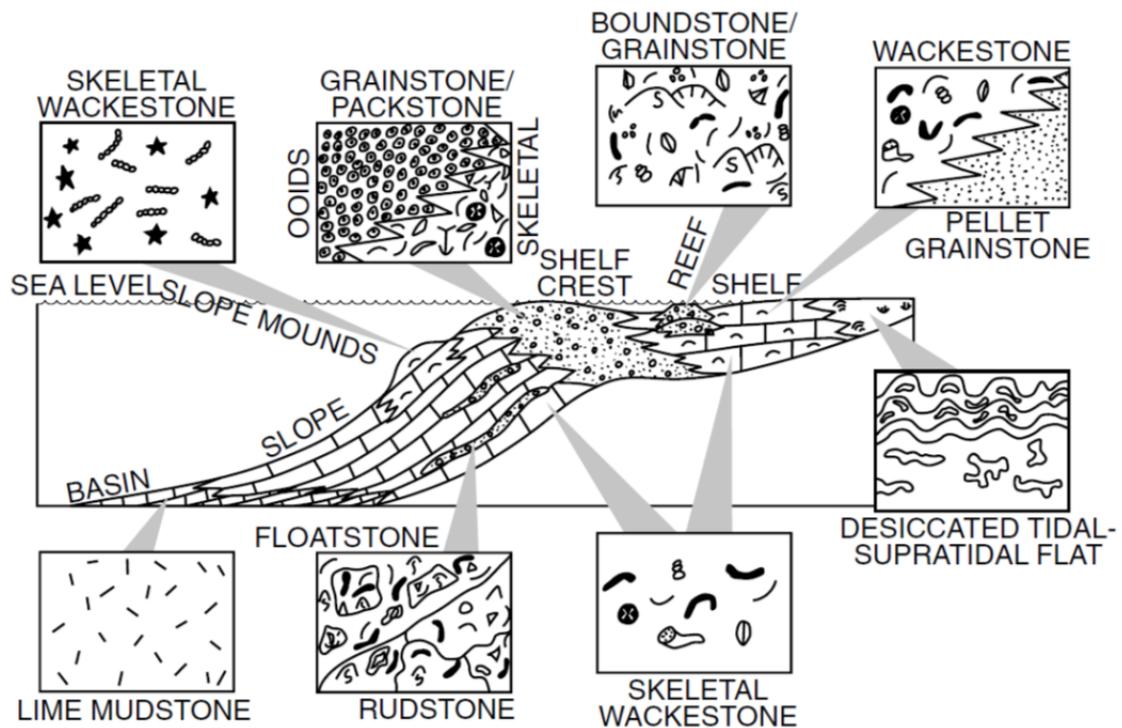


Abb. 6.9: Karbonatgesteinstypen und ihre typische Lage im Karbonatplattformensystem (Sarg 1988, Slatt 2006).

6.3 Probenaufbereitung

Die thermophysikalischen und hydraulischen Gesteinseigenschaften wurden an mehr als 250 Gesteinsproben bestimmt. Zur statistischen Absicherung der Messwerte fanden pro Probe und in Abhängigkeit der Probengröße zwischen 5 bis 10 Einzelmessungen der jeweiligen Kennwerte statt, sodass z. T. mehr als 1000 punktuelle Messwerte des jeweiligen Gesteinskennwertes ermittelt wurden (Tab. 6.2). Somit ist im Gegensatz zu vielen anderen Studien eine direkte Korrelation von Messwerten, generiert am selben Probenmaterial, möglich. Die Proben wurden vor der Messung zunächst bei 105°C im Trockenofen bis zur Gewichtskonstanz getrocknet und im Exsikkator vollständig abgekühlt.

Tab. 6.2: Übersicht zur Anzahl der Messungen und entsprechende Mittelwerte verschiedener Gesteinskennwerte.

Gesteinskennwert	Anzahl der Messungen	Anzahl der Messungen pro Fazies- (Litho-)Typ [Mittelwert]	
		Beckenfazies (Mud- und Wackestone)	Massenfazies (Rud-, Float- und Grainstone)
Wärmeleitfähigkeit	862 (zusätzlich 15 Proben temperaturabhängig (20-70 °C) gemessen)	426 [1,9 W/(m·K)]	436 [2,6 W/(m·K)]
Temperaturleitfähigkeit	801	407 [$1,05 \cdot 10^{-6}$ mm/s]	394 [$1,31 \cdot 10^{-6}$ mm/s]
Spezifische Wärmekapazität	796 (berechnet) (27 davon temperaturabh.)	410 [775 J/(kg·K)]	386 [733 J/(kg·K)]

	(30-200 °C) gemessen) + 35 temperaturabh. (an Bohrklein d. Bohrung GEN- 1, Kap.8.2.4)		
Dichte	236 + 113 (an Bohrklein d. Bohrung GEN-1, Kap.8.2.4)	138 [2,66 g/cm ³]	98 [2,73 g/cm ³]
Porosität	1126	552 [3,5%]	574 [6%]
Permeabilität	1014	569 [5 · 10 ⁻¹⁷ m ²]	445 [1 · 10 ⁻¹⁶ m ²]
Einaxiale Druckfestigkeit	51	28 [182 MN/m ²]	23 [119 MN/m ²]
Thermo-Triaxial- Versuche	4 („in-situ“ Permeabilität)	2,46 · 10 ⁻²¹ – 4,08 · 10 ⁻¹⁷ [m ²]	
	6 (thermischer Expansionskoeffizient)	4 [2,95 · 10 ⁻⁶ 1/°C]	2 [4,35 · 10 ⁻⁶ 1/°C]

6.4 Bestimmung der thermophysikalischen Gesteinskennwerte

Die Messung der Wärme- und Temperaturleitfähigkeit erfolgte an ofentrockenen Gesteinsproben mit einem optischen Thermoscanner, dessen Messprinzip auf dem kontaktlosen Temperaturmessverfahren durch Infrarot-Thermosensoren basiert, das von Popov et al. (1983, 1985) entwickelt wurde. Die Messgenauigkeit des optischen Scanners wird vom Hersteller mit 3 % angegeben (Kap. 10). Bevor die Messungen erfolgen kann, müssen die Proben entlang der vorgesehenen Messspur mit schwarzem Sprühlack lackiert werden, um eine einheitliche Oberflächenfarbe für die optische Messung zu schaffen. Außerdem ist darauf zu achten, dass die Probenoberflächen möglichst einheitlich sind, da durch Unebenheiten der Abstand zwischen Probe und den Sensoren bzw. der Wärmequelle variiert, wodurch Messungenauigkeiten entstehen können. Weiterhin ist auf eine adäquate Akklimatisierung der Proben an die Labortemperatur zu achten.

Die Bestimmung der Roh- und Korndichte sowie der Porosität erfolgten durch die Messung des Rein- und Rohvolumens der Proben mit einem Heliumpyknometer (AccuPyc 1330) und einem Pulver-Pyknometer (Geopyc 1360). Die spezifische Wärmekapazität c_p wurde rechnerisch anhand der gemessenen Wärmeleitfähigkeit λ , Dichte ρ und Temperaturleitfähigkeit α bestimmt (Kap. 6.4.2). Zudem wurde mit einem Kalorimeter C80 die temperaturabhängige spezifische Wärmekapazität an ausgewählten Proben zur Bestätigung der berechneten Wärmekapazitätswerte bestimmt. Mittels des TK04-Messgerätes konnte auch die Temperaturabhängigkeit der wassergesättigten Wärmeleitfähigkeit bestimmt werden.

6.4.1 Bestimmung von Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit

Beim Thermal Conductivity Scanner (TCS) handelt es sich um ein halbautomatisiertes Gerät zur kontaktlosen Bestimmung der Wärme- und Temperaturleitfähigkeit nach Popov et al. (1983). Die Probenoberfläche wird durch eine fokussierte Wärmequelle aufgeheizt und die Temperatur der Probe mittels Infrarotsensoren gemessen. Sowohl die Wärmequelle als auch die Sensoren sind auf einem beweglichen Schlitten montiert. Dieser wird auf einer Achse entlang der Probe bewegt (Abb. 6.10). Die Temperatursensoren sind in der gleichen Achse wie die Wärmequelle installiert, wobei sich ein Temperatursensor in definiertem Abstand zur Probe in Bewegungsrichtung vor der Wärmequelle und einer dahinter befindet. Somit wird die Ursprungstemperatur der Probe vor Aufheizung gemessen („cold“ Sensor) und die

Temperatur nach dem Aufheizen („hot“ Sensor). Daraus ergibt sich eine Temperaturdifferenz.

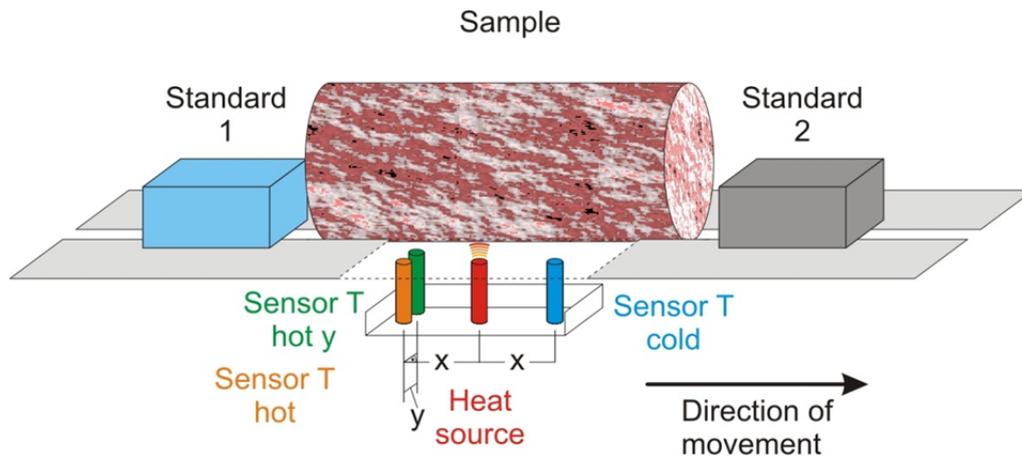


Abb. 6.10: Messprinzip des Thermal Conductivity Scanners (Sass & Götz 2012).

Zusätzlich zur Probe wird die Temperaturdifferenz an zwei Standards mit bekannter Wärmeleitfähigkeit bestimmt. Da für die Messungen der Probe und der Standards der Abstand zwischen Wärmequelle und Messoberflächen sowie die Wärmemenge der Quelle als konstant zu betrachten sind, ergibt sich nach Popov et al. (1985) folgender Zusammenhang:

$$\lambda_p \cdot \Delta T_p = \lambda_s \cdot \Delta T_s \quad [6.1]$$

mit:

λ_p = Wärmeleitfähigkeit der Probe [W/(m·K)]

λ_s = Wärmeleitfähigkeit des Standards [W/(m·K)]

ΔT_p = Temperaturdifferenz Probe [K]

ΔT_s = Temperaturdifferenz Standard [K]

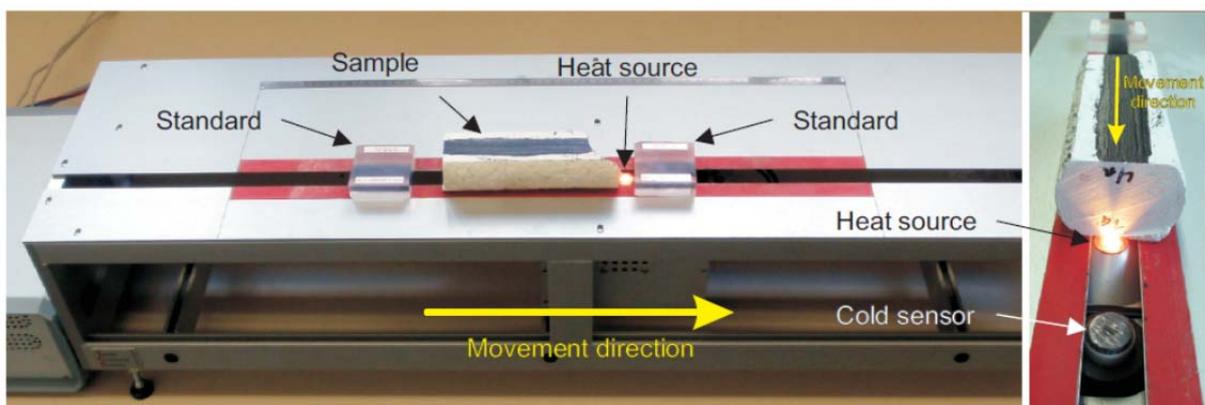


Abb. 6.11: Messverfahren des Thermal Conductivity Scanner im Thermophysiklabor des HydroThermikums des Instituts für Angewandte Geowissenschaften (Mielke 2009).

Da die Wärmeleitfähigkeit der Standards bekannt ist, lässt sich nun die Wärmeleitfähigkeit der Probe bestimmen:

$$\lambda_p = \lambda_s \cdot \frac{\Delta T_s}{\Delta T_p} \quad [6.2]$$

Durch die Messung der mittleren Temperatur beider Standards kann die Temperaturdrift kompensiert werden. Je niedriger die gemessene Temperatur nach der Aufheizung durch die Wärmequelle ist, desto schneller wird die Wärme abgeleitet und desto größer ist die Wärmeleitfähigkeit des Probenkörpers. Die Temperaturverlaufskurven werden in hoher Auflösung angezeigt, so dass Inhomogenitäten des Probenkörpers erfasst werden können. Durch die manuelle Festlegung des Anfangs- und Endpunkts der Standards und der Gesteinsproben lassen sich Randeffekte bei der Temperaturverlaufskurve ausblenden und von der anschließenden Berechnung der Wärmeleitfähigkeit ausschließen (Abb. 6.12).

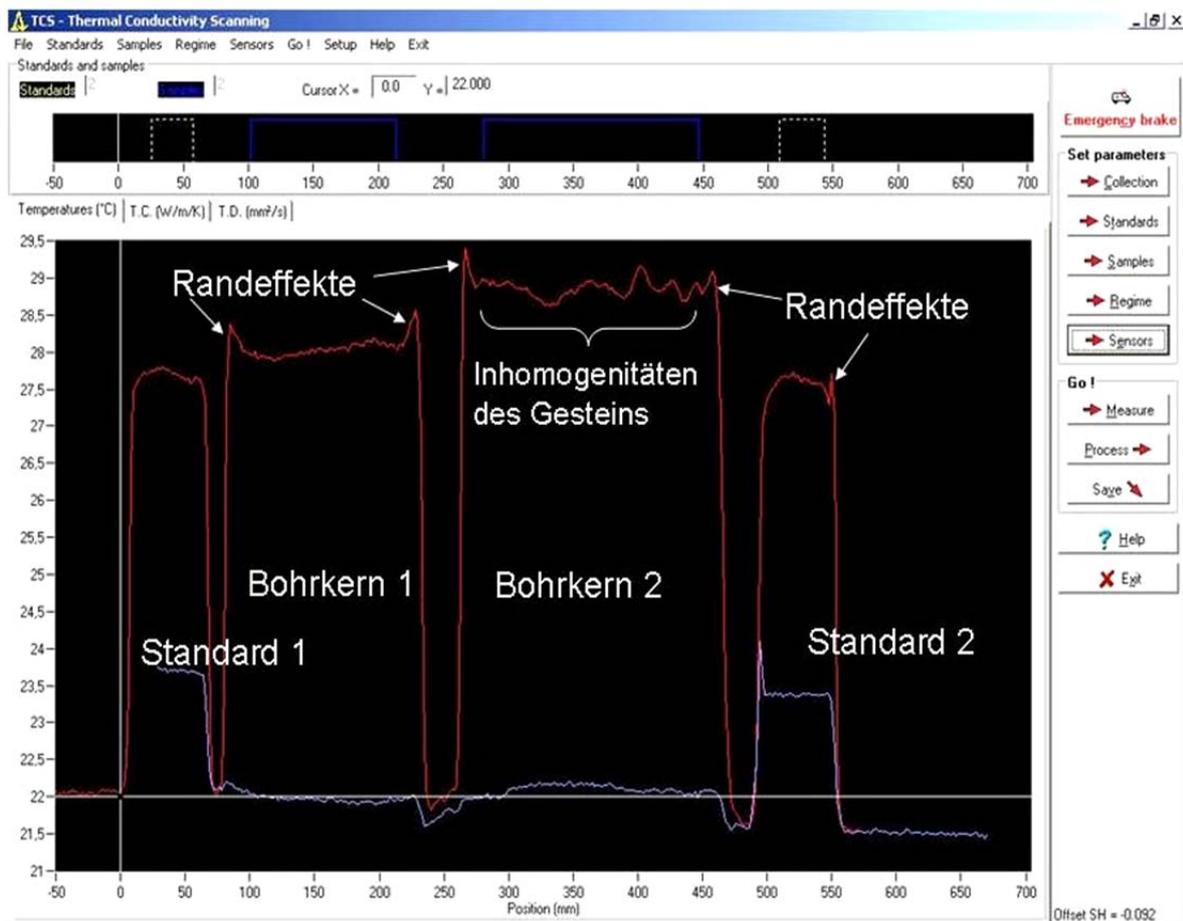


Abb. 6.12: Exemplarische und bearbeitete Bildschirmanzeige des TCS-Auswerteprogrammes nach Messung der Proben LH-SP ζ-1C (links, Bohrkern 1) und Gr δ-1A (rechts, Bohrkern 2). Die blaue Kurve zeigt den Temperaturverlauf vor der Erwärmung, die rote Kurve zeigt den Temperaturverlauf nach Erwärmung der Probenkörper und Standards durch die Wärmequelle. Während sich bei dem biostromen Kalkstein (Bohrkern 2) die Inhomogenitäten des Gesteins in einer unruhigen Temperaturverlaufskurve widerspiegeln, zeigt der mikritische Plattenkalkstein (Bohrkern 1) erwartungsgemäß einen gleichmäßigen Verlauf der Temperatur.

Zur Bestimmung der Temperaturleitfähigkeit wird ein dritter Temperatursensor benötigt. Dieser ist in definiertem Abstand rechtwinklig zur Bewegungsrichtung des Schlittens neben

dem hinteren („hot“) Sensor positioniert (Abb. 6.10). Dadurch kann bestimmt werden, inwiefern sich die Temperaturerhöhung von der erwärmten Messspur entlang der Probenoberfläche ausgebildet hat und dementsprechend die Temperaturleitfähigkeit abgeleitet werden:

$$\kappa = \frac{(vt)^2 + y^2 - vt\sqrt{(vt)^2 + y^2}}{2t} \quad [6.3]$$

κ = Temperaturleitfähigkeit [m²/s]

v = Geschwindigkeit des Messschlittens [m/s]

t = Zeit, bei der die maximale Temperatur den Sensor y erreicht [s]

y = Abstand zwischen den Temperatursensoren $hot\ x$ und $hot\ y$ [m]

Im Fall einer kombinierten Wärme- und Temperaturleitfähigkeitsmessung muss die Temperaturleitfähigkeit des Probenkörpers zwischen denen der beiden Standards liegen. Ferner muss der Quotient der Temperaturleitfähigkeiten beider Standards unter 3 sein, damit eine hinreichende Genauigkeit der Messergebnisse gewährleistet ist.

Weiterhin muss die Probe eine der folgenden Bedingungen erfüllen (TD = thermal Diffusivity = Temperaturleitfähigkeit):

- 1.) TD Standard 1 < TD der Probe < TD Standard 2
- 2.) TD der Probe < TD Standard 1 < TD Standard 2

Die Kombinationsmöglichkeiten von werkseitigen Standards zur Bestimmung der Wärme- und Temperaturleitfähigkeit sind in Tabelle 6.3 dargestellt und müssen je nach zu erwartender Wärme- und Temperaturleitfähigkeit entsprechend ausgewählt werden. Für die meisten natürlichen Gesteinsmaterialien wird vom Hersteller die Konfiguration von aufgeschmolzenem Quarz (Standard 1) und der Titanlegierung (Standard 2) empfohlen (TD = 1,0 · 10⁻⁶ m²/s bis 2,0 · 10⁻⁶ m²/s), wobei ein Messfehler von kleiner 8 % angegeben wird.

Tab. 6.3: Konfigurationen von Standards für die kombinierte Messung der Wärme- und Temperaturleitfähigkeit; TC: Wärmeleitfähigkeit (thermal conductivity), TD: Temperaturleitfähigkeit (thermal diffusivity) (Lippmann & Rauen 2009).

Standard 1 (vor Probe)	Standard 2 (hinter Probe)	Temperaturleitfähigkeit der Probe
Glas TC = 0,717 W/(m·K) TD = 0,389 · 10 ⁻⁶ m ² /s	Aufgeschmolzener Quarz TC = 1,35 W/(m·K) TD = 0,85 · 10 ⁻⁶ m ² /s	TD < 0,67 · 10 ⁻⁶ m ² /s
Aufgeschmolzener Quarz TC = 1,35 W/(m·K) TD = 0,85 · 10 ⁻⁶ m ² /s	Titanlegierung TC = 6,05 W/(m·K) TD = 2,587 · 10 ⁻⁶ m ² /s	TD < 1,9 · 10 ⁻⁶ m ² /s
Titanlegierung TC = 6,05 W/(m·K) TD = 2,587 · 10 ⁻⁶ m ² /s	Stahl TC = 13,3 W/(m·K) TD = 3,619 · 10 ⁻⁶ m ² /s	TD < 2,587 · 10 ⁻⁶ m ² /s

Das TK04-Wärmeleitfähigkeitsmessgerät (Abb. 6.13) basiert auf der Methode der instationären Linienquelle. Hierzu wird eine gegenüber ihrem Radius verhältnismäßig lange und dünne Wärmequelle in eine Probe eingebracht und mit einer konstanten Leistung beheizt. Bei der Aufheizung wird im Inneren dieser Wärmequelle die Temperaturänderung

mittels eines Thermoelements aufgezeichnet. Die Geschwindigkeit, mit der die Quelltemperatur bei einer gegebenen Heizleistung ansteigt, ist ein Maß für die Wärmeleitfähigkeit des Probenmaterials. Trägt man die Temperatur der Linienquelle über der logarithmierten Heizdauer t auf, verhält sich die Steigung, die sich für die Versuchszeit ergibt, umgekehrt proportional zur Wärmeleitfähigkeit. Die Auswertungssoftware des TK04 verwendet analytische Algorithmen, die bei Erbas (2001) beschrieben sind und basieren auf der Linienquellentheorie (Blackwell 1954). Demnach steht die Wärmeleitfähigkeit λ zum Temperaturanstieg T über die aufgebrachte Heizleistung P und den Versuchszeitraum t in folgendem Zusammenhang:

$$\lambda = \frac{P}{4\pi} \cdot \frac{\ln(t_2) - \ln(t_1)}{T(t_2) - T(t_1)} \quad [6.4]$$

Die Vollraumsonden des TK04-Messgerätes besitzen eine Länge von 7,0 cm bzw. 5,0 cm und einen Durchmesser von 2 mm. Im Messbereich von 0,1 bis 10 W/(m·K) sind reproduzierbare Ergebnisse mit einer Genauigkeit von $\pm 2\%$ möglich. Neben den Vollraumsonden sind zwei Halbraumlinienquellen mit einer Länge von 7,0 und 4,5 cm verfügbar. Im Gegensatz zur Vollraumlinienquelle können diese auf eine ebene Probe aufgelegt werden. Bei dieser Sondenart ist eine Vollraumsonde in einen Polymethylmethacrylat (Plexiglas)-Block eingeklebt, so dass sie längs zur Probenseite hin offen liegt und zur gegenüberliegenden Seite fest mit einem Kunststoffblock verbunden ist.



Abb. 6.13: TK04 Messgerät (links) mit unterschiedlichen Messsonden (rechts: Vollraumsonden und Halbraumsonden).

Zu Beginn einer Messreihe wird die Temperaturdrift der Probe bestimmt, bis diese eine vernachlässigbar geringe Schwankung oder einen vorhersagbaren linearen Verlauf über die Zeit aufweist. Über einen zuvor festgelegten Zeitraum wird dann die Linienquelle mit konstanter Leistung beaufschlagt. Der Temperaturanstieg wird hierbei in Abständen von 0,5 Sekunden aufgezeichnet.

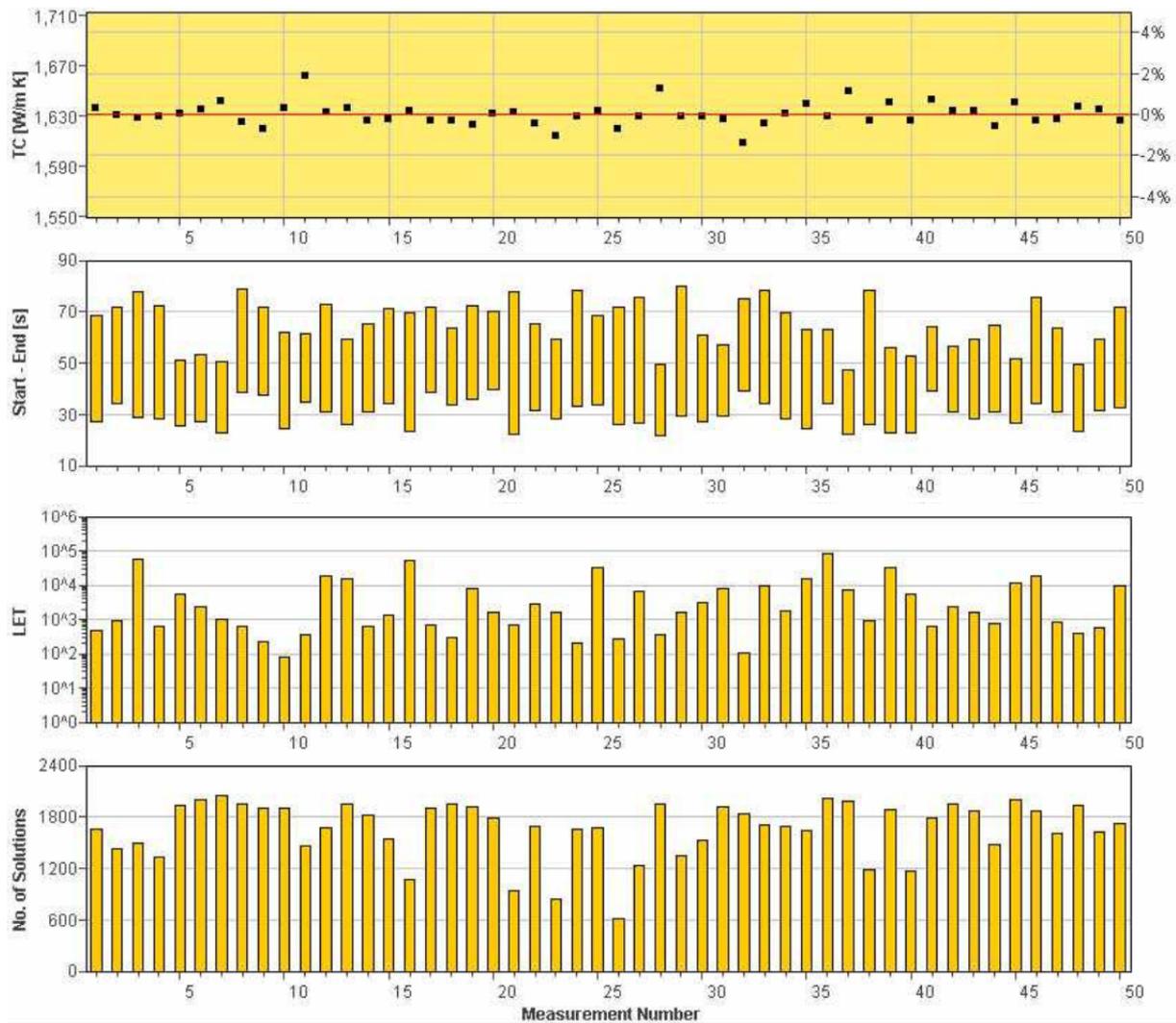


Abb. 6.14: Exemplarische Messreihe im Auswerteprogramm TKGraph. TC = Wärmeleitfähigkeit, Start-End: Messzeitintervall, LET-Wert: Abgleich Parameterschätzung/Messkurve.

Die aufgezeichnete Heizkurve wird in verschiedenen Zeitintervallen nach der stochastischen Approximation (SAM) (De Vries & Peck 1958) ausgewertet. Hierbei werden Teilintervalle durch numerische Approximation mit der Methode der kleinsten Quadrate an ein spezielles Funktionssystem angepasst und die jeweils beste Lösung eines Zeitintervalls wird gespeichert. Es handelt sich somit um einen iterativen Optimierungsalgorithmus, der es ermöglicht, Parameter von Funktionen, die nicht direkt berechnet werden können, aus rauschenden Messwerten zu ermitteln. Aus den durch dieses Verfahren entwickelten Anpassungskoeffizienten sind neben der Wärmeleitfähigkeit wichtige Parameter zur Güte der Messung enthalten, wie z.B. eine Maßzahl für den Kontaktwiderstand zwischen Vollraumliniensonde und Gesteinsprobe. Der LET-Wert (Abb. 6.14) dient als Maß der Übereinstimmung zu der sich aus der Parameterschätzung eines jeden Intervalls ergebenden theoretischen Kurve zur tatsächlich gemessenen. Je höher der LET-Wert, desto besser beschreibt die aus der Approximation des untersuchten Intervalls ermittelte, theoretische Kurve die tatsächliche Messwertkurve. Das Ergebnis der Messung ist ein skalarer Wert, der eine Integration der Wärmeleitfähigkeit am Ort der Temperaturerfassung aus einer Ebene senkrecht zur Quellenachse (in der Mitte des Thermoelements) darstellt. Die Effekte, die sich aus dem Übergangswiderstand ergeben, verringern sich mit steigendem Wassergehalt und abnehmender Partikelgröße (Von Herzen & Maxwell 1959).

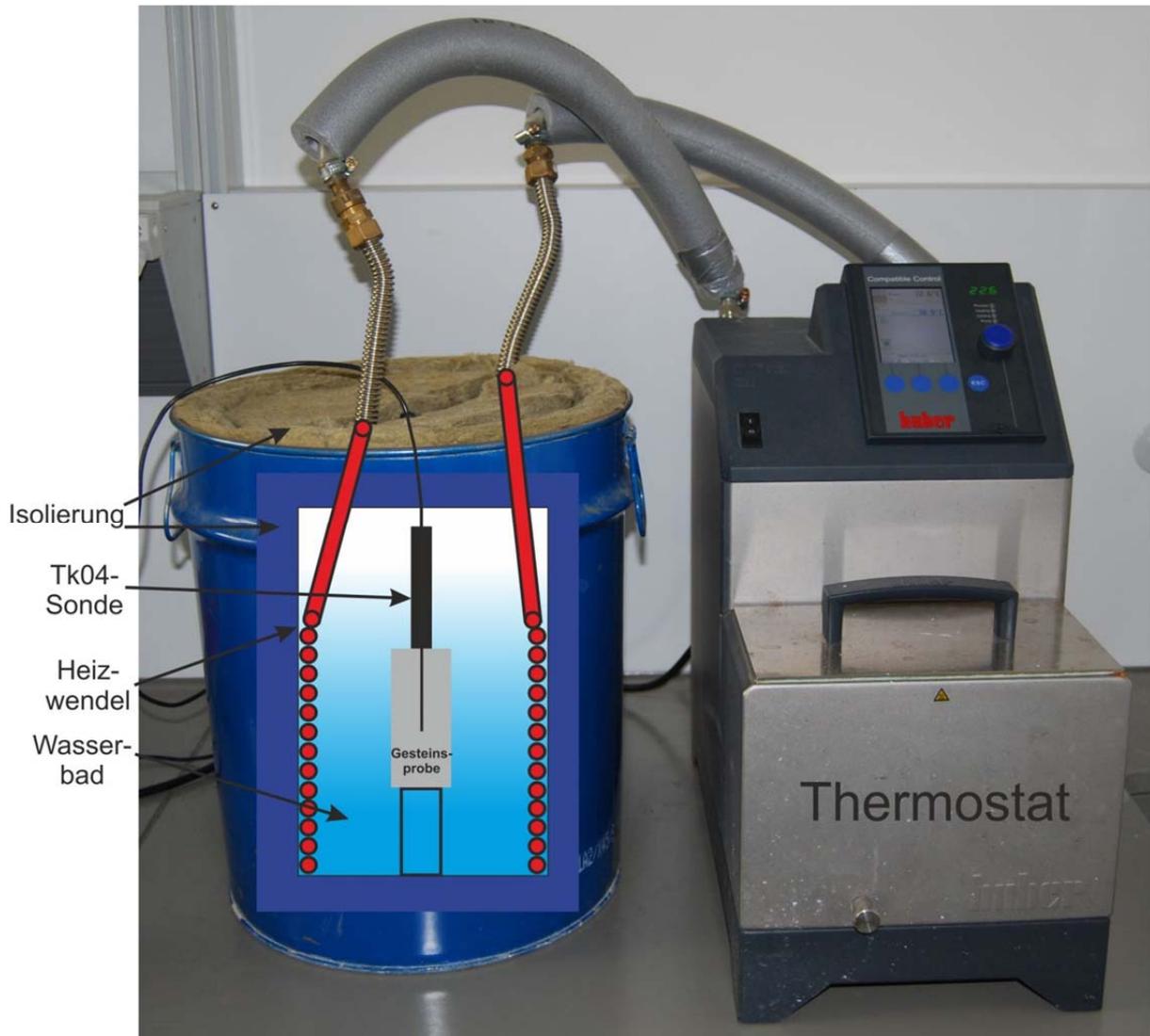


Abb. 6.15: Foto und schematische Darstellung der neuentwickelten Messapparatur mit eingebautem Bohrkern zur Messung der wassergesättigten, temperaturabhängigen Wärmeleitfähigkeit.

Zur Messung der wassergesättigten Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit von der Temperatur wurden ausgewählte, repräsentative Proben (zylindrische Bohrkern mit einem Durchmesser von 64 mm und einer Länge von mindestens 8 bis 10 cm) in einem temperierbaren Wasserbad mit dem TK04 Messgerät gemessen (Abb. 6.15). Hierzu wurden die Gesteinsproben zunächst in einem Exsikkator über eine Vakuumpumpe mit Wasser aufgesättigt und anschließend die Messsonde in eine zuvor ausgeführte Bohrung mit einem Durchmesser von 2,25 mm und ca. 5,5 cm Tiefe eingesetzt. Um einen optimalen thermischen Kontakt von Gestein und Messsonde zu gewährleisten wird eine Wärmeleitfähigkeitspaste im Ringraum verwendet. Die Gesteinsproben inklusive eingebrachter Messsonde wurden darauf in ein von Außeneinflüssen isoliertes und temperierbares Wasserbad eingebaut. Ausgehend von einer mittels Thermostat (Huber ministat 230) aufgebrachten Maximaltemperatur von 70 °C kann nach sich einstellendem thermischen Gleichgewicht zwischen Wasserbad und Gesteinsprobe der Thermostat ausgeschaltet werden und über die Aufzeichnung der Abkühlkurve des Wasserbades die temperaturabhängige, wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsprobe bestimmt werden. Die hohe Wärmekapazität des Wasserbades und die thermische Isolierung des Versuchsaufbaues gewährleisten eine langsame Abkühlung, so dass eine quasi-stationäre

Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit zu unterschiedlichen Temperaturniveaus möglich ist. Da eine kontinuierliche Messung während der Abkühlung des Wasserbades durchgeführt werden soll, wurden 99 Einzelmessungen in einem Intervall von jeweils 15 Minuten vorgenommen. Die Heizleistung der Messsonde lag zwischen 6 und 6,5 W/m. Sie sollte nicht zu klein sein, so dass während der jeweiligen Messzeit von 80 Sekunden eine ausreichende Temperaturerhöhung in der Probe erzeugt werden kann und eine Berechnung der Wärmeleitfähigkeit möglich ist. Durch die Temperaturdrift-Kontrolle wird die Temperaturänderung in der Probe in kurzen Intervallen überprüft. Wenn diese Änderung klein genug bzw. ausreichend vorhersagbar ist, kann eine Messung bei quasi-stationären Bedingungen durchgeführt werden. Bei der ersten Temperaturdrift-Kontrolle muss die Temperaturänderung relativ linear sein, bei allen weiteren Messungen einer Messreihe vergleicht die Software die Temperaturänderung mit den Abkühlkurven der vorangegangenen Aufheizung, ermittelt daraus einen Korrekturfaktor und wendet diesen auf die folgenden Messungen an.

6.4.2 Bestimmung der spezifischen Wärmekapazität

Die spezifische Wärmekapazität c_p [J/(kg·K)] wurde zum einen rechnerisch anhand der gemessenen Wärmeleitfähigkeit λ [W/(m·K)], Dichte ρ [kg/m³] und Temperaturleitfähigkeit κ [m²/s] bestimmt (Debye-Näherung):

$$c_p = \frac{\lambda}{\rho \cdot \kappa} \quad [6.5]$$

Zur direkten Messung der spezifischen Wärmekapazität c_p diene das dynamische Wärmestrom-Differenz-Kalorimeter C80 (Abb. 6.16), welches im dynamischen Betrieb als Zwillings-Kalorimeter arbeitet. Für die Messung können sowohl zylindrisch ausgebohrte Gesteinsproben als auch Bohrklein oder zermahlene Kernmaterial verwendet werden.

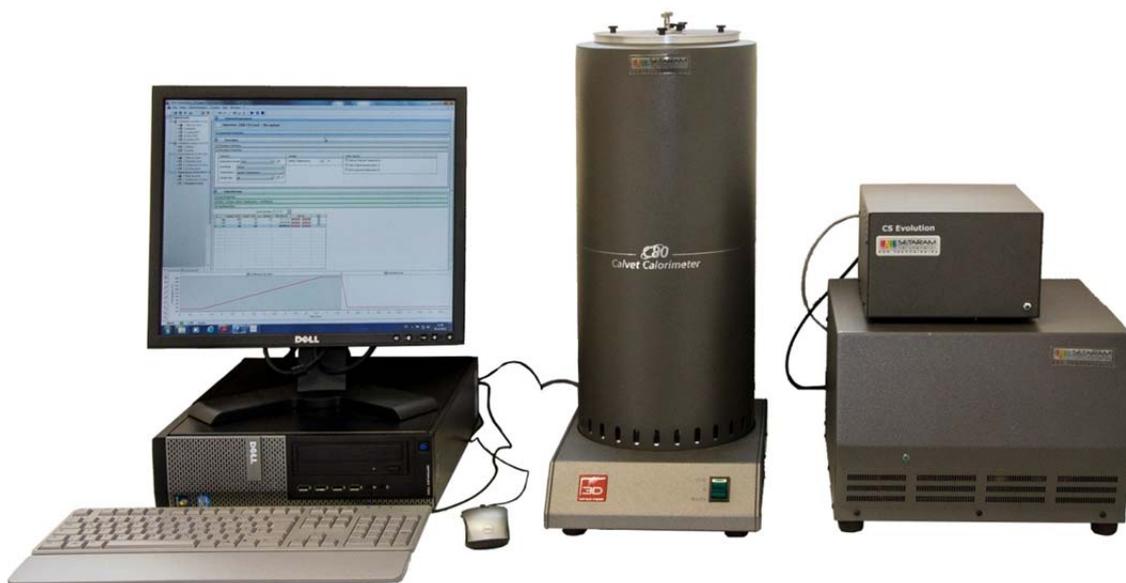


Abb. 6.16: Differenz-Kalorimeter C80 zur Messung der spezifischen Wärmekapazität.

Das Kalorimeter besitzt zwei Kammern mit einem Probenbehälter und einem Referenzbehälter (Abb. 6.17). Während der Messung wird die Temperatur in beiden Behältern gleichmäßig erhöht und die Steigung des Temperaturverlaufs dT/dt registriert. Zudem werden die Wärmeströme Φ_R (Referenzbehälter) und Φ_P (Probenbehälter) aufgezeichnet, die in dem leeren (luftgefüllt) Referenzbehälter und dem mit der Gesteinsprobe befüllten Probenbehälter fließen. Die Differenz beider Wärmeströme ist proportional zur spezifischen Wärmekapazität c_p des Probenmaterials (Schellschmidt 1999).

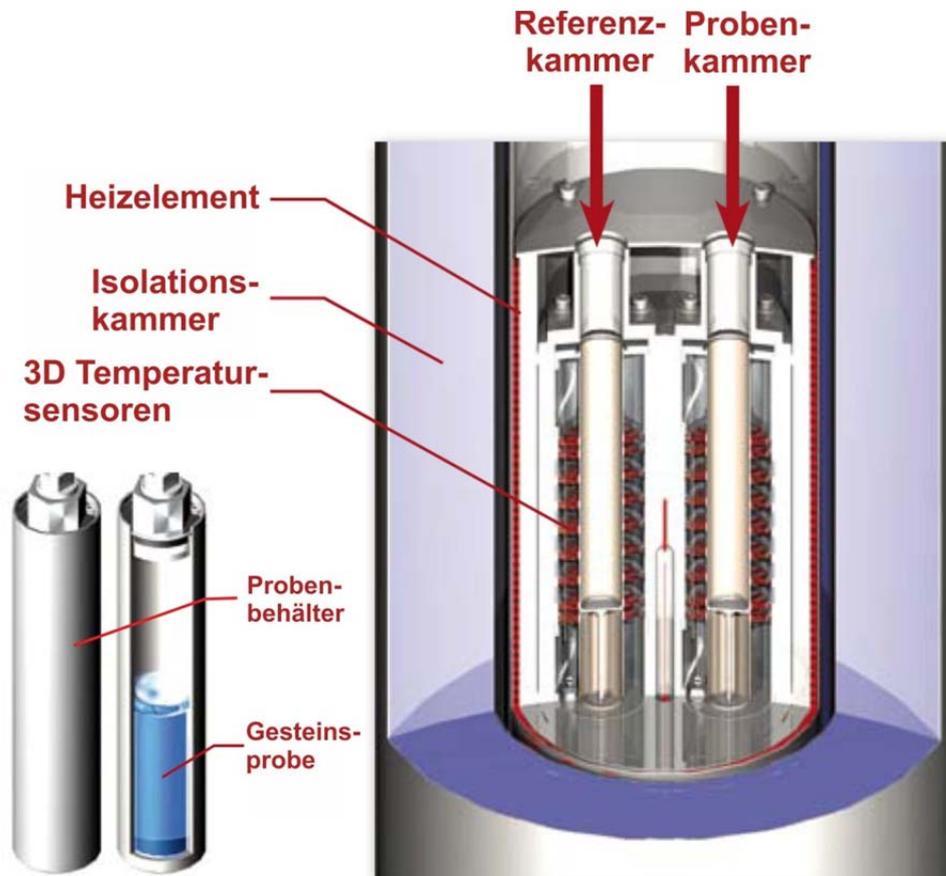


Abb. 6.17: Probenbehälter und Messkammern des Differenz-Kalorimeter C80.

Vor der Messung der spezifischen Wärmekapazität der Proben muss zunächst die Masse der Probe gemessen und einmalig die Grundlinie des Wärmestroms $\Phi_0(T)$ bestimmt werden. Dies geschieht mittels eines Messdurchgangs mit den gleichen Anfangsbedingungen (Anfangs- und Endtemperatur, Heizrate etc.) wobei beide Probenbehälter leer (luftgefüllt) sind. Die Grundlinie wird anschließend von den eigentlichen Messungen subtrahiert. Mit dem erhaltenen temperaturabhängigen Kalibrierfaktor $K_\Phi(T)$, der Ofenheizrate τ [W/h] und der Masse m_P [kg] wird anhand folgender Formel die temperaturabhängige spezifische Wärmekapazität berechnet:

$$c_P(T) = \frac{K_\Phi(T) \cdot (\Phi_P - \Phi_R)}{\tau \cdot m_P} \quad [6.6]$$

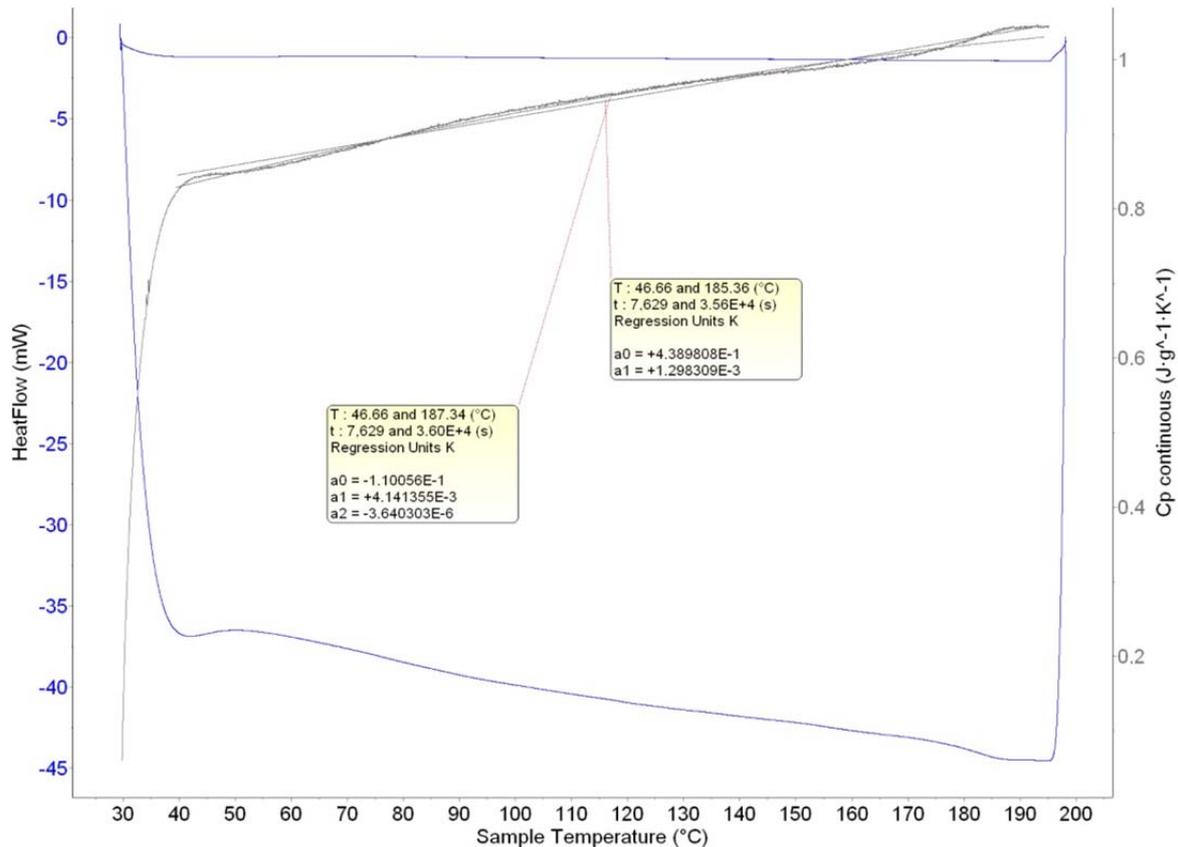


Abb. 6.18: Anwendung von Regressionen mit Polynom 1. (rechts) und 2. Ordnung (links) auf eine Messreihe. Linke Y-Achse zeigt das Wärmestromsignal und rechte Y-Achse die bestimmte spezifische Wärmekapazität in Abhängigkeit der Probestemperatur (X-Achse).

Die Messungen der spezifischen Wärmekapazität wurden für einen Temperaturbereich von 30 °C bis 200 °C durchgeführt. Eine Extrapolation der spezifischen Wärmekapazität c_p auf Temperaturbereiche außerhalb dieser Skala (beispielsweise 20 °C) wird mittels einer polynomischen Regression n -ter Ordnung durchgeführt (Abb. 6.18), wobei der Verlauf der Regressionskurve mit einer bestmöglichen Anpassung (meist Polynom 2. Grades) an die Messdaten erfolgt. Nach Kelley (1960) lässt sich die spezifische Wärmekapazität in Abhängigkeit von der Temperatur beschreiben:

$$c_p(T) = \sum_{i=0}^n A_i \cdot T^i \quad [6.7]$$

T ist die Temperatur [°C] und A_i die von der Regressionskurve abgeleiteten Koeffizienten des beschreibenden Polynoms.

6.4.3 Bestimmung von Rohdichte, Reindichte und Porosität

Der hier angewendeten Messung des Reinvolumens liegt das Prinzip der Gasverdrängung zu Grunde. Bevor die Proben in das Messgerät eingebaut werden, wird die Masse durch Wägen bestimmt. Das Gerät misst das Volumen der Probe und berechnet aus der zuvor bestimmten Masse der Probe die entsprechende Reindichte. Das AccuPyc 1330 besteht aus zwei Kammern (Abb. 6.19): eine Messkammer, in der sich die ofengetrocknete Probe befindet und eine Expansionskammer, die zur Volumenerweiterung dient. Das Reinvolumen wird nicht direkt gemessen, sondern über den Gasdruck in den beiden Kammern bestimmt.

Dazu wird die Probenkammer über Öffnung des Füllventils (V1) mit einer bestimmten Stoffmenge Helium gefüllt. Es stellt sich ein Druck ein, der gemessen wird. Anschließend öffnet sich das Expansionsventil (V2), wodurch das Gas aus der Probenkammer zusätzlich die zweite Kammer flutet. Eine zweite Druckmessung folgt. Da die Volumina der leeren Kammern bekannt sind, lässt sich aus dem idealen Gasgesetz das Volumen des Feststoffs wie folgt bestimmen:

$$p \cdot V = n \cdot R \cdot T \quad [6.8]$$

mit

p	= Druck	[Pa]
V	= Volumen	[m ³]
n	= Stoffmenge	[mol]
R	= Ideale Gaskonstante	[8,314 J/(mol·K)]
T	= Temperatur	[K]

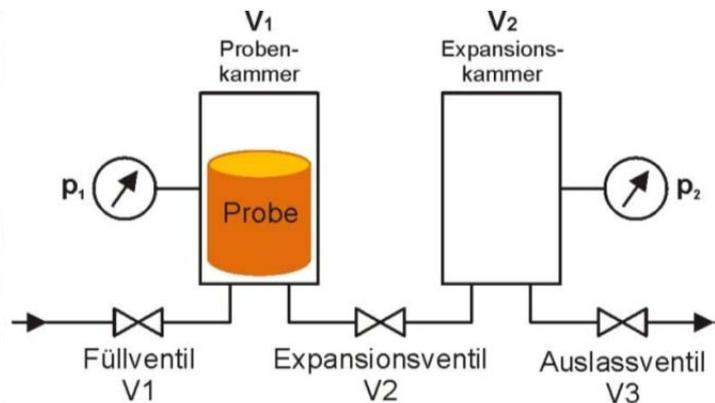
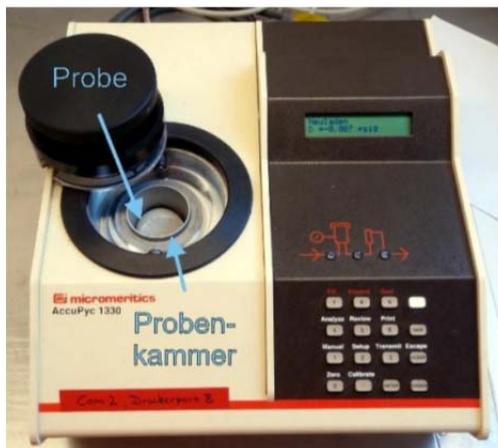


Abb. 6.19: Funktionsweise des Gasverdrängungspyknometers (Bär 2012).

Da Stoffmenge und Temperatur für beide Druckmessungen konstant sind, ergibt sich aus Gl. [6.8]:

$$p_1 \cdot (V_1 - V_R) = p_2 \cdot (V_1 + V_2 - V_R) \quad [6.9]$$

Daraus folgt für das Reinvolumen V_R :

$$V_R = \frac{p_2 \cdot (V_1 + V_2) - p_1 \cdot V_1}{p_2 - p_1} \quad [6.10]$$

mit

p_1	= Druck der ersten Messung	[Pa]
p_2	= Druck der zweiten Messung	[Pa]

$$V_1 = \text{Volumen der Probenkammer} \quad [\text{m}^3]$$

$$V_2 = \text{Volumen der Expansionskammer} \quad [\text{m}^3]$$

Aus dem Trockengewicht der Probe m_d kann nun die Reindichte ρ_R bestimmt werden:

$$\rho_R = \frac{m_d}{V_R} \quad [6.11]$$

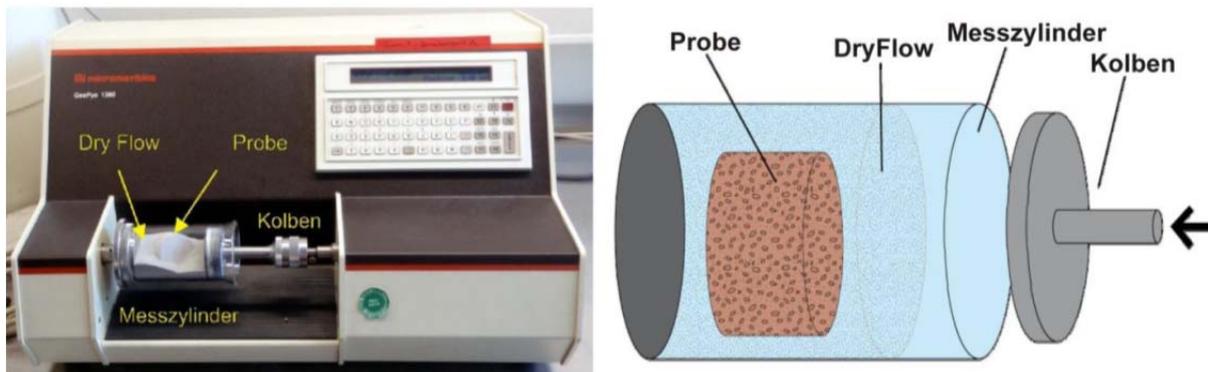


Abb. 6.20: Funktionsweise des Pulverpyknometers GeoPyc 1360 (Bär 2012).

Das Pulverpyknometer GeoPyc 1360 zur Messung der Rohdichte und Porosität verfügt über einen Glaszylinder, in den die Probe zusammen mit einem sogenannten Quasi-Fluid (DryFlow) gegeben wird (Abb. 6.20). Dabei handelt es sich um ein Pulver aus kleinen Kügelchen, welches ein sehr gutes Fließverhalten aufweist, und in dichtester Kugelpackung den Probenkörper vollständig umschließt. Auf diese Weise ist gewährleistet, dass das Gesamtvolumen des Probenkörpers gemessen werden kann. Es ist jedoch zu beachten, dass das Pulver in größere außenliegende Poren des Probenkörpers eindringen und somit das Ergebnis verfälschen kann. Bei der Messung verdichtet ein Druckstempel unter Rüttelbewegungen das Pulver mit einer vorgegebenen Prüfkraft, bis sich die Packungsdichte nur noch in einem geringen Toleranzbereich ändert. Hierbei wird die Strecke, die der Stempel in den Zylinder eindringt, gemessen. Diese Messung wird einmal ohne (Nullmessung) und mehrfach mit Probenkörper durchgeführt. Die Nullmessung wird vor jeder Messung durchgeführt und dient zur Ermittlung des Volumens des Pulvers (DryFlow). Anschließend wird die Probe dazu gegeben und der Vorgang bei gleicher Kompressionskraft wiederholt. Zur Auswertung wird vorausgesetzt, dass sich in beiden Fällen die gleiche Kugelpackung im Pulver einstellt. Über den Radius r des Zylinders kann nun aus der Differenz der Stempelstrecken das Rohvolumen der Probe V_p berechnet werden.

$$V_p = \pi \cdot r^2 \cdot \Delta x \quad [6.12]$$

mit

$$\Delta x = \text{Differenzstrecke des Kolbenauszugs beider Messungen} \quad [\text{m}]$$

Anhand der vorher gemessenen Masse der Probe m_p sowie den ermittelten Volumina des Pulvers V_{DryFlow} aus der Nullmessung und der Messung des Pulvers mit der Probe $V_{\text{DryFlow+Probe}}$ wird die Rohdichte ρ_r wie folgt berechnet:

$$\rho_r = \frac{m_p}{(V_{DryFlow+Probe} - V_{DryFlow})} \quad [6.13]$$

Mittels Gleichung 6.14 kann nun aus Roh- und Reinvolumen die Porosität Φ des Gesteins berechnet werden.

$$\Phi = \frac{V_P - V_R}{V_P} \cdot 100 \quad [6.14]$$

Alle Messungen wurden dreimal durchgeführt. Vom Pyknometer werden gemittelte Ergebnisse angegeben. Der Messfehler liegt nach Herstellerangaben (Micromeritics 2011) bei 1,1 %.

6.5 Bestimmung der hydraulischen Kennwerte

Für die Bestimmung der Gesteinspermeabilität wurde ein kombiniertes Säulen- und Mini-Permeameter verwendet, mit dem gemäß der bei Jaritz (1999) sowie Hornung & Aigner (2004) beschriebenen Messmethode entweder die scheinbare Gaspermeabilität gemessen und in Permeabilität umgerechnet oder direkt die intrinsische Permeabilität gemessen werden kann. Die Basisformel für das Gaspermeameter bildet das Darcy-Gesetz, welches um die Kompressibilität und Viskosität von Gasen ergänzt wurde (Hornung & Aigner 2004). Der maximale Fehler kann in Abhängigkeit der Messeinstellungen bis zu 10 % betragen, während der minimale Fehler bei ca. 1 % liegt. Aufgrund der hohen Messgeschwindigkeit kam vorwiegend das Minipermeameter zum Einsatz. Das Säulenpermeameter wurde bei ausgewählten Proben zusätzlich verwendet, um bereits mit dem Minipermeameter gemessene Werte zu überprüfen und eine Einschätzung der Vergleichbarkeit der beiden Messmethoden zu ermöglichen (Jaritz 1999, Bär 2008). Zur Bestimmung der Permeabilität unter Druck- und Temperaturbedingungen eines geothermischen Reservoirs wurden temperierte Triaxial-Tests an Analogproben unter Beaufschlagung von Porendruck durchgeführt. Hierzu wurde eine vom Fachgebiet Angewandte Geothermie der TU Darmstadt und der Firma APS Wille Geotechnik neuentwickelte Thermo-Triaxial-Zelle verwendet (Pei et al. 2014).

6.5.1 Bestimmung der Gesteinspermeabilität

Das von Hornung & Aigner (2002) entwickelte Minipermeameter ist ein druckluftbetriebenes Gaspermeameter, mit dem auf einer glatten Probenoberfläche die Permeabilität einer Gesteinsprobe gemessen werden kann. Eine pneumatisch betriebene Injektionsdüse wird dabei rechtwinklig auf den Probenkörper aufgedrückt, was eine punktuelle Messung der Permeabilität ermöglicht. Auf die Injektionsdüse wird ein mit Kautschuk- oder Neoprenring beklebter Adapter aufgeschraubt, der die Abdichtung zwischen Injektionsdüse und Probe gewährleistet. Über die Injektionsdüse wird durch die zentrale Ringöffnung in Adapter und Neoprendichtung Druckluft in die Gesteinsprobe injiziert und auf konstanten Fluß eingeregelt, was zu einem spezifischen Durchfluss führt (Abb. 6.21). Am Injektionsstrom wird mit Hilfe der Messapparatur der Injektionsdruck p_i und der Massendurchfluss M_i durch die Probe sowie der am Messort herrschende Luftdruck gemessen. Der Injektionsdruck ergibt sich aus dem Luftdruck p_L und dem Differenzdruck Δp , der über das Kontrollprogramm

vorgegeben werden kann. Der Differenzdruck muss hierbei der entsprechend der erwarteten Permeabilität der zu messenden Gesteinsart eingestellt werden. Für permeable Gesteine werden Differenzdrucke von 200 bis 500, für sehr gering permeable Gesteine auch bis zu 1000 mbar angesetzt. Dabei ist zu beachten, dass mit höherem Differenzdruck auch die Wahrscheinlichkeit steigt, dass die Luft zwischen Dichtung und Gestein entweicht. Der die Probe durchströmende Volumenstrom Q_i wird durch das Auswertungsprogramm automatisch über den Injektionsdruck und den Massenstrom M_i wie folgt berechnet:

$$Q_i = \frac{p_i}{p_L} \cdot M_i \quad [6.15]$$

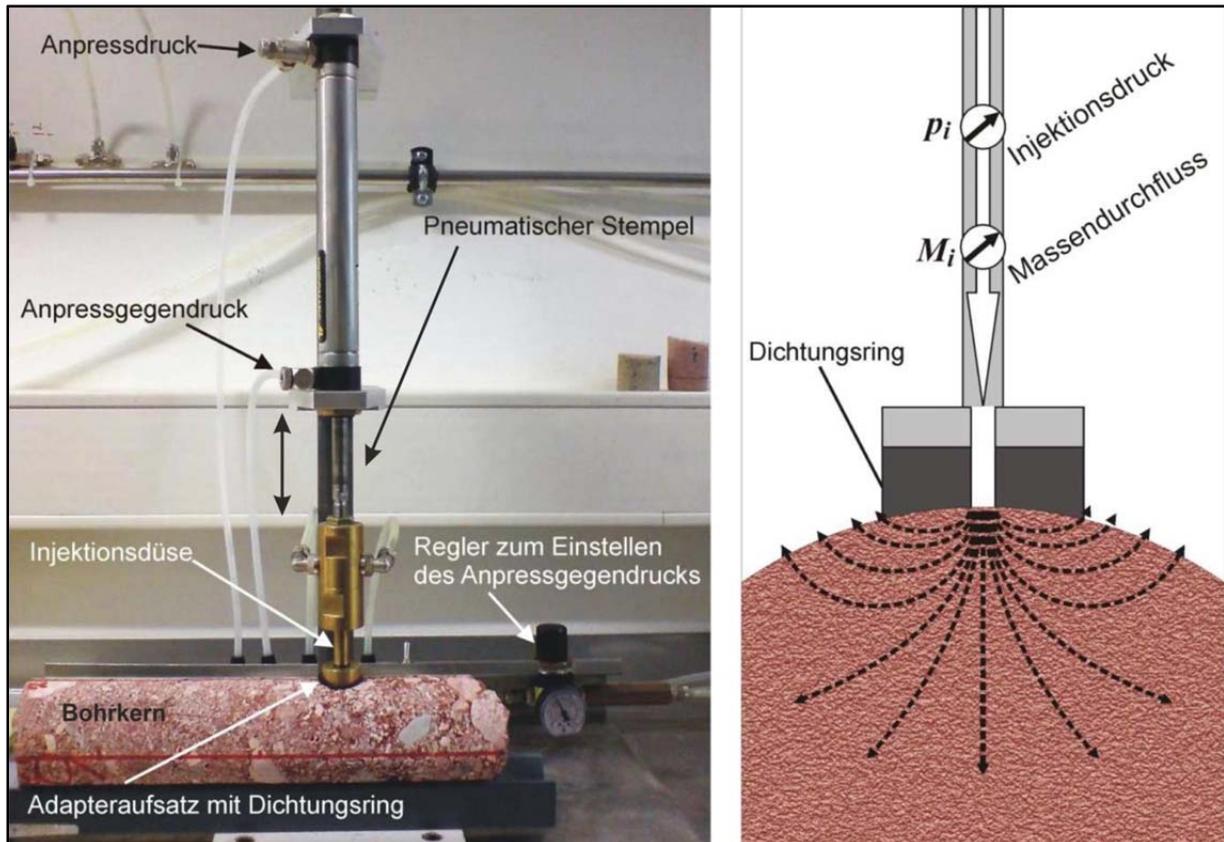


Abb. 6.21: Foto und Skizze des Minipermeameters (Bär 2008).

Da Luft kompressibel ist, wird die Permeabilität mittels einer abgewandelten Form der Darcy-Gleichung berechnet. Unter der Annahme von Homogenität des Gesteins würde sich bei der punktförmigen Injektion von Druckluft ein dreidimensionales nahezu radialsymmetrisches Strömungsbild ausbilden (Bär 2008). Um dieses Strömungsbild besser wiedergeben zu können, werden Fließquerschnitt und die Fließlänge durch den Innendurchmesser des Adapters und ein Geometriefaktor bei der Berechnung der resultierenden scheinbaren Permeabilität K_s berücksichtigt:

$$K_s = \frac{Q_i \cdot \eta_{L,20} \cdot 2 \cdot p_i}{G_0 \cdot d \cdot (p_i - p_l)^2} \quad [6.16]$$

mit:

$$Q_i = \text{Fließrate} \quad [m^3/s]$$

d	= Innendurchmesser	[m]
G_0	= Geometriefaktor	[-]
$\eta_{L, 20}$	= dynamische Viskosität von Luft bei 20°C	[kg/(m·s)]
p_i	= Injektionsdruck	[Pa]
p_l	= Luftdruck	[Pa]

Gemäß dieser Annahme wurde von Goggin et al. (1988) durch Kalibrierung mit einem numerischen Strömungsmodell eine Gleichung zur Berechnung des Geometriefaktors abgeleitet, welche die Bestimmung des durchströmten Volumens ermöglicht. Der Geometriefaktor wird dabei als eine Funktion von Probengeometrie (Probenradius und Probenlänge) und Radius der Injektionsdüse beschrieben sowie für zwei Strömungsarten unterschieden: zum einen für die Strömung eines kompressiblen Fluids im Halbraum und zum anderen für die uneingeschränkte Strömung durch Bohrkerne. Unter der Annahme der Ausbildung eines radialsymmetrischen, hemisphärischen Strömungsbildes unter stationären Bedingungen in Bohrkerne kann somit der Geometriefaktor nach Goggin et al. (1988) berechnet werden. Da jedoch die mathematische Herleitung des Geometriefaktors nur unter der Annahme einer homogenen, isotropen Probe gilt, kann er für heterogene Gesteinsproben nicht rechnerisch ermittelt werden. Eine Ermittlung des Geometriefaktors für Gesteine kann demnach nur empirisch erfolgen. Dafür muss eine repräsentative Anzahl von Gesteinsproben einer Gesteinsart mit der für das Säulenpermeameter nötigen Probengeometrie vorhanden sein (Bär 2012). An den Probenzylindern mit einem Durchmesser von 40 mm und einer maximalen Höhe von 50 mm wird dann mit dem Säulenpermeameter die Permeabilität gemessen. Anschließend wird an den Stirnflächen, an denen im Säulenpermeameter der Injektionsdruck angelegt wurde, die Permeabilität mit dem Minipermeameter gemittelt über mindestens 10 Messpunkte gemessen. Seitliche Druckverluste bei den Minipermeametermessungen können aufgrund der geringen Größe des bei der Messung durchströmten Bereiches vernachlässigt werden (Jaritz 1999). Anhand dieser Messwerte kann der Geometriefaktor so angeglichen werden, dass die Standardabweichung der Ergebnisse der Minipermeametermessungen minimal ist im Vergleich zu den Ergebnissen der Säulenpermeametermessungen (Bär 2012). Der Geometriefaktor wurde durch Hornung & Aigner (2002) für fluviatile Sandsteine des Keuper empirisch ermittelt und kann als Mittelwert für Sandsteine, die unter ähnlichen Faziesbedingungen abgelagert wurden, angesehen werden. Auch für andere Gesteinsarten, die im Rahmen dieser Arbeit untersucht wurden, sind die mit dem Minipermeameter gemessenen scheinbaren Permeabilitäten eine hinreichend gute Abschätzung für die Größenordnung der Matrixpermeabilität. Zur Identifikation von Korrelationen der Matrixpermeabilität mit anderen Gesteinseigenschaften, wie z. B. Porosität oder Wärmeleitfähigkeit sind die Messungen mit dem Minipermeameter jedoch nicht oder nur bedingt geeignet (Bär 2012). Der Messfehler des Minipermeameters hängt von mehreren Faktoren ab, die von Jaritz (1999) und Bär (2008) eingehend beschrieben und untersucht wurden. Die Größenordnung der zu analysierenden Kenngröße beeinflusst die Streuung der Ergebnisse maßgeblich, so dass eine Messgenauigkeit von 5 % bei hochpermeablen Gesteinen ($K \geq 10^{-14} \text{ m}^2$) gewährleistet werden kann, während impermeable Gesteine ($K \leq 10^{-16} \text{ m}^2$) Messfehler von über 400 % aufweisen können (Bär 2008). In dieser Studie wurden vereinzelt maximale Messfehler bei impermeablen Karbonaten von 90% erreicht (Anhang 13.2).

Mittels des Säulenpermeameters (Abb. 6.22) wird die intrinsische Permeabilität (K_i) nach Klinkenberg (1941) gemessen. Die intrinsische Permeabilität entspricht der effektiven Gaspermeabilität für Luft unter unendlich hohem Druck und ist für natürliche Sandsteine in der Regel etwa doppelt so hoch wie die Permeabilität für Wasser (Hornung & Aigner 2004). Da die Permeabilität nicht unter unendlich hohem Druck gemessen werden kann, wird beim Säulenpermeameter die scheinbare Gaspermeabilität unter mindestens 5 Druckstufen zwischen 1.000 und 5.000 mbar bei gleich bleibender Druckdifferenz bestimmt.

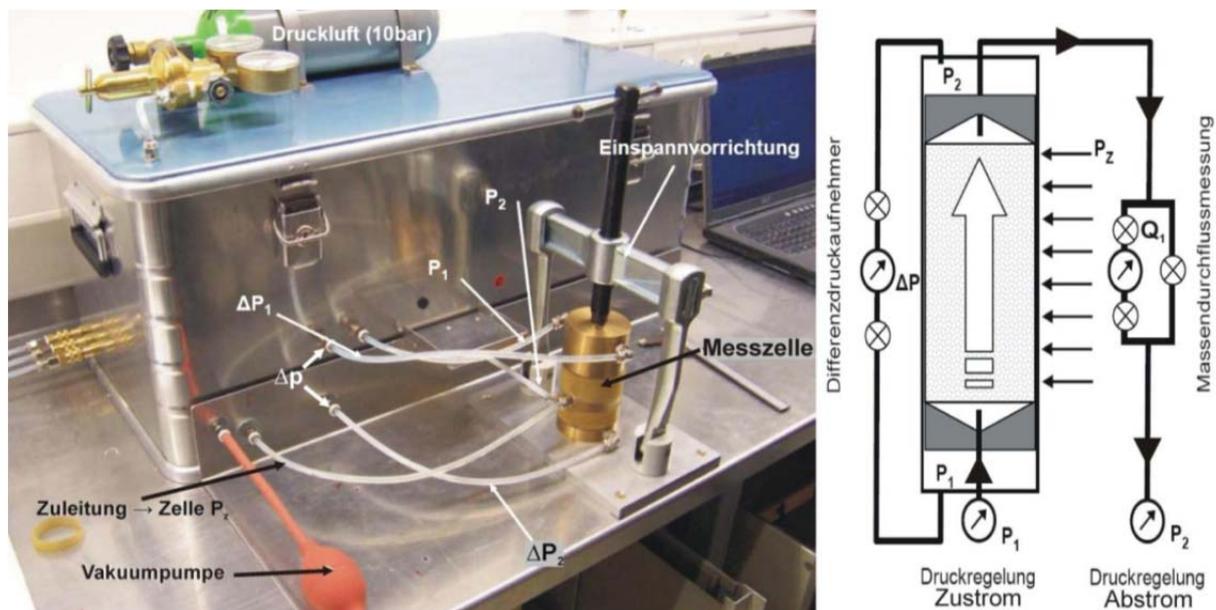


Abb. 6.22: Rechts: schematischer Aufbau des Säulenpermeameters; Links: geschlossene und in der Einspannvorrichtung fixierte Messzelle, das Gehäuse mit den Regelungseinheiten und die Druckluftflasche für den Anpressdruck der Latexmembran (Bär 2012).

Die Höhe der jeweiligen Druckstufe wird über den Abstromdruck P_2 eingestellt. Der Anstromdruck P_1 ergibt sich aus dem jeweiligen Abstromdruck und dem Differenzdruck Δp , dessen Größe für jede Messreihe der erwarteten Durchlässigkeit der Gesteinsprobe anzupassen ist, um eine gleichmäßige Durchströmung der Probe im optimalen Messbereich des Gerätes zu gewährleisten (Abb. 6.22). Da durch diese Vorgehensweise während einer Messreihe die Erhöhung des mittleren Porendruckes ohne Erhöhung des Druckgradienten in der Probe erfolgt, bleibt die Fließgeschwindigkeit klein und störende Turbulenzen können vermieden werden (Bär 2012). Vor jedem Messvorgang muss die Höhe h und der Radius r des Probenzylinders gemessen werden, bevor die Probe in die Messzelle eingebaut wird. Als Abdichtung der Messzelle dient eine 1 mm dicke Latexmembran, die nach Einbau der Probe und Schließen der Messzelle in der Einspannvorrichtung mit einem äußeren Zelldruck P_z von 8 bis 10 bar an die Probe angepresst wird, um Umläufigkeiten zu vermeiden. Jeder Messvorgang besteht aus einer Serie von 5 bis 10 Einzelmessungen, für die die Höhe des Abstromdrucks im Konfigurationsprogramm eingestellt werden kann. Bei den Einzelmessungen wird jeweils der Luftdruck P_L , der Differenzdruck Δp , der Volumendurchfluss am Anstrom der Probe Q_1 und der Abstromdruck P_2 gemessen. Der jeweilige Anstromdruck P_1 wird aus Abstromdruck und Differenzdruck berechnet. Der Volumendurchfluss im Abstrom der Probe ergibt sich demnach zu:

$$Q_2 = \frac{P_1}{P_2} \cdot Q_1 \quad [6.17]$$

Zur Auswertung wird für jede Einzelmessung einer Messreihe anhand der gemessenen Werte mittels Darcy Gesetz für kompressible Fluide die scheinbare Permeabilität (K_a) in m^2 berechnet, und im sogenannten Klinkenbergdiagramm (Abb. 6.23) gegen den reziproken mittleren Druck ($1/P^*$) der jeweiligen Druckstufe aufgetragen.

$$K_a = \frac{2 \cdot \eta_f \cdot h \cdot P_2 \cdot Q_2}{\pi \cdot r^2 \cdot (P_1^2 - P_2^2)} \quad [6.18]$$

K_a = Scheinbare Permeabilität [m^2]
 η_f = Dynamische Viskosität des Fluids [Ns/m^2]
 h = Höhe des Probenkörpers [m]
 r = Radius des Probenkörpers [m]
 Q_2 = Volumendurchfluss [m^3/s]
 P_1 = Anstromdruck [N/m^2]
 P_2 = Abstromdruck [N/m^2]

Der reziproke mittlere Druck ($1/P^*$) ergibt sich aus:

$$\frac{1}{P^*} = \frac{2}{P_1 + P_2} \quad [6.19]$$

Aus den Einzelmessungen wird anschließend die Regressionsgerade berechnet, die in der Regel eine positive Steigung aufweist und die Y-Achse theoretisch bei unendlich hohem Druck schneidet ($1/P^*$ gegen 0). Dieser Schnittpunkt entspricht dem Y-Achsenabschnitt der Regressionsgeraden und somit der intrinsischen Permeabilität K_i in m^2 .

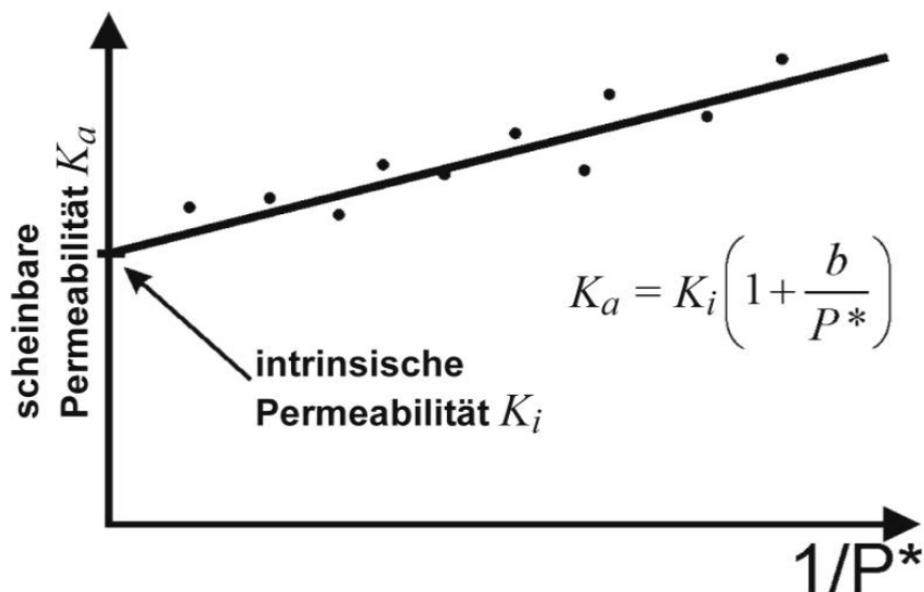


Abb. 6.23: Exemplarischer Klinkenbergplot zur Ermittlung der intrinsischen Permeabilität einer Gesteinsprobe (Bär 2012).

Die Klinkenbergkorrektur ermöglicht also eine Berücksichtigung der Gleitströmung und ist ebenso wie der Messablauf, die Berechnung der Permeabilität mit dem Säulenpermeameter sowie die Effekte der Gleitströmung bei Jaritz (1999) ausführlich beschrieben. Die Klinkenbergkorrektur kann nur bei Permeabilitäten unter $5 \cdot 10^{-14} m^2$ und Klinkenbergfaktoren

über 0,24 bar angewendet werden, da die Messergebnisse andernfalls nicht zwangsläufig eine eindeutige Klinkenberggerade ergeben, sondern Verteilungen zeigen, deren Regressionsgeraden negative Steigungen haben können (Jaritz 1999). Bei hohen Durchlässigkeiten von über $5 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2$ sind die Abweichungen der scheinbaren Permeabilität von der intrinsischen Permeabilität demnach kleiner als 13 % und eine Klinkenbergkorrektur aufgrund der Größenordnung des Messfehlers von bis zu 15 % nicht mehr sinnvoll (Bär 2012). Zur Bestimmung der Permeabilität der Proben, bei denen gemäß der Größenordnung ihrer Permeabilität und ihres Klinkenbergfaktors eine Korrektur nach Klinkenberg nicht sinnvoll durchführbar ist, wird das arithmetische Mittel der Einzelmessungen verwendet (Jaritz 1999).

6.5.2 Thermo-Triaxial Versuche

Die Gesteine geothermischer Reservoire und darin zirkulierende Fluide unterliegen komplex ablaufenden physikalisch-chemischen Reaktionen. Die Gesteine interagieren dabei mit den heißen, z. T. hochmineralisierten Fluiden (Alteration/Korrosion). Hierbei können mineralische Bestandteile gelöst, transportiert und abgelagert werden, bei gleichzeitiger Veränderung des Fluidchemismus. Dadurch wiederum entstehen Veränderungen der hydraulischen, mechanischen und chemischen Eigenschaften der Reservoirgesteine.



Abb. 6.24: Links: Elektromechanische Porendrucksteuerung mit integrierter Volumenmessung, Maximaldruck 50 MPa, Volumen 200 ccm. Mitte: 3000 kN Prüfrahm mit einfach wirkendem Plungerkolben, Kolbenhub 100 mm. Mitte-rechts: Digitales Echtzeit-Regelsystem mit 5 kHz Regelfrequenz und 20 bit Abtastrate auf dem Hydraulikaggregat für die Prüfpresse. Rechts: Temperaturregelung für das Doppelkammersystems bis 170°C und hydraulische Steuerung zur Erzeugung des Seitendrucks in der Triaxialzelle bis 600 bar (Stegner et al. 2012, Pei et al. 2013).

Typische Folgen sind Veränderungen der Permeabilität, ausgelöst sowohl durch das Blockieren von Trennflächen als auch der Porenräume durch Mineralumwandlung oder -ablagerung. Alternativ kann die hydrothermale Alteration zur Entfestigung des Gesteins und zur Schaffung präferenzierter Fließwege mit damit einhergehender Permeabilitätserhöhung führen (Reservoirkorrosion) (Huenges 2010). Untersuchungen in-situ sind auf Grund der tiefen Lage der Reservoirgesteine nur sehr eingeschränkt möglich und müssen daher

experimentell im Labor durchgeführt werden, wobei die Reaktionen unter möglichst realitätsnahen Reservoirbedingungen ablaufen sollten.

Der Bereich der Gesteinspermeabilitäten, der mit der Thermo-Triaxial-Prüfanlage (Abb. 6.24) unter Reservoirbedingungen untersucht werden kann, reicht von technisch dicht (bis ca. 10^{-19} m²) bis zu hochdurchlässig (10^{-9} m²). Turbulent instationäre Fließsysteme sind damit ebenso einstellbar wie laminar stationäre Zustände.

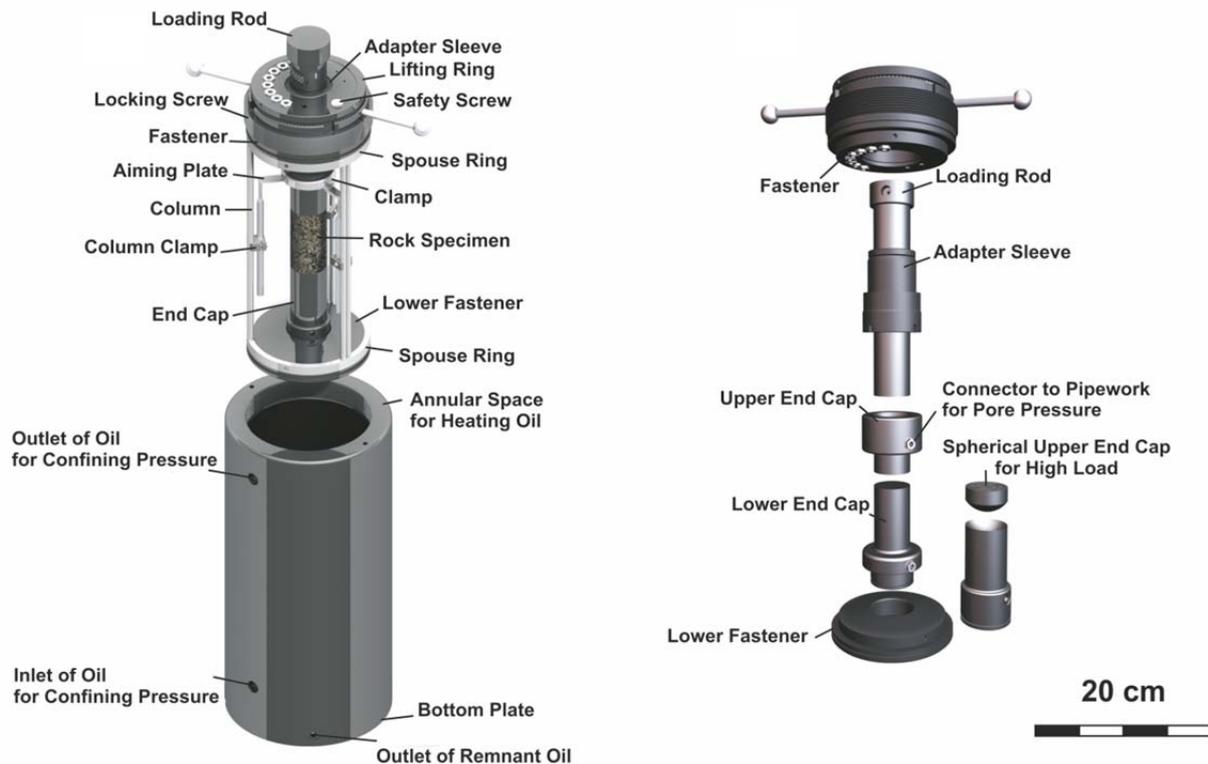


Abb. 6.25: Explosionszeichnung der Innenzelle der Felstriaxial- und Permeabilitätsprüfanlage. Der Bohrkern wird zwischen der oberen Druckplatte und dem unteren Austauschstempel eingebaut (Pei et al. 2014).

Die Hochdruckinnenzelle (Abb. 6.25) der Felstriaxial- und Permeabilitätsprüfanlage kann stufenlos Temperaturen von 20 – 170°C abbilden. Die Steuerung der Axiallast ist bis 3000 kN möglich und die Messung der Verformung mit induktiven Wegaufnehmern hat eine Genauigkeit von 0,001 mm. Die Seitendrucksteuerung kann bis 600 bar mit Kompensation der temperaturbedingten Volumenänderung des Hydrauliköls von bis zu 20% und Messung der Radialverformung mit 3 Sensoren bei einer Genauigkeit von 0,15% erfolgen. Die eigentliche Messzelle besteht aus V4A-Stahl mit einem Laststempeldurchmesser von 50 mm und kann Bohrkern von 64 mm über Druckplatten für Permeabilitäts- und Kompressionsversuche aufnehmen (Abb. 6.26). Zudem ist die Zelle gegen ein weites Spektrum an aggressiven Fluiden resistent. Somit können verschiedene hydrothermale Wässer, die z.B. schwefel- oder kohlenstoffhaltig sind, eingesetzt werden. Durchströmungsversuche mit reinem Wasser, wie in der vorliegenden Arbeit angewendet, dienen zur Bestimmung der Permeabilität und ggf. zur Quantifizierung der hydrothermalen Alteration. Die Durchlässigkeit kann unter instationären Bedingungen oder stationären Dauerdurchströmungen bestimmt werden. Hierfür wird vom unteren und oberen Austauschstempel getrennt voneinander bis zu 500 bar Porendruck auf die Probe

aufgebracht. Die Analoggesteinsproben können in der Zelle wahlweise statisch oder dynamisch belastet werden.

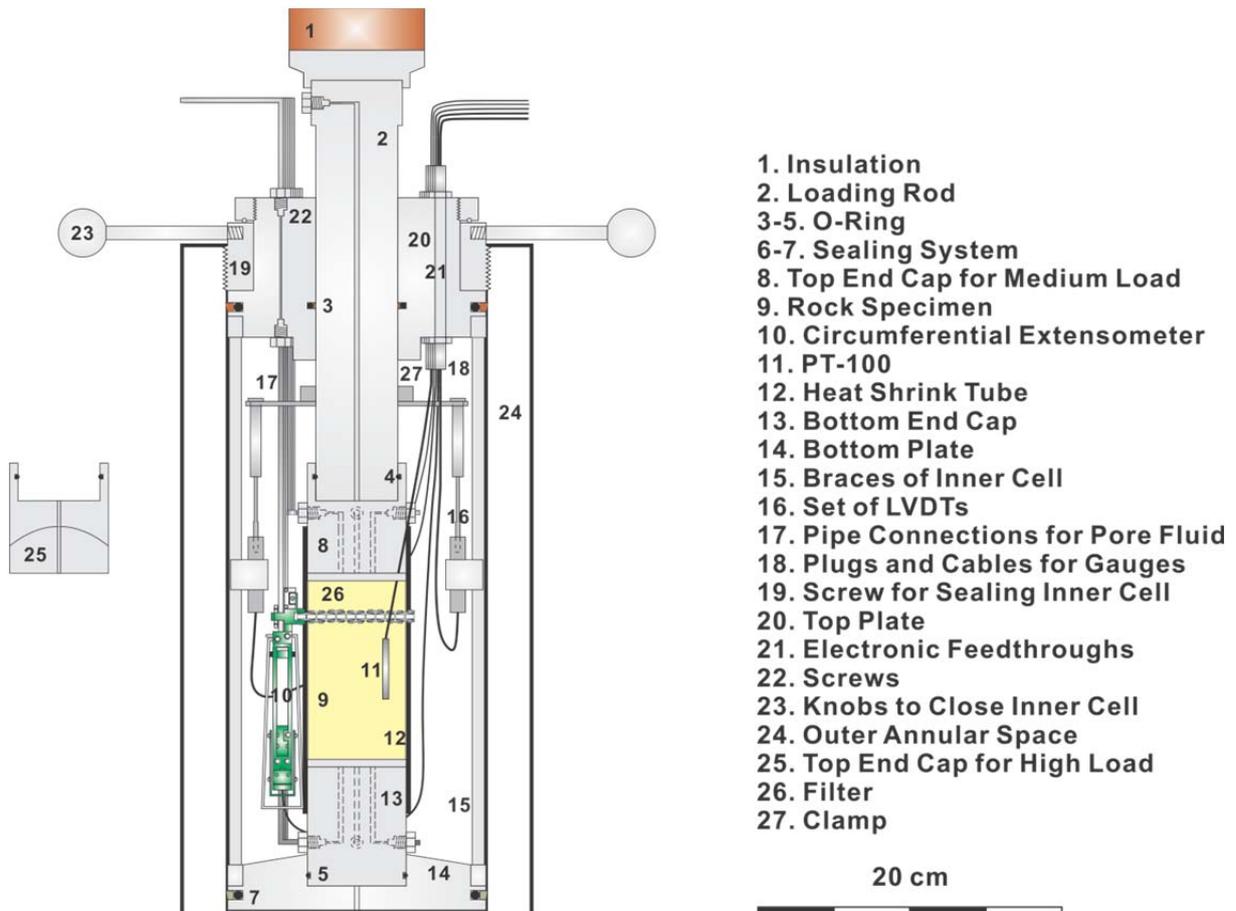


Abb. 6.26: Profilschnitt durch Thermo-Triaxialzelle mit eingebauter Gesteinsprobe (gelber Bereich) und Messsensorik für Permeabilitätsmessungen bei Zellodurchströmung und Bestimmung des thermischen Expansionskoeffizienten (Pei et al. 2014).

Die Experimente in der Triaxialprüfanlage liefern zudem Kennwerte, die die numerische Simulation der Einflüsse von ständiger Zirkulation, Entnahme und Reinjektion von unterschiedlich temperierten Fluiden im Reservoir ermöglichen.

Die Berechnung der Permeabilität unter Test- bzw. Reservoirbedingungen erfolgt für Gesteine, die eine Permeabilität größer als 10^{-15} m^2 besitzen, bei stationärem Fließregime nach dem Darcy-Gesetz (Darcy 1856). Hierzu wird differentieller Porendruck über den unteren und oberen Austauschstempel auf die Gesteinsprobe appliziert und der sich einstellende Volumenfluss über die Versuchszeit gemessen. Der differentielle Porendruck wird durch eine höhere Druckaufgabe des unteren Austauschstempels auf die Gesteinsprobe erzeugt. Die Permeabilität lässt sich somit nach Gl. [6.20] berechnen:

$$k = \frac{V \cdot L \cdot \mu}{A \cdot t \cdot \Delta P} \quad [6.20]$$

mit:

k = Permeabilität [m^2]

V = Volumen des Durchflusses [m^3]

L = Länge der Gesteinsprobe [m]

μ = temperaturabhängige Viskosität des Durchströmungsfluids (destilliertes Wasser) [$\text{Pa} \cdot \text{s}$]

A = Querschnittsfläche der Gesteinsprobe [m^2]

t = Versuchszeit [s]

ΔP = differenzieller Porendruck [Pa].

Die Permeabilitätsberechnung unter Testbedingungen von Gesteinsproben, die eine Permeabilität geringer als 10^{-15} m^2 aufweisen, wird unter instationären Bedingungen nach der Methode von Brace (1968) ausgewertet. Hierbei kann der initiale Porendruckimpuls (Differenzdruck) von einem der beiden Druckgeber aufgegeben werden und der sich je nach Fließrichtung einstellende ansteigende und absteigende Volumenfluss (Porendruck) wird durch die Porendruckgeber (VPC) über die Versuchszeit gemessen.

$$k = \frac{\alpha \cdot V_1 \cdot V_2 \cdot L \cdot \mu \cdot \beta}{(V_1 + V_2) \cdot A} \quad [6.21]$$

mit:

α = Absolutwert des bestimmten Druckgradienten [s^{-1}]

V_1 = Volumen des aufsteigenden Fluids [m^3]

V_2 = Volumen des absteigenden Fluids [m^3]

L = Länge der Gesteinsprobe [m]

μ = temperaturabhängige Viskosität des Durchströmungsfluids (destilliertes Wasser) [$\text{Pa} \cdot \text{s}$]

β = Kompressibilität des Durchströmungsfluids (destilliertes Wasser) [Pa^{-1}]

A = Querschnittsfläche der Gesteinsprobe [m^2]

Da die Geometrie der Gesteinsprobe und die Viskosität des durchströmenden Fluids bei eingestellten Temperaturen als bekannt und konstant angesehen werden können, ist die Genauigkeit des Testergebnisses noch abhängig von der aufgebrachten Druckdifferenz und dem Volumenfluss pro Zeiteinheit. Die Genauigkeit der Streuung des Druckgebers beträgt $\pm 10 \text{ kPa}$, somit ergibt sich für einen Porendruckunterschied von beispielweise 100 kPa ein möglicher Messfehler des Volumenflusses pro Zeiteinheit von ca. 15% und dementsprechend ein möglicher Fehler in der Permeabilitätsberechnung von 26 - 30%. Durch eine stufenweise Erhöhung des aufgebrachten Spannungsgefüges (größte Hauptnormalspannung δ_1 (vertikal) und kleinste Hauptnormalspannung ($\delta_2 = \delta_3$ Umgebungsspannung)) unter hydrostatischen Bedingungen kann die Permeabilität unter unterschiedlichen hydrostatischen Druckbedingungen gemessen werden (Pei et al. 2014). So kann ebenfalls die Änderung der Porosität eines gesättigten Gesteinskörpers als Folge unterschiedlicher Druckzustände durch die Erfassung des Porendruckes über die Druckgeber erfolgen. Wird zusätzlich die Temperatur der Testzelle wahlweise kontinuierlich oder stufenweise erhöht, kann somit auch die Temperaturabhängigkeit der Permeabilität erfasst werden. Die Messung der Permeabilität während unterschiedlicher Temperaturzyklen (isotherme Bedingungen) kann unter be- und entlastenden Spannungsbedingungen durchgeführt werden und dient somit zur Untersuchung temperaturbedingter Effekte auf spannungssensitive petrophysikalische Gesteinseigenschaften.

Bei gleichzeitiger Messung der lateralen Dehnung der Gesteinsprobe mittels eines umspannenden Kettengliedes (radiales Extensiometer) und vertikaler Extensiometer wird die Messung des thermischen Expansionskoeffizienten ermöglicht. Der volumetrische thermische Expansionskoeffizient α hat die Einheit K^{-1} . Er gibt das Verhältnis zwischen der

relativen Volumenzunahme dV/V und der Temperaturänderung dT eines Körpers an und lässt sich nach Pei et al. (2014) wie folgt berechnen:

$$\alpha = \frac{3(D_n - D_{n-1})}{D_{n-1}(T_n - T_{n-1})} \quad [6.22]$$

Hierbei ist D der Durchmesser [m] und T die Temperatur [°C] der Gesteinsprobe zu unterschiedlichen Testbedingungen mit n stationären Messintervallen (bspw. Erhöhung der Druck- und Temperaturbedingungen).

6.6 Bestimmung der einaxialen Druckfestigkeit

Die einaxiale Druckfestigkeit von Festgesteinen ist die Druckfestigkeit bei unbehinderter Seitendehnung. Darüber hinaus können in diesem Versuch das Verformungsmodul und die Querdehnungszahl ermittelt werden. Für die Bestimmung der einaxialen Druckfestigkeit von Gesteinen liegt die DIN EN 1926 (2007) Prüfverfahren für Naturstein – Bestimmung der einachsigen Druckfestigkeit; Deutsche Fassung EN 1926:2006 vor. Zudem sollte die Neufassung der Empfehlung Nr. 1 des Arbeitskreises Versuchstechnik Fels der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik e.V. Einaxiale Druckversuche an zylindrischen Gesteinsprüfkörpern von berücksichtigt werden (Mutschler 2004).



Abb. 6.27: Prüfpresse Typ 102/1000S für den einaxialen Druckfestigkeitsversuch.

Beim einaxialen Druckversuch werden die Probenkörper in einer Prüfpresse (Abb. 6.27) solange einer kontinuierlich gesteigerten axialen Druckbelastung ausgesetzt, bis der Versagensbruch eintritt (Abb. 6.28). Die axial wirkende Spannung σ ist der Quotient aus

der wirkenden Kraft F und der Querschnittsfläche des Probenkörpers A vor Versuchsbeginn:

$$\sigma = \frac{F}{A} \quad [6.23]$$

σ = axiale Spannung	[kN/mm ²]
F = Kraft der Prüfpresse	[kN]
A = Querschnittsfläche des Probenkörpers	[mm ²]

Der Höchstwert der beim Versuch aufgebrachten Spannung, welche vom Prüfkörper bis zum Bruch aufgenommen werden kann, ist die einaxiale Druckfestigkeit $\sigma_u = \sigma_{\max}$.



Abb. 6.28: Probenkörper *Drü 8-1A* ($l = 145\text{mm}$, $d = 64\text{mm}$) in der Prüfpresse vor (links) und nach dem Versuch (rechts). Deutlich sind im Versagenskörper die sich kreuzenden Bruchflächen zu erkennen.

Durch Erfassung der Längs- und Querdehnung des Probenkörpers und durch Be- und Entlastungszyklen bei der Versuchsdurchführung lassen sich der Verformungs- und Elastizitätsmodul sowie die zugehörige Querdehnungszahl als weitere Kennwerte bestimmen. Als Prüfkörper wurden ofentrockene Bohrkern mit einem Durchmesser von 64 mm verwendet. Der Durchmesser des Probenzylinders wurde zuvor als Mittelwert aus sechs Einzelmessungen (im unteren, mittleren und oberen Bereich des Bohrkerns in jeweils zwei zueinander normalen Richtungen) bestimmt. Der Prüfkörper soll mindestens das Zehnfache des größten Einzelkorndurchmessers des Gesteins betragen und nicht kleiner als 30 mm sein (Mutschler 2004). Auch die Länge des Zylinders wurde als Mittelwert aus zwei Messungen in zwei zueinander senkrecht stehenden Richtungen ermittelt. Die Länge richtete

sich nach der Größe der jeweiligen Handstücke. Nach DIN EN 1926:2006 muss die Achse des Probenkörpers senkrecht zu den Anisotropieebenen, das heißt zu beispielsweise Schichtungs- oder Schieferungsebenen, verlaufen. Bei Abweichung von dieser Belastungsrichtung entstehen auf den Trennflächen Schubspannungen. Mit zunehmender Richtungsabweichung wird die Festigkeit des Gesteins (bzw. des Gebirges) allein durch die Scherfestigkeit auf diesen Flächen bestimmt, was zu einem Abfall der einaxialen Druckfestigkeit um 60 - 80 % führt (Prinz & Strauß 2006). Nach Mutschler (2004) soll der einaxiale Druckversuch an zylindrischen Probenkörpern durchgeführt werden, deren Länge etwa dem zweifachen des Durchmessers entsprechen soll. Wenn das Verhältnis der Länge zu Durchmesser kleiner als zwei ist, ist die an den zu kurzen Prüfkörpern bestimmte einaxiale Druckfestigkeit σ_u auf den Wert $\sigma_{u(2)}$ abzumindern. Die Abminderung erfolgt mittels Korrekturfaktor:

$$\sigma_{u(2)} = \frac{8 \cdot \sigma_u}{7 + 2 \cdot \frac{d}{l}} \quad [6.24]$$

σ_u = einaxiale Druckfestigkeit	[kN/mm ²]
$\sigma_{u(2)}$ = abgeminderte einaxiale Druckfestigkeit	[kN/mm ²]
d = Durchmesser des Prüfzylinders	[mm]
l = Länge des Prüfzylinders	[mm]

Tab. 6.4: Zulässigkeit der Bestimmung der Druckfestigkeit in Abhängigkeit von der Prüfkörperschlankheit. l : Länge des Prüfzylinders, d : Durchmesser des Prüfzylinders (Mutschler 2004).

Prüfkörperschlankheit	Bestimmung der einaxialen Druckfestigkeit
$l/d > 2,5$	nicht zulässig
$2,0 < l/d < 2,5$	zulässig (ideal)
$1,0 < l/d < 2,0$	zulässig, jedoch mit Abminderung nach Gleichung [6.24]
$l/d < 1,0$	nicht zulässig

Tabelle 6.4 zeigt die Zulässigkeit der Bestimmung der einaxialen Druckfestigkeit von der Prüfkörperschlankheit, das heißt von dem Verhältnis Länge zu Durchmesser des Prüfzylinders. Die Endflächen der Bohrkerne wurden zudem planparallel geschliffen. Die für die Versuchsdurchführung ausgewählten Bohrkerne sollten makroskopisch rissfrei sein und eine glatte Mantelfläche aufweisen. Die Belastungsgeschwindigkeit beziehungsweise die Spannungsrate ist so zu wählen, dass die Versuchsdauer bis zum Erreichen der maximalen Spannung mindestens fünf Minuten beträgt (Mutschler 2004). In der Versuchsdurchführung wurde zu Beginn der Messung eine Belastungsgeschwindigkeit von 0,5 kN/(mm²·s) gewählt. Nach Ermittlung der ersten Druckfestigkeiten konnte gemäß der hohen Druckfestigkeitswerte die Kraftaufbringungsrate auf bis zu 1.5 kN/mm²·s erhöht werden. Die Belastung muss dabei konstant und gleichmäßig zunehmen. Festgesteine können in Abhängigkeit von der einaxialen Druckfestigkeit entsprechend Tabelle 6.5 klassifiziert werden.

Tab. 6.5: Klassifikation der Gesteine in Abhängigkeit von der einaxialen Druckfestigkeit [in MPa (entspricht N/mm² oder MN/m²)], DIN: Deutsches Institut für Normung, IAEG: International Association for Engineering Geology and the Environment, ISRM: International Society for Rock Mechanics (Prinz & Strauß 2006).

DIN 1054 (2005)	IAEG-Empfehlung (Matula 1981)	ISRM-Empfehlung 1978/1981 und DIN EN ISO 14689-1 (2004)	Gesteinsarten
	> 230 = extrem fest	>250 = extrem hoch	Basalt, Diabas, Quarzit, feinkörniger Granit, Gneis
	120 – 230 = sehr fest	100 – 250 = sehr fest	Quarzitische Sandsteine, Kalksteine
> 50 = hart	50 – 120 = fest	50 – 100 = hoch	Gneis, Kalksteine , Tonschiefer, Sandsteine, Granit, Dolomit
12,5 – 50 = mäßig hart	15 – 50 mäßig fest	25 – 50 = mäßig hoch	Sandsteine, Tonschiefer, Tonsteine, Kalkmergelsteine
5 – 12,5 = mäßig mürb	1,5 – 15 = gering fest	5 – 25 gering	Salzgesteine, Kreide
1,25 – 5 = mürb		1 – 5 = sehr gering	verwitterte Gesteine
< 1,25 sehr mürb		< 1 = extrem gering	stark verwitterte und entfestigte Gesteine

6.7 Dünnschliffanalyse

Die Bestimmung und Zuordnung einzelner Gesteinsproben zu Faziestypen (Kap. 6.3) wurde unterstützend durch mikroskopische Methoden durchgeführt. Hierzu müssen mineralische Komponenten, Textur und Gefüge analysiert werden. Gesteinsdünnschliffe mit einer Dicke von 30 µm (Format 30 cdot 30 mm) können für die Durchlicht- und Polarisationsmikroskopie genutzt werden. Die genormte Schliffdicke ermöglicht, dass die Minerale lichtdurchlässig sind, so dass sie an spezifischen Merkmalen identifiziert werden können. Einige dieser Eigenschaften sind die Eigenfarbe, der Pleochroismus, das Relief, das Chagrin, die Spaltbarkeit, der Brechungsindex, der optische Charakter und der Auslöschungswinkel (Tröger 1982). Mengenanteile der einzelnen Mineralgruppen können mit der halbquantitativen Schätzmethode mit Vergleichsbildern von Bacelle & Bosellini (1965) ermittelt werden.

6.8 Computertomographische-Messungen

Mikro-Röntgen-Computer Tomographie (µXCT) kann als dreidimensionale zerstörungsfreie Untersuchungsmethode des Porenraums helfen die Eigenschaften von Reservoirgesteinen besser zu charakterisieren. Die Untersuchung und Modellierung von Porenräumen und Porennetzwerken kann einen detaillierten Einblick in die Entwicklung von Permeabilität und Porosität ermöglichen. Gerade bei Aufschlussanalogstudien (z.B. Philipp et al. 2010; Bär et

al. 2011, Homuth & Sass 2014) ist die Untersuchung von Porenraumgeometrie und deren zeitliche Variation resultierend aus Druck, Temperatur und chemischen Prozessen von besonderer Bedeutung. Derartige Untersuchungen sind in der Öl- und Gasindustrie weit verbreitet, werden aber auch zunehmend bei der Untersuchung geothermischer Reservoirs angewendet. Die kombinierte Untersuchung von Gesteinsproben aus Aufschlussanalogstudien unter Einsatz von μ XCT und einer Thermo-Triaxial Zelle, kann zu einer verbesserten Prognose der geothermisch relevanten Gesteinseigenschaften im Reservoir führen. Da im Rahmen einer geothermischen Reservoirerschließung nur eine sehr geringe Fehlertoleranz bzgl. kritischer Werte für die zu erzielenden Förderraten und Temperaturen gegeben sind, dürfen diese nur geringfügig unterschritten werden, andernfalls sind viele Projekte häufig nicht mehr rentabel. Eine der Hauptunsicherheiten bei der geothermischen Reservoircharakterisierung ist die Zuweisung von Kennwerten für die Strömungsdynamik im Reservoir (Rühaak et al. 2010). Permeabilitätsmessungen die auf analogen Oberflächenaufschlüssen basieren, lassen sich nur mittels Transfermodellen auf das Reservoir in großen Tiefen bei anderen Druck- und Temperaturbedingungen übertragen. Derartige Werte sind daher mit gewissen Fehler- oder Schwankungsbereichen behaftet und werden häufig im Rahmen einer Kalibrierung (History Matching) relativ frei modifiziert. Eine Möglichkeit die Aussagekraft von Oberflächenaufschlussanaloga zu verbessern, ist es die Reservoirbedingungen (Diagenese, Versenkung und Alteration) im Labor als Experiment nachzubilden. Hierzu erfolgen Experimente mit der Thermo-Triaxial-Zelle (Kap. 8.1.5).

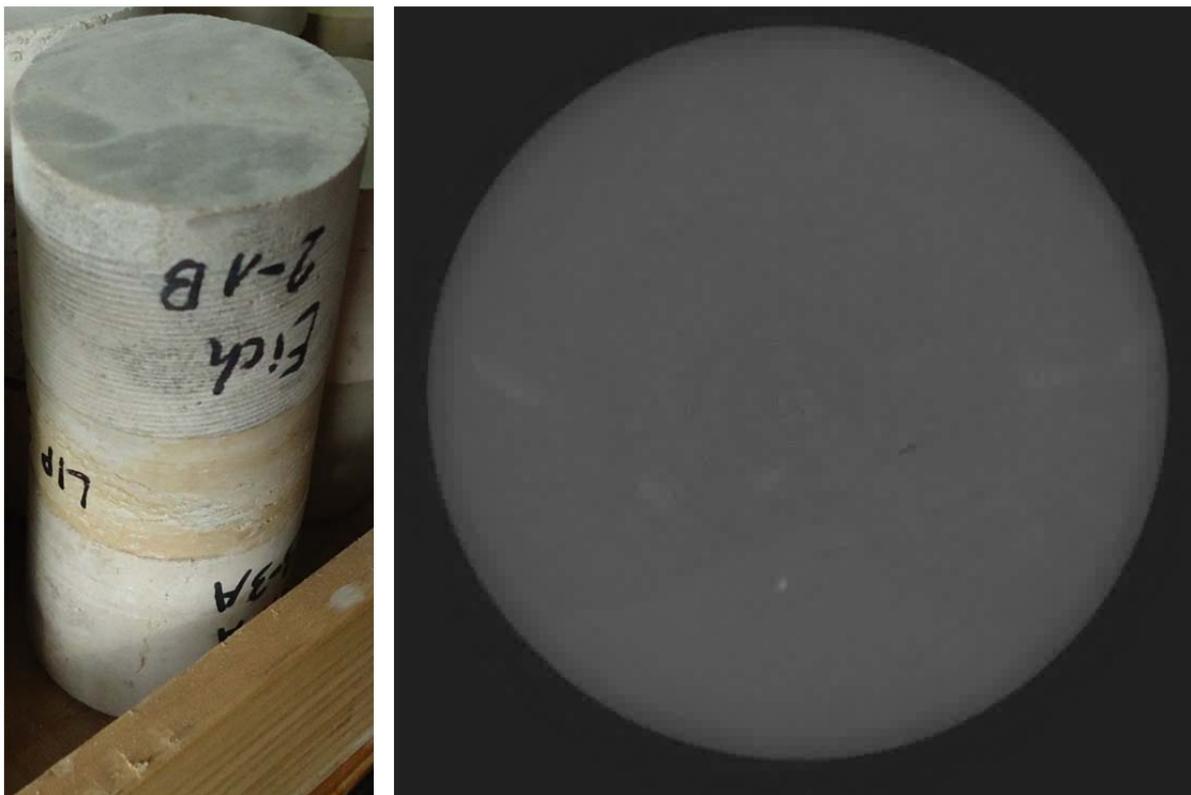


Abb. 6.29: links: Karbonatplug (40 mm Durchmesser) für μ XCT-Messung, rechts: CT-Aufnahme (Aufsicht) des Karbonatplugs, der aufgrund seiner geringen Porosität (>3%) und zu geringen Mineraldichteunterschiede (Kalzit/Dolomit) keine hinreichenden Kriterien für weitere CT-Analysen erfüllt.

Es war geplant, Gesteinsproben aus dieser Studie jeweils vor und nach den Thermo-Triaxial Versuchen mit einer μ XCT zu messen. Generell wurde diese Vorgehensweise jüngst in

Studien von Caubit (2009) und De Boever et al. (2012) demonstriert. Hierbei konnten auf Basis von μ XCT Messungen an homogenen Sandsteinen und Kalken empirische Porennetzwerkmodelle generiert werden, um eine physikalisch basierte Permeabilität zu begründen. Leider zeigte sich bei ersten Versuchen, dass der Dichteunterschied sowie die Porosität in den Karbonatproben zu gering ist, so dass eine Auflösung des Porenraumes und unterschiedlicher Kristallstrukturen (Kalzit/Dolomit) nur bedingt möglich und die Aussagekraft der Ergebnisse daher sehr limitiert ist. Infolge dessen wurde dieser Untersuchungsansatz nicht weiterverfolgt (Abb. 6.29).

7. Analogstudie

7.1 Aufschlusskartierung

Es wurden insgesamt 18 Steinbrüche (Tab. 6.1, Abb. 6.5) für die Gewinnung von repräsentativem Probenmaterial untersucht. Hiervon wurden 10 Steinbrüche im Rahmen zweier Studienarbeiten (Geist 2011, Welsch 2011) detailliert aufgenommen. Die Ergebnisse dieser Aufschlusskartierungen sind in den nachfolgenden Kapiteln zusammengefasst und aufgearbeitet worden. Eine Kurzcharakteristik der einzelnen Steinbrüche kann in Tabellenform dem Anhang 13.3 entnommen werden. Die geothermischen Datenblätter in Anhang 13.1 enthalten zusammenfassende den jeweiligen Lithofaziestypen zugeordnete Angaben zu Gesteinskennwerten und entsprechende Gesteine im Anschliff. Im Kapitel 7.2 ist das Trennflächengefüge und eine Abschätzung der Gebirgspermeabilität dargestellt und analysiert. Die im Aufschluss untersuchten Karstphänomene sind bereits im Kapitel 5.5 dargestellt worden. In Kapitel 7.3 sind die ermittelten physikalischen-geothermischen Gesteinskennwerte, welche maßgeblich zur Reservoircharakterisierung verwendet wurden, erläutert.

7.1.1 Steinbruch Gräfenberg

Im Steinbruch sind die Unterstufen β bis δ des Oberen Jura mit einer Mächtigkeit von ungefähr 40 m aufgeschlossen. Die Basis des Steinbruchs bilden die Werkkalke des Malm β . Diese haben eine hellgraue Farbe und sind dünn- bis mittelbankig (10 - 40 cm), mit einer mikritischen Matrix. Der Malm β ist mit einer Mächtigkeit von etwa 3 m aufgeschlossen und besitzt nur geringe Fossilführung. Das Einfallen des Malm beträgt 5° nach SW. Die Klüftständigkeit reicht von 1 dm bis zu mehreren dm. Die Klüftflächen sind leicht rau, die Klüfte meist um etwa 2 mm geöffnet und größtenteils nicht verfüllt. Vereinzelt lassen sich kalzitisch verheilte Klüfte beobachten. Dem Malm β folgt hangend zunächst die markante grau-grüne Kalk-Mergel-Wechselfolge. Diese etwa 2 m mächtige Wechselfolge stellt die Basis des Malm γ dar und wird als *platynota*-Mergel bezeichnet. Den fossilreichen Mergellagen – meist finden sich eine Vielzahl unterschiedlicher Ammoniten sowie Belemniten – sind 10 bis 15 cm mächtige Kalkbänke zwischengeschaltet. Die grüne Färbung der feinblättrigen Mergellagen ist auf das Mineral Glaukonit zurückzuführen, manche Fossilien sind in Pyriterhaltung zu finden. Es folgen etwa 10 m Kalk-Mergel-Wechselfolgen mit zuerst wohlgebankten Kalken (20 - 30 cm Mächtigkeit), danach mit größerer Variation der Kalkbankmächtigkeiten von 5 bis 30 cm. Stets sind bis zu 15 cm mächtige dunkelgraue Mergellagen zwischengeschaltet. Das Top dieser Kalk-Mergel-Wechselfolge bildet eine auffällige blau-grün-graue Mergellage, der sogenannte *crussoliensis*-Mergel. Dieses hier ca. 1 m mächtige Mergelband ist über die gesamte Aufschlussbreite verfolgbar. Neben zahlreichen Fossilien finden sich bis zu 5 cm dicke zwischengeschaltete Kalkbänke. Das Schichteinfallen beträgt 4° nach SSW. Die Klüftung (Abb. 7.1) hat einen Abstand im dm- bis m-Bereich, die Klüftflächen sind rau bis muschelig. Nur vereinzelt finden sich kalzitisch verheilte Klüfte, meist sind sie etwa 2 mm geöffnet. An der Ostwand des Steinbruchs sind Abschiebungen mit einem Versatz von 20 bis 40 cm über einen etwa 25 m hohen Wandabschnitt erkennbar. Die Störung zeigt eine Grabenstruktur mit gegensinnigen Einfallrichtungen (211/42, 33/55). Die Abschiebungsflächen weisen Harnisch-Lineationen auf. Die eher mäßige Verkarstung des Gesteins ist an die Störungszonen und die Hauptklüftfrüchtungen gebunden. Die Großklüfte sind etwa 10 bis 15 cm geöffnet, zeigen ebenso Harnische und kalzitischen Klüftbelag. Die vergleichsweise großen Öffnungsweiten

sind allerdings zu einem gewissen Betrag durch Auflockerungen des Gebirges beziehungsweise Kippungstendenzen der hohen Steinbruchwand bedingt.

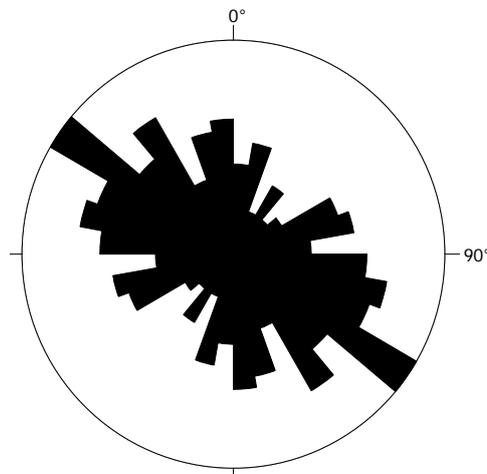


Abb. 7.1: Kluffrose des Kluffsystems im Steinbruch Gräfenberg, Klassenbreite 10°(Geist 2011).

Im Hangenden folgen den *crussoliensis*-Mergeln die Ablagerungen des Malm δ . Es handelt sich um dickbankige, Bioklasten führende und teilweise dolomitisierte Kalksteine der Biostromfazies. Neben den biostromen Strukturen lassen sich auch einzelne Schwämme und Belemniten erkennen. Das Gestein entspricht stratigraphisch dem Treuchtlinger Marmor.

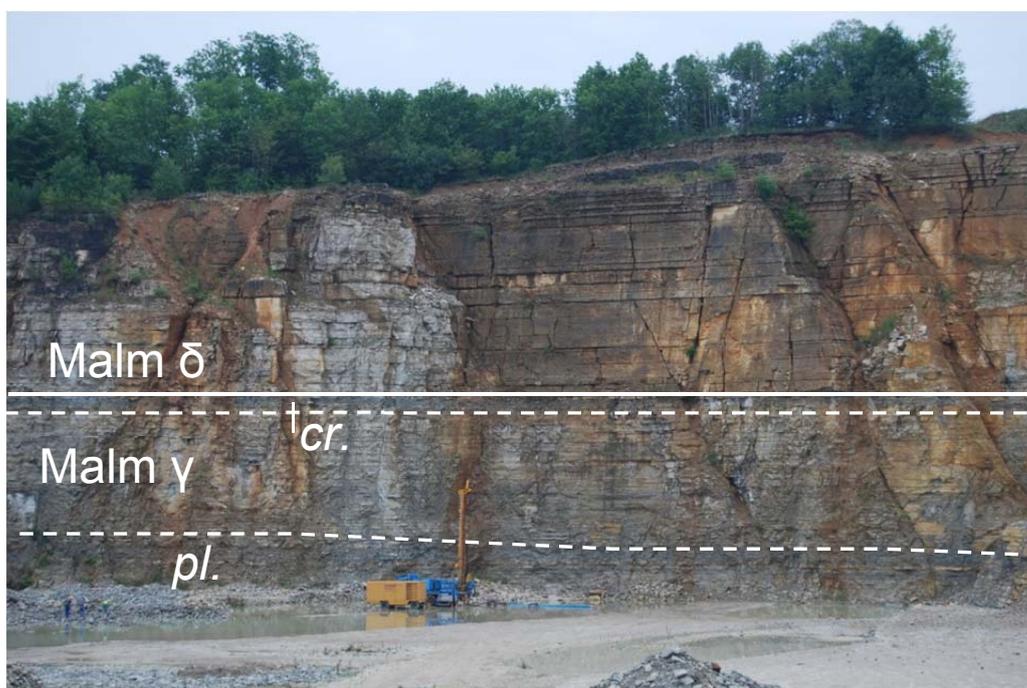


Abb. 7.2: Nahezu s \ddot{u} hlig abgelagerte Schichten des Malm γ und δ im Steinbruch Gräfenberg (N \ddot{u} rdliche Frankenalb). Den *platynota*-Mergeln schlie β en sich die ca. 10 m m \ddot{a} chtige Kalk-Mergel-Wechselfolge des mittleren Malm γ sowie abschlie β end das 1 m m \ddot{a} chtige *crussoliensis*-Mergelband an. Es folgt mit zun \ddot{a} chst deutlicher Zunahme der Bankm \ddot{a} chtigkeit die Biostromfazies des Malm δ . Im Bild sind rechts drei synthetische Abschiebungsflichen, deren Versatzbetr \ddot{a} ge im unteren Dezimeterbereich liegen, zu erkennen. Links oben ist eine durch Verkarstung erweiterte und mit rotbraunem Lehm verf \ddot{u} llte Kluff zu erkennen (*cr.*: *crussoliensis*-Mergel, *pl.*: *platynota*-Mergel) (Geist 2011).

Die Kalke des Malm δ sind ca. 25 m mächtig aufgeschlossen. Den 15 cm bis 1,5 m mächtigen Kalkbänken sind dünne mergelige Lagen (1 - 2 cm) zwischengeschaltet. Der Zerklüftungsgrad des Malm δ ist geringer als im Liegenden. Die Klüfte sind am Top des Steinbruchs im dm-Bereich geöffnet. Verkarstungserscheinungen sind auch hier an die Hauptklüfte gebunden. Es lässt sich auf den Klufflächen ein toniger, braun-roter Verwitterungslehm feststellen. Am Top des hier aufgeschlossenen Malm δ ist massiger Riffschutt anstehend. Die dolomitisierten Kalkbänke sind durchschnittlich weniger mächtig (nur noch 10 - 30 cm). Vereinzelt lassen sich weiß angewitterte Kieselknollen (Hornstein) beobachten.

7.1.2 Steinbruch Solnhofen - Langenaltheimer Haardt und Haardtbruch

Die Aufnahme und Beprobung des Solnhofener Plattenkalkes des Malm $\zeta 2$ erfolgte an zwei Lokalitäten, dem Steinbruch Langenaltheimer Haardt und dem Haardtbruch. Der Aufschluss Langenaltheimer Haardt schließt einen mikritischen und dichten weiß-gelben, dünnplattigen bis dünnbankigen Kalkstein auf (Abb. 7.3). Die Mächtigkeiten der Platten reichen von einem halben cm bis zu wenigen cm, die stärkste Bank ist 13 cm mächtig. Zwischengeschaltet finden sich stets ca. 0,5 cm mächtige Mergellagen, welche lokal als Fäule bezeichnet werden.



Abb. 7.3: Steinbruch Solnhofen Langenaltheimer Haardt mit Blick auf die feinblättrigen bis dünnplattigen Schichtflächen des Malm $\zeta 2$ (Geist 2011).

Die plattig abgelagerten Schichtpakete lassen unter Berücksichtigung der Beckenmorphologie des liegenden Malm δ auf einen kleinräumigen intralagunären Ablagerungsraum schließen. Der Sedimentationsraum des Plattenkalks weist ein ausgeprägtes Relief bedingt durch das einsetzende, intensive Schwammriffwachstum auf. Die so genannten Krümmen Lagen stellen subaquatische Rutschungen unverfestigten Sediments von den umgebenden Riffhängen dar. Mangan- und Eisenausfällungen, hervorgerufen durch ehemals zirkulierende hydrothermale Wässer, zeigen sich in großer Anzahl auf den Klufflächen und breiten sich von dort auch auf die Schichtflächen aus. Sie sind bei Manganfällung schwarz, bei der Mineralisation von Eisen braun. Die Schichtung des

Plattenkalks beträgt 3° nach SE und 9° nach SW. Der gesamte aufgeschlossene Bereich ist stark zerklüftet (Abb. 7.4), wobei einige Großklüfte mit Öffnungsweiten von mehreren dm auffallen. Durch Verkarstung sind diese teilweise bis auf 1 m erweitert und wieder kalzitisch verschlossen. In einigen dieser großen Klüfte lassen sich durch Kalzit verkittete Plattenkalkfragmente des umgebenden Gesteins finden. Der Abstand zwischen den Großklüften beträgt mehrere Meter. Die kleineren Klüfte, die im Abstand von 10 bis 30 cm auftreten, weisen eine Öffnungsweite von bis zu 5 mm auf. Die Klufflächen sind glatt oder kalzitisch belegt oder verheilt. Die Verkarstung dieser kleinen Klüfte ist nur mäßig ausgeprägt.

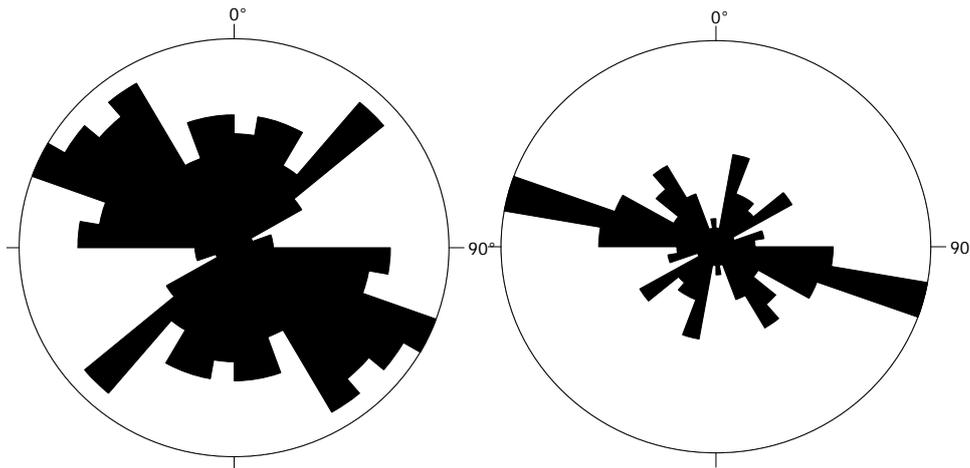


Abb. 7.4: Kluffrosendarstellung des Kluftsystems des Steinbruchs Langenaltheimer Haardt (links) und des Haardtbruchs (rechts), Klassenbreite jeweils 10° (Geist 2011).

Im Osten des Langenaltheimer Haardt ist ein auf wenige Quadratmeter beschränkter Hartgrund aufgeschlossen, der durch eine wellige Struktur gegenüber dem umgebenden Plattenkalk besonders auffällt. Dieser Hartgrund gilt als Anzeiger für eine Sedimentationspause. Es lassen sich fossile Seelilien und deren Stielglieder darauf finden. Der Hartgrund ist mit teils Zentimeter großen Lithoklasten durchsetzt. Die eckige Form der Lithoklasten spricht für eine nahezu autochtone Bildung. In einem anderen Teil des Steinbruchs weisen auf der nahezu horizontal abgelagerten Schichtfläche sehr dünne Striemen auf Algenmatten hin. Belastungsmarken (load casts) zeigen sich am östlichen Rand des Aufschlusses über mehrere Meter. Diese knolligen Belastungsmarken an der Schichtunterfläche entstanden durch ungleichmäßige Auflast des Sedimentpakets, was sich infolgedessen in die noch wasserhaltigen, äußerst feinkörnigen karbonatischen Sedimente im Liegenden eingedrückt hat. In typisch roten, tonigen Verwitterungstaschen lassen sich tertiäre Bohnerze finden.

Der Aufschluss Haardtbruch liegt stratigraphisch ebenfalls im Malm $\zeta 2$. Der weiße bis hellgraue, mikritische Kalkstein wurde dünn- bis mittelbankig ausgebildet (5 - 30 cm Mächtigkeiten) (Abb.7.5). Die größeren Mächtigkeiten der einzelnen Lagen im Vergleich zum Aufschluss Langenaltheimer Haardt (Entfernung etwa 2,7 km) lassen auf einen tieferen Ablagerungsraum im Zentrum einer Lagune schließen. Laminierte Mergellagen (1 bis 5 cm mächtig) finden sich zwischen den Kalksteinbänken. Die Schichtung fällt mit 4° nach Osten ein. Entlang der Klüfte (Abb. 7.5) finden sich einige große Karststrukturen, wo Klüfte bis auf 25 cm erweitert und am Verschneidungspunkt mit einer zweiten Kluft eine etwa 1 m^2 durchmessende und mehrere Meter tiefe Höhlenbildung mit typischen Lösungsstrukturen,

wie z. B. Lösungsnapfen zu beobachten sind. Auch kleinere Klüfte sind mitunter stark angelöst. Ansonsten sind die Klufflächen glatt bis leicht rau durch kalzitischen Belag. Die Ausfällung von Mangan und Eisen geht auch an dieser Lokalität ausgehend von den Klufflächen auf die Schichtflächen über. Es finden sich nur wenige verheilte Klüfte, die haarfein bis maximal 2 mm breit sind. Die Öffnungsweiten der Klüfte reichen von mehreren Millimetern bis zu 2 cm. Die Kluffständigkeit beträgt bei den Großklüften 0,75 bis 1 m, bei den kleineren Klüften einen bis mehrere Dezimeter. Der Zerklüftungsgrad ist im Haardtbruch insgesamt geringer als im Aufschluss Langenaltheimer Haardt.

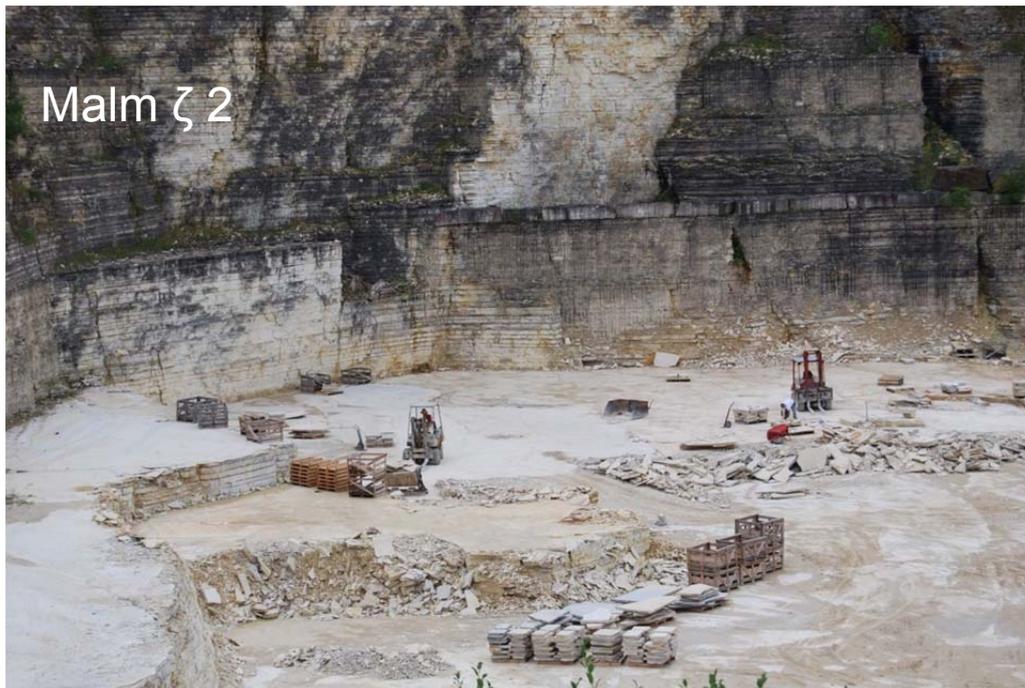


Abb. 7.5: Der Steinbruch Solnhofen Haardtbruch weist Bankmächtigkeiten bis zu 30 cm auf. An der Steinbruchwand im rechten Bildteil sind durch Lösungsvorgänge erweiterte Klüfte zu sehen (Geist 2011).

7.1.3 Steinbruch Kinding

Die Steinbruchsohle schließt die tonreichen Mergel des Malm α , welcher als Aquiclude dient, auf. Hangend folgen die hier etwa 10 m mächtig aufgeschlossenen Werkkalke des Malm β . Der graue, mikritische Kalkstein weist Partikelführung auf und ist dünn- bis mittelbankig (5 - 40 cm) ausgebildet. Das Schichteinfallen beträgt 3° nach Westen. Es lassen sich dünne, etwa 0,5 cm mächtige Mergellagen, die ins Hangende an Mächtigkeit zunehmen, feststellen. Der Werkkalk ist stark zerklüftet (Abb. 7.6).

Der Kluffabstand beträgt wenige cm bis mehrere dm. Die Kluffflächen sind glatt und weisen keinen Belag auf, die Öffnungsweite reicht von haarfein bis zu maximal 2 mm. Es wurde eine Abschiebung (346/67) mit einem Versatz von 1,5 m aufgenommen. Parallel dieser Störung findet sich stark zerlegtes Gestein. Die 1 cm weit geöffnete Abschiebungsfläche ist tonig verfüllt. Es schließen sich im Hangenden die deutlich hervortretenden grau-blau-grünen *platynota*-Mergel mit einer Mächtigkeit von 4 m an. Zwischengeschaltet treten dünn- bis mittelbankige (10 - 40 cm), mikritische Kalksteine und Kalkmergelbänke auf. Neben der typischen Fossilführung der *platynota*-Mergel ist eine ebenso ausgeprägte Pyritisierung der Fossilien zu beobachten. Der untere zumeist mergelig ausgebildete Teil des Aufschlusses weist keine Verkarstung auf.

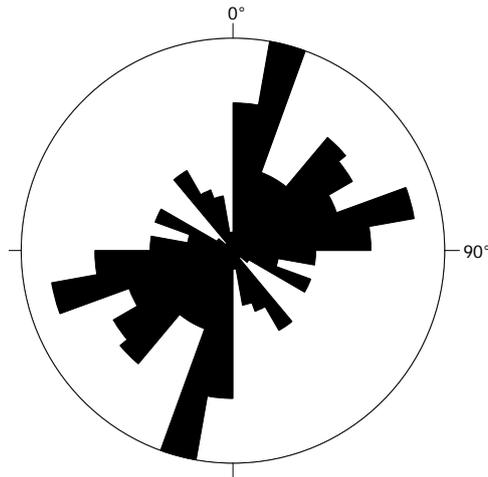


Abb. 7.6: Kluftrose des Kluftsystems des Steinbruchs Kinding, Klassenbreite 10° (Geist 2011).

Im Hangenden folgt eine etwa 15 m mächtige Kalk-Mergel-Wechselfolge mit gebankten Kalkmergeln und zwischengeschalteten bis zu 15 cm mächtigen dunkelgrauen Mergellagen. Die unterschiedliche Verwitterungsresistenz der Kalkmergelbänke lässt auf einen variierenden Tongehalt der Mergel schließen. Die Kalke zeigen sich meist mit mikritischer Matrix und vereinzelt eingelagerten Fossilien, die häufig pyritisiert sind. Die Schichtung der Kalkmergel ist 308/02 orientiert. Entlang der Hauptklüftung sind Verkarstungsstrukturen zu erkennen. Die Klüfte sind mehrere mm bis wenige cm weit geöffnet, leicht rau und teilweise kalzitisch belegt. Der Kluftabstand beträgt wenige cm bis dm. Das Top des Malm γ bildet der etwa 1 m mächtige blau-graue *crussoliensis*-Mergel, überlagert von einer etwa 3 m mächtigen Kalk-Mergel-Wechselfolge.

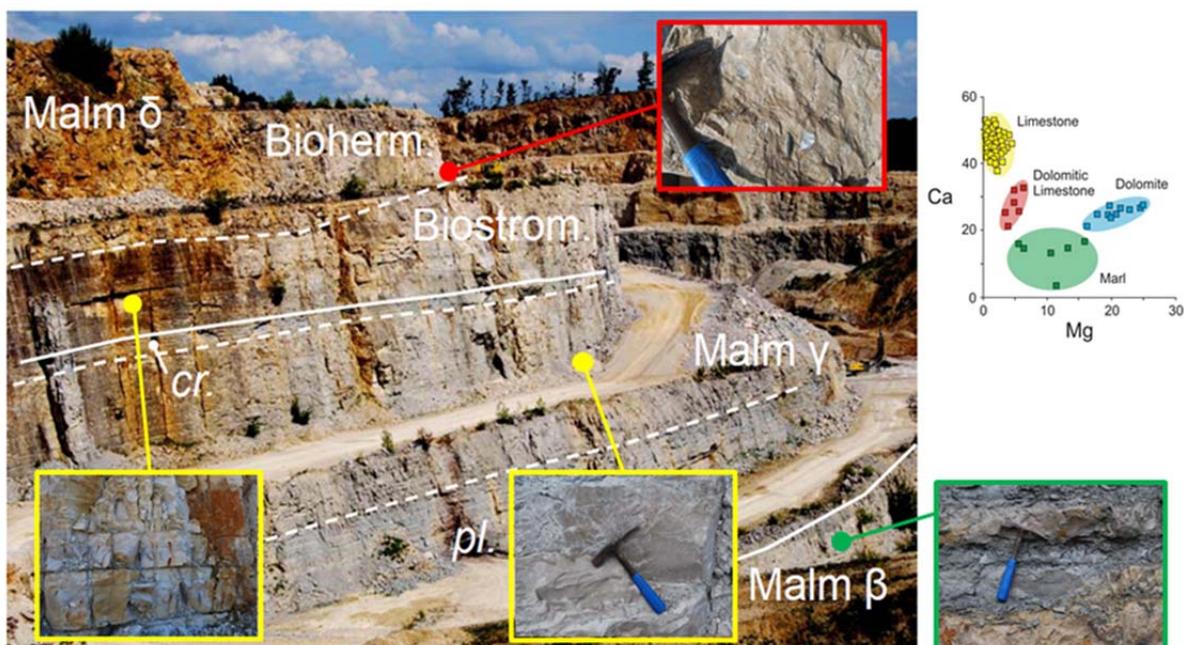


Abb. 7.7: An der westlichen Abbauwand des Steinbruchs Kinding ist die Abfolge des Malm β bis δ aufgeschlossen. Besonders auffällig ist das mächtige grau-blaue Band der *platynota*-Mergel (*pl.*) sowie das der *crussoliensis*-Mergel (*cr.*). Der Malm δ liegt sowohl gebankt (Biostrom.: biostrome Fazies) als auch massig (Bioherm.: bioherme Fazies) vor. Über den Farbcode und Detailfotos sind die typischen Karbonatgesteine Kalkstein (gelb), Mergel (grün) und dolomitierter Kalkstein (rot) dargestellt (Homuth & Sass 2012).

Der hangende Malm δ ist mit einer Mächtigkeit von mehreren 10er m aufgeschlossen. Er ist im Liegenden als biostromer Schwammbankkalk ausgebildet, während im Hangenden des Malm δ die Biohermfazies zunimmt (Abb. 7.7). Die weiße, teils hellgraue Biostromfazies des Malm δ hat Mächtigkeiten von 0,2 bis 1 m, ist gebankt und durchgehend dolomitisiert. Der Abstand der offenen Klüfte reicht von 5 cm bis zu 1 m. Während sich an der Basis des Malm δ nur weinge Verkarstungsstrukturen zeigen, sind diese am Top des Malm δ ausgeprägter. Im Mittelteil ist die Verkarstung hingegen nur an die im Abstand von 5 bis 10 m auftretenden Großklüfte gebunden.

7.1.4 Steinbruch Drügendorf

Im Steinbruch ist die Abfolge des Malm α bis δ mit einer Mächtigkeit von etwa 50 m aufgeschlossen. Die an der Basis des Steinbruchs befindliche Kalk-Mergel-Wechselfolge des Malm α ist mit 5 bis 30 cm mächtigen Kalkbänken und zwischengeschalteten Mergellagen mit meist mehreren cm bis zu 2 dm Mächtigkeit an dem Übergang zum Malm β -Werkkalk aufgeschlossen. Die Mächtigkeit des Malm α beträgt hier 6 bis 8 m. Der Kalkmergelstein des Malm α führt mm große Partikel in einer mikritischen Matrix.

Der sich im Hangenden anschließende hellgraue Werkkalk des Malm β ist etwa 20 m mächtig aufgeschlossen. Die Grenze des Malm α zu Malm β ist über ein deutlich hervortretendes dunkelgraues Mergelband (Malm α) lateral gut zu verfolgen. Der mikritische Malm β ist schwach partikelführend, zuckerkörnig, dünn- bis mittelbankig (10 - 40 cm) ausgebildet. Zwischengeschaltet treten 3 bis 4 cm dünne Mergellagen auf. Das Einfallen der Schichtung beträgt 2° nach ENE. Der Werkkalk ist stark geklüftet (Abb. 7.8) und hat eine enge Klüftständigkeit, wobei die Klüftöffnungsweite nur von haarfein bis maximal 1 cm reicht. Die relativ glatten Klüftflächen sind untergeordnet kalzitisch verfüllt, teilweise zeigen sich schwarze Manganausfällungen.

Mit den 3 m mächtigen, fossilführenden, blau-grauen *platynota*-Mergeln schließt sich der hangende Malm γ an, dem dünnbankige Kalkmergellagen mit Mächtigkeiten von 5 bis 15 cm zwischengeschaltet sind. Die hangende Kalk-Mergel-Wechselfolge ist etwa 10 bis 12 m mächtig.

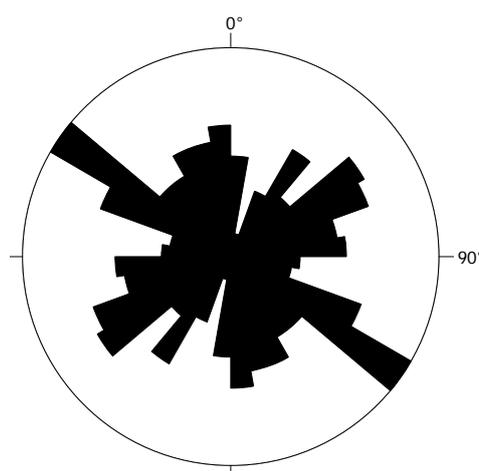


Abb. 7.8: Kluffrose des Kluffsystems des Steinbruchs Drügendorf, Klassenbreite 10° (Geist 2011).

Das Top des Malm γ bildet das dunkle, 1 m mächtige Band der *crussoliensis*-Mergel. Der Bereich des Malm γ ist hier stark aufgelockert und entfestigt wodurch für diesen Bereich keine aussagekräftigen Klüftmessungen und keine repräsentative Probennahme möglich war.

Die Klufflächen, die im Abstand von wenigen cm bis mehreren dm auftreten, sind rau und 2 bis 3 mm weit geöffnet oder teilweise tonig verfüllt. Eine Störungsfläche (228/65) zeigt eine Abschiebung mit einem Versatz von 1,5 m sowie Harnische. Große Klufflächen (171/77) stellen Gleitflächen für die auflagernden Gesteinspakete dar. Mangan- und Eisenausfällung finden sich auf Klufflächen, die Verkarstung ist gering.



Abb. 7.9: Klüftiger Malm β Werkkalk im Steinbruch Drügendorf mit einer Mächtigkeit von etwa 20 m. Im Bild rechts ist auf der untersten Abbausohle Stauwasser erkennbar, welches von den liegenden Malm α Mergeln aufgestaut wird. Ebenso am rechten Bildrand ist eine steil stehende Gleitfläche zu erkennen (Geist 2011).

Im Hangenden folgt der in Bankfazies ausgebildete Malm δ (Abb. 7.9). Am Top des Steinbruchs stehen 3 m mächtige hellgraue Malm δ Karbonate an, die dickplattig bis dünnbankig (5 - 35 cm) und mit 5 cm mächtigen Mergellagen durchzogen sind. Die Schichtung beträgt 84/04. Die Kluftabstände betragen 10 bis 50 cm. Die Kluftöffnungsweite beträgt maximal 1,5 cm, wobei die Klüfte offen und häufig mit Verwitterungslehm verfüllt sind.

7.1.5 Steinbruch Vilshofen

Die Kalke des 40 m mächtigen Malm β sind hier oolithisch (Partikelgröße bis zu 1 mm) und im Vergleich heller (weiß bis hellgrau) ausgebildet. Das Schichteinfallen beträgt 3° nach NW. Die meist engständigen Klüfte sind offen. Die etwas weiterständigeren Klüfte sind tongefüllt; es lassen sich kretazische Bohnerze darin finden.

Im Hangenden markieren die *platynota*-Mergel erneut die Grenze zum hier 33 m mächtigen Malm γ . Der mittlere Malm γ weist im Vergleich zu den anderen aufgenommenen Steinbrüchen eine größere Mächtigkeit der Kalksteinbänke auf. So sind die Bänke bis zu maximal 70 cm mächtig. Die mergeligen Zwischenlagen sind hingegen wesentlich dünner ausgebildet. Die Schichtung fällt mit 6° nach SW ein. Die Klüfte (Abb. 7.10) sind oft kalzitisch verfüllt; offene Klüfte zeigen einen kalzitischen Belag und eine entsprechend raue Oberfläche. Der Malm δ ist stark dolomitisiert und weist zahlreiche golfballgroße Kieselknollen auf. Die Verkarstung des oberen Steinbruchbereichs ist sehr stark ausgeprägt

(Abb. 7.11). Es zeigen sich über den gesamten Aufschluss hinweg viele, mehrere Meter tiefe Karstschlotten, die mit rot-braunem Ton verfüllt sind.

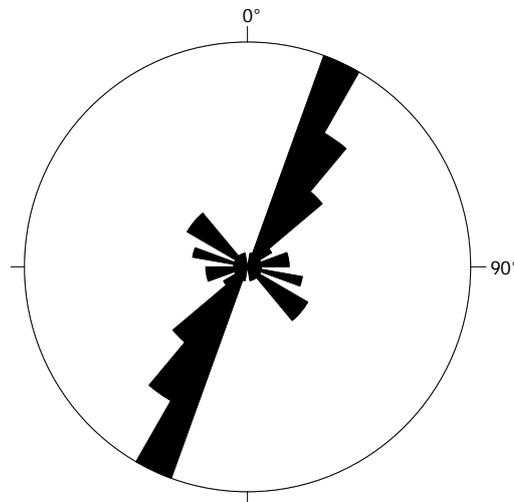


Abb. 7.10: Kluftrose des Kluftsystems des Steinbruchs Vilshofen, Klassenbreite 10°(Geist 2011).



Abb. 7.11: Großflächig verkarsteter Malm δ am Top des Steinbruchs Vilshofen. In geringem Abstand zeigen sich über den gesamten Aufschluss hinweg viele, mehrere Meter tiefe Schlotten, welche mit rot-braunem Schluff/Ton verfüllt sind. Häufig sind darin Bohnerze zu finden (Geist 2011).

7.1.6 Steinbruch Plettenberg

Am Plettenberg ist der Malm α und β in Beckenfazies aufgeschlossen (Abb. 7.12). Die Schichten im Osten und Süden des Steinbruchs gehen teilweise in die Lochenfazies über. Der Malm α besteht hier aus einer Wechselfolge von Mergeln und zwischengeschalteten Kalkbänken, die teilweise vollständig aus Schwämmen aufgebaut sind. Die Schichtmächtigkeiten liegen zwischen 10 - 20 cm. Der Malm β bestehen aus überwiegend mikritischen Kalkbänken mit dünnen Mergelzwischenfugen von wenigen mm bis maximal 1 cm Mächtigkeit. Einige Kalkbänke enthalten vermehrt Bivalven und Brachiopoden.



Abb. 7.12: Steinbruch Plettenberg, westliche Abbauwand. Lithostratigraphische Grenze zwischen Malm α und Malm β (Welsch 2011).

Im Liegenden des Malm β sind die Kalkbänke ca. 60 bis 70 cm mächtig. Den hangenden Teil bildet ein dünnbankiger Bereich mit Mächtigkeiten von 20 bis 50 cm. Im unteren und mittleren Bereich des Aufschlusses sind offene und aufrechte Synklinal- und Antiklinalstrukturen sowie Flexuren zu erkennen. An einer Flexur im dickbankigen Bereich des Malm β konnten Harnischflächen identifiziert werden, die belegen, dass es sich bei den Strukturen nicht um das Abbild eines untermeerisches Paläoreliefs, sondern um nachträglich hervorgerufene tektonische Deformationen handelt. Im oberen, weniger deformierten dünnbankigen Bereich beträgt das Schichteinfallen ca. 8° bis 10° in Richtung SE. Das Trennflächengefüge zeigt keine wesentlichen Unterschiede in Streichrichtungen und Fallwinkel zwischen Malm α und Malm β .

In Abbildung 7.13 ist zu erkennen, dass eine NNE-SSW-streichende Hauptkluftrichtung dominiert, daneben existieren zwei untergeordnete Kluftrichtungen (NW-SE, E-W). Die Klüfte der Hauptkluftrichtung fallen überwiegend nach SE bis SEE ein. Auch die beiden Nebenklufttrichtungen fallen einseitig ein. Die Polpunktdarstellung zeigt, dass über 85% der Klüfte ein Einfallen von über 70° besitzen und somit steil stehen. Mit Kluftabständen von 5 bis 30 cm weist das Gebirge einen hohen Durchtrennungsgrad auf. Die Klüfte sind überwiegend offen, was auf die oberflächennahe Auflockerung des Gebirges zurückzuführen ist. Ihre Oberflächenbeschaffenheit ist glatt und sie zeigen im Bereich der Kalkbänke muscheligen Bruch. In den mergeligen Abschnitten sind die Klüfte dagegen mit Mergelbestegen überzogen. Der Verkarstungsgrad des Gesteins ist als gering einzustufen. Lediglich im dickbankigen Abschnitt des Malm β zeigen einige Klüfte taschenartige, mit Verwitterungston verfüllte Karststrukturen im Zentimeter- bis Dezimeterbereich.

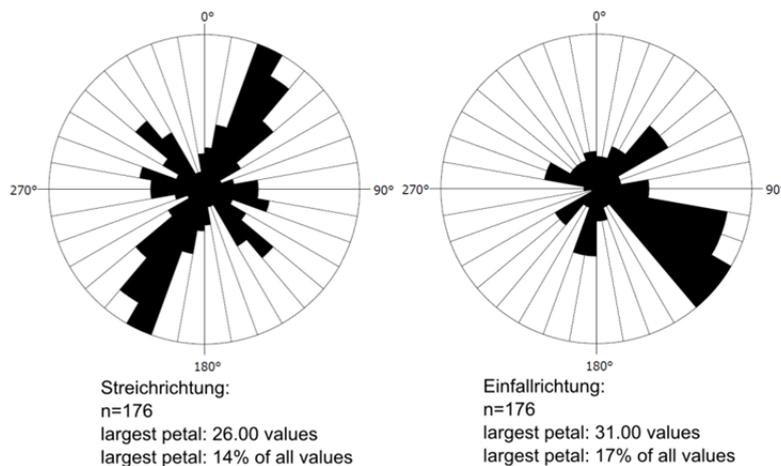


Abb. 7.13: Graphische Darstellung der Kluftrichtungen im Steinbruch Plettenberg (Welsch 2011).

7.1.7 Steinbruch Gerhausen

Eine ausführliche stratigraphische und fazielle Einordnung des Steinbruchs wurde von Pawellek (2001) vorgenommen (Abb. 7.14). Demnach sind die anstehenden Gesteine biostratigraphisch in den Malm ϵ bis Malm ζ_2 einzustufen. Der untere Teil des Aufschlusses ist weitestgehend als Massenkalkfazies ausgebildet und wird von stromatolithischen Krustenkalksteinen und Partikelkalken gebildet. Ab der dritten Sohle zieht sich ein Riff aus der Mitte des Aufschlusses nach beiden Seiten zurück und bildet zwei getrennte Massenkalkkomplexe mit dazwischen liegendem Bankkalkbecken. Die Bankkalke sind an der Basis dickbankig und werden nach oben dünnbankiger. Auf der vierten und fünften Sohle sind im Beckenbereich grobkörnige Brekzien eingeschaltet. Sie enthalten zudem größere Massenkalk-Olistholithe, welche vermutlich als Rutschkörper von den seitlich liegenden Massenkalkkomplexen in das Becken transportiert wurden. Ab Mitte der fünften Sohle bis zur Mitte der sechsten Sohle folgt ein über 10 m mächtiges, mergeliges, bituminöses Schichtpaket, das lithologisch bereits den Zementmergeln entspricht, biostratigraphisch aber noch dem Malm ζ_1 zuzuordnen ist. Die Basis dieser Mergelserie stellt in etwa die Grenze zwischen Malm ϵ und ζ dar (Pawellek 2001). Die Serie enthält bituminöse, turbiditische Kalksteinbänke und ebenfalls Olistholithe. Auf Höhe der Mergel endet der im Steinbruch aufgeschlossene Teil der Massenkalk. Auf der achten bis zehnten Sohle finden sich weitere Brekzien und Olistholithe sowie Korallenschuttkalksteine, die höher reichendes Biohermwachstum in unmittelbarer Umgebung des Aufschlusses wahrscheinlich machen. Neben diesen Einschaltungen wird der Steinbruch im Hangenden der Mergelserie hauptsächlich von Bankkalken mit dünnen Mergellagen aufgebaut. Auf den obersten drei Sohlen sind vermehrt Kalkturbidite kartiert (Pawellek 2001). In den massig ausgeprägten Abschnitten konnte keine Schichtung gemessen werden. Wie zu erwarten, ergaben die Schichtmessungen im Bereich der gebankten Serie aufgrund der Beckenlage durchweg unterschiedliche Einfallrichtungen und Einfallwinkel. Die Kluftrosen zeigen eine heterogene Verteilung der Klüfte (Abb. 7.15). Dennoch können zwei Hauptkluftrichtungen ca. E-W- und ENE-WSW-streichend bestimmt werden. Daneben zeigen sich weitere untergeordnete Kluftrichtungen, von denen eine NW-SE-streichende etwas stärker hervortritt. Die Einfallrichtungen zeigen ein annähernd symmetrisches Bild, das heißt, dass die Klüfte einer Streichrichtung sowohl in die eine als auch in die andere Richtung einfallen. Die Polpunktdarstellung zeigt überwiegend steil stehende Klüfte. 76% der gemessenen Klüfte haben einen Einfallwinkel von über 70° und nur 4% fallen mit weniger als 50° ein.

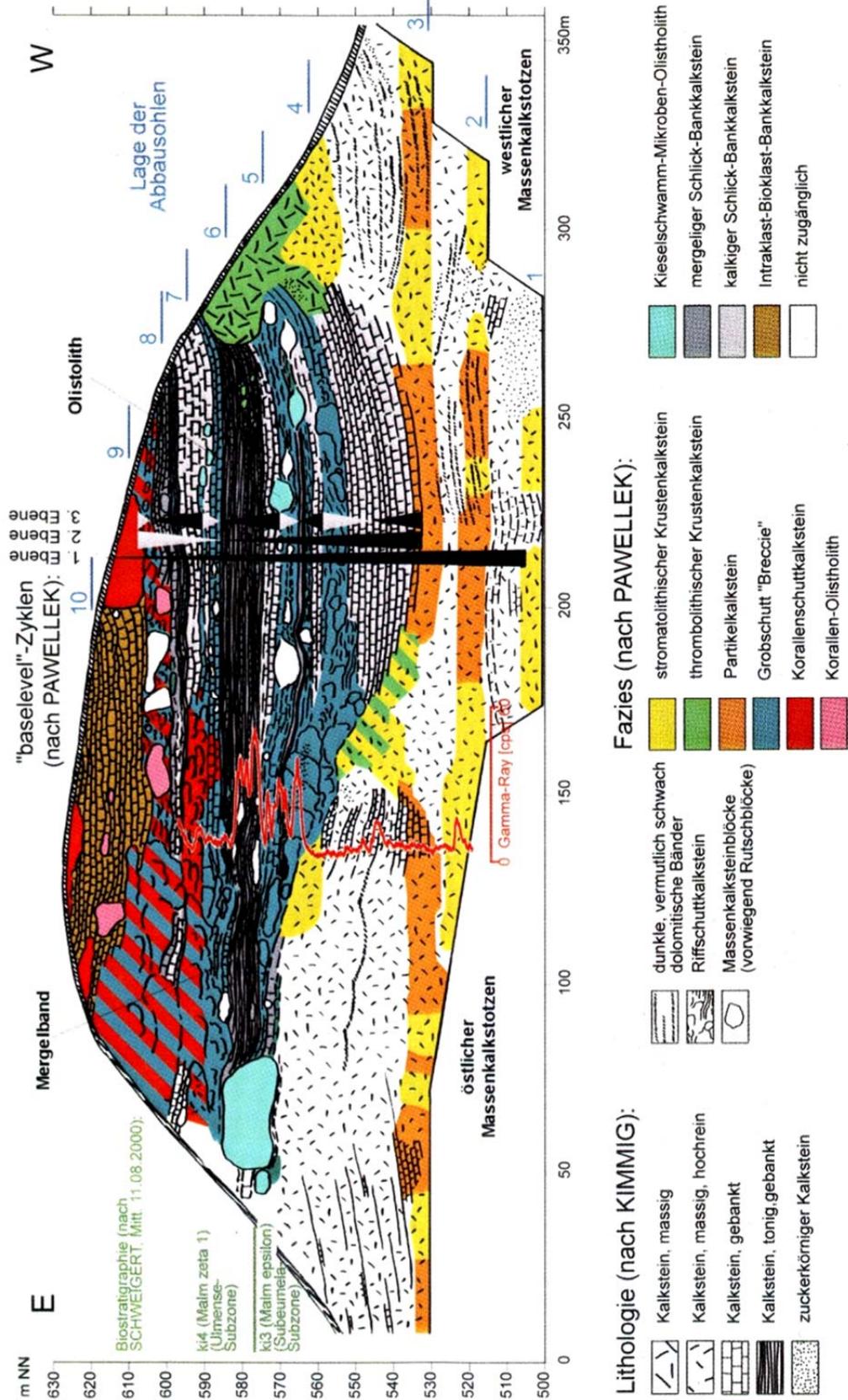


Abb. 7.14: Schematisches Profil durch den Steinbruch Gerhausen; Faziesaufnahme Pawellek/Kimmig (Pawellek 2001).

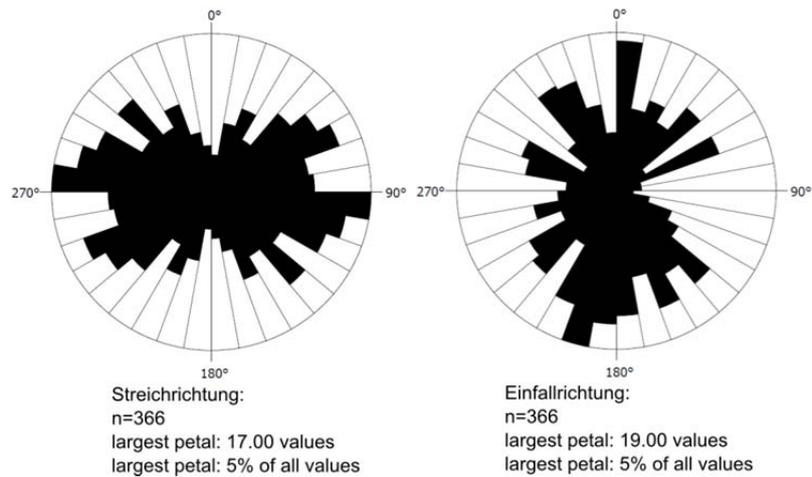


Abb. 7.15: Graphische Darstellung aller im Steinbruch Gerhausen gemessenen Kluftwerte (Welsch 2011).

Abbildung 7.16 zeigt eine sohlenbezogene Darstellung der gemessenen Kluftwerte. Es zeigen sich deutliche Unterschiede, die die Heterogenität des Gesamtbildes der Kluftrichtungen erklären. Im unteren Bereich des Steinbruchs treten zwei Hauptkluftrichtungen (NNW-SSE- und E-W-streichend) hervor, die im mittleren und oberen Bereich des Aufschlusses nur noch als untergeordnete Kluftrichtungen auftreten. Eine WNW-ESE-streichende Hauptkluftrichtung tritt dagegen nur im mittleren und oberen Bereich auf. Im unteren und mittleren Teil des Aufschlusses tritt zusätzlich eine ENE-WSW-streichende Hauptkluftrichtung hervor, die im oberen Teil des Aufschlusses lediglich eine von mehreren Nebenkluftorientierungen darstellt. Das Gebirge zeigt im Allgemeinen deutliche Zerklüftung mit vorwiegend offenen Klüften. Die Öffnungsweiten schwanken je nach Entfestigung zwischen 1 mm und zum Teil mehreren Zentimetern.

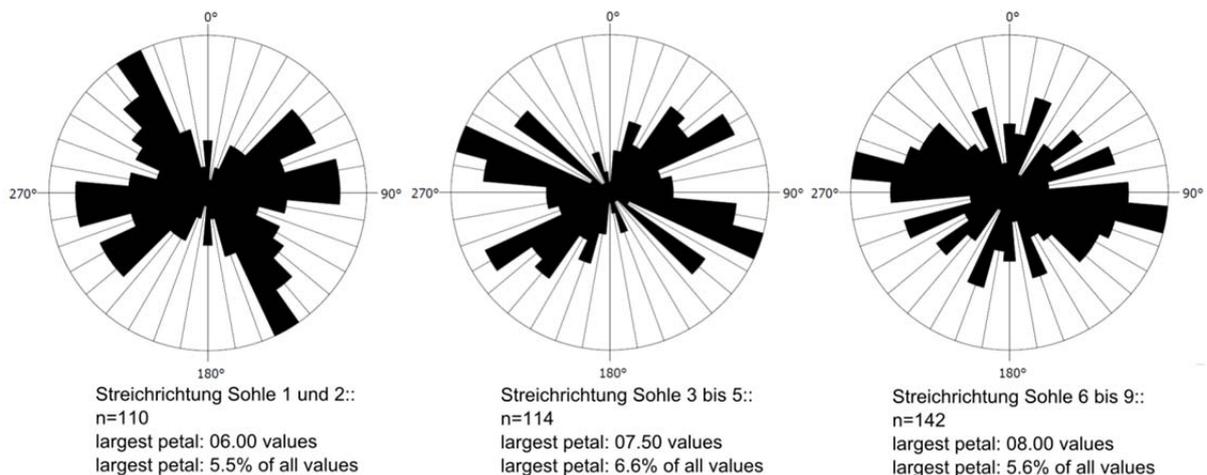


Abb. 7.16: Sohlenbezogene Darstellung der Kluftwerte im Steinbruch Gerhausen (Welsch 2011).

Die Kluftabstände liegen für Kleinklüfte im Bereich von 1 dm bis maximal 1 m, für Großklüfte zwischen 3 m und 10 m. Im Massenkalkbereich der unteren Sohlen haben sich teilweise Kalzitbeläge auf den Klufflächen gebildet, die zu einer rauen Beschaffenheit führen. Glatte Klufflächen sind zum Teil mit Mergel belegt. Im Bankkalkbereich sind die Klüfte überwiegend als rau zu bezeichnen, wobei in Partikelkalken rauere Klufflächen ausgebildet sind als in mikritischen Bereichen. Auf der siebten und achten Sohle finden sich Manganfällungen auf Klüften, außerdem sind einige Klüfte wieder durch Kalzit verheilt. Die aufgeschlossenen

Kalksteine sind insgesamt wenig verkarstet, lediglich einige Großklüfte im Bereich der Bankkalke sind durch Lösungsvorgänge gering aufgeweitet.

7.1.8 Steinbruch Vohenbronnen

Faziell ist der Steinbruch in einen im Westen gelegen Massenkalkbereich und ein gebanktes Zementmergelbecken zu untergliedern (Abb. 7.17). Im Übergangsbereich finden sich Riffschuttbänke, die fladenförmige Korallen enthalten. Der gebankte Bereich stellt eine fast 100 m mächtige Folge von Kalkmergeln und Mergelkalken (Zementmergel) des Malm $\zeta 2$ dar.

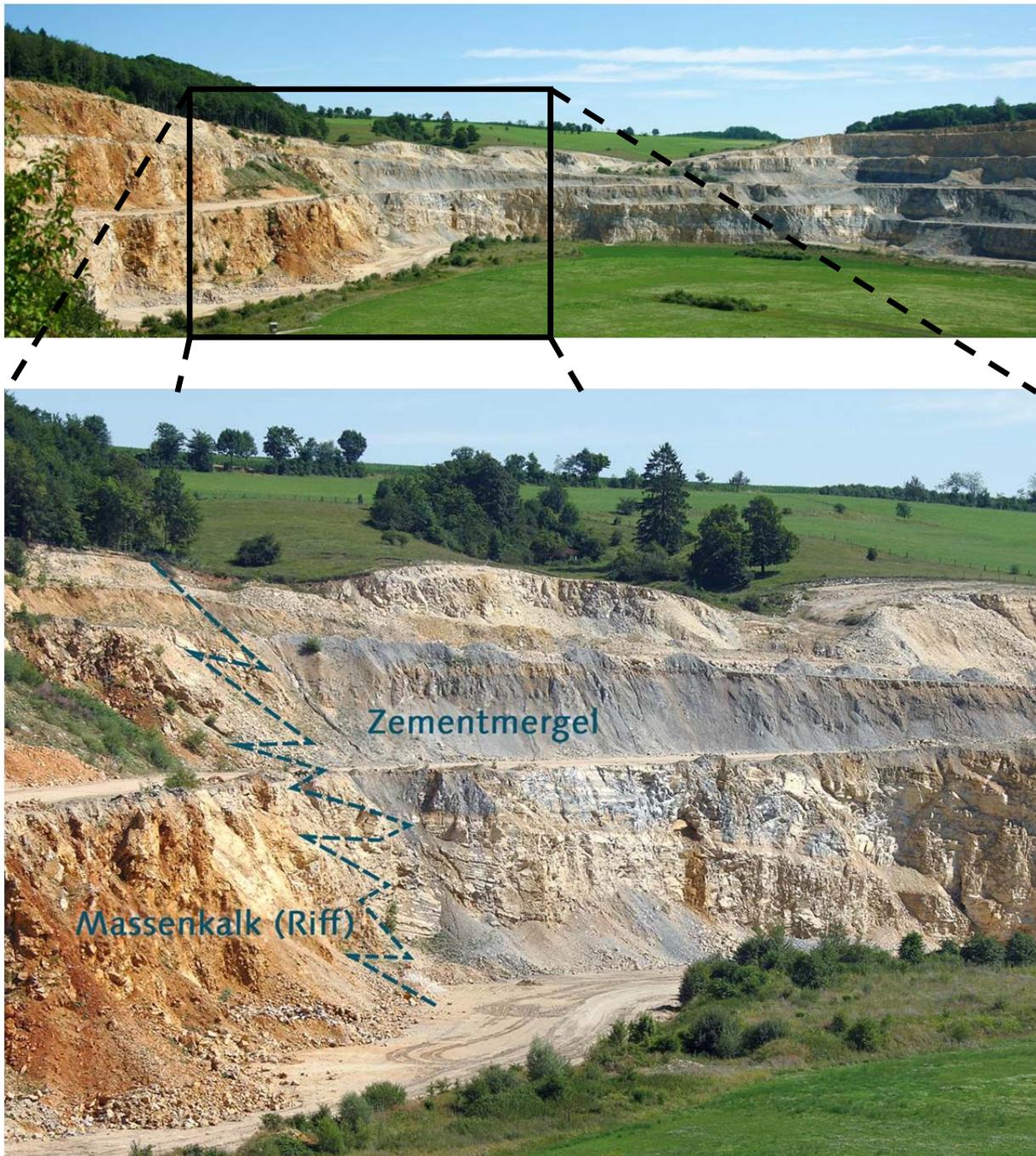


Abb. 7.17: Steinbruch Vohenbronnen. Oben: Übersicht zur NW-N Abbauwand, unten: Übergangsbereich von Massenkalk und Zementmergel.

Darüber folgen ab etwa der fünften Sohle helle Bankkalke mit dünnen Mergelzwischenlagen, die dem Malm ζ_3 zuzuordnen sind. In unmittelbarer Nähe zum Riffbereich streichen an der Basis des Steinbruchs Bankkalke aus, die nach Geyer & Gwinner (1979) noch in den Malm ζ_1 gehören. Die Massenkalken konnten stratigraphisch nur bedingt, anhand ihrer relativen Höhenlage zu den stratigraphischen Grenzen im gebankten Bereich, eingeordnet werden. Wie ebenfalls in vielen anderen Steinbrüchen festgestellt, fallen die Schichten in der gebankten Fazies mit flachen Einfallswinkeln von ca. 5° in Richtung SE ein. Zum Riffkörper hin wird die Schichtung gemäß dem Paläorelief steiler. Das maximal gemessene Einfallen beträgt 15° . Es sind vier Klufrichtungen vertreten (NNW-SSE-, NNE-SSW-, NE-SW- und E-W-streichend) wobei die NNW-SSE-Klufrichtung dominiert. Die E-W-gerichtete Klufrichtung ist dabei nur auf die unteren Bereiche des Steinbruchs beschränkt, während die anderen drei Klufrichtungen in allen Bereichen gemessen wurden. Die NE-SW-streichenden Klüfte fallen bevorzugt nach SE ein, die E-W-orientierten Klüfte hingegen fast ausschließlich nach N. Die beiden anderen Hauptklufrichtungen zeigen ein Einfallen zu beiden Seiten. Großklüfte mit Kluftabständen zwischen 5 und 10 m haben ein Einfallen von 50° bis 60° in Richtung SW. 61% der gemessenen Klüfte fallen mit über 70° ein. 32% haben einen Einfallswinkel zwischen 50° und 70° . Die restlichen 7% fallen mit 30° bis 50° ein (Abb. 7.18).

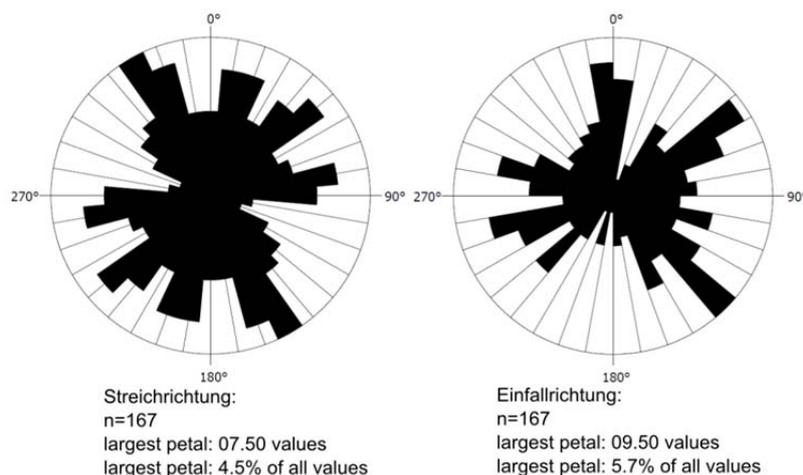


Abb. 7.18: Darstellung der im Steinbruch Vohenbronnen gemessenen Kluftwerte (Welsch 2011).

Die Öffnungsweiten der Klüfte liegen im Millimeterbereich, Kluftabstände der Kleinklüfte im Dezimeterbereich. Die Klüfte haben im Regelfall glatte bis leicht raue Kluftflächen, die teils Mangan- oder Kalzitfällungen, teils Mergelbestege aufweisen können. Die Bereiche der Rifffazies zeigen deutliche Verkarstung, die am Austreten von Verwitterungslehm aus der Steinbruchwand zu erkennen sind. Die gebankte Serie ist dagegen schwach bis gar nicht verkarstet. Der Unterschied der Verkarstungsintensität kann auch hier auf die höheren Kalkgehalte der Massenkalken sowie die den Sickerwasserfluss hemmenden Eigenschaften der Mergelschichten zurückgeführt werden.

7.1.9 Steinbruch Heidenheim-Mergelstetten

Abbildung 7.19 zeigt ein Profil der im Steinbruch aufgeschlossenen Schichten. Geyer & Gwinner (1979) ordnen die Schichten dem Malm ζ_1 bis ζ_3 zu. Nach neueren Studien werden die komponentenreichen Bankkalke gemäß biostratigraphischer Kriterien noch dem Malm ζ_2 und somit der Mergelstetten-Formation zugeordnet (Schweigert & Franz 2003). Die von Geyer & Gwinner (1979) als Zementmergel eingestufte Folge mit dem Unteren Mergellager,

den „Zwischenkalken“ und dem Oberen Mergellager erreicht eine Mächtigkeit von ca. 110 m.

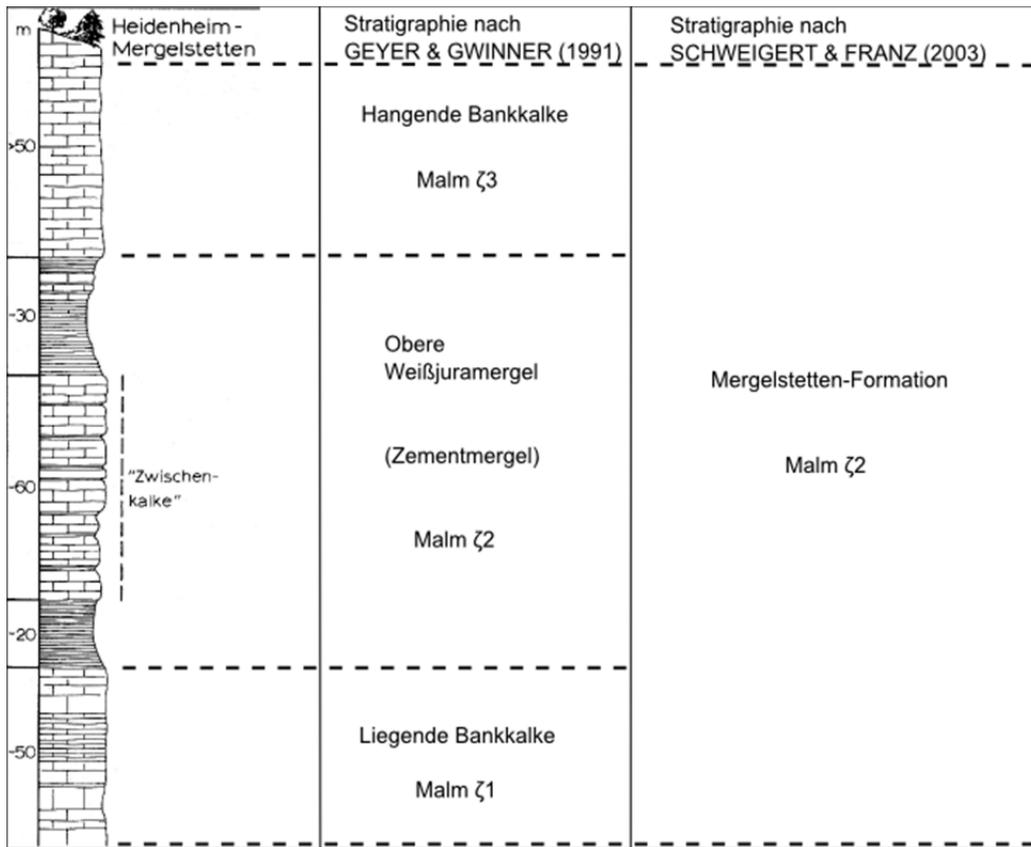


Abb. 7.19: Stratigraphische Einordnung des Steinbruchs Mergelstetten, verändert nach Geyer & Gwinner (1991) und Schweigert & Franz (2003).

Im Eingangsbereich des Steinbruches befindet sich ein Massenkalkbereich gegen den das Untere Mergellager ausdünnert. Das Einfallen der Schichtung wurde auf 6° bis 9° in Richtung W bis NW bestimmt.

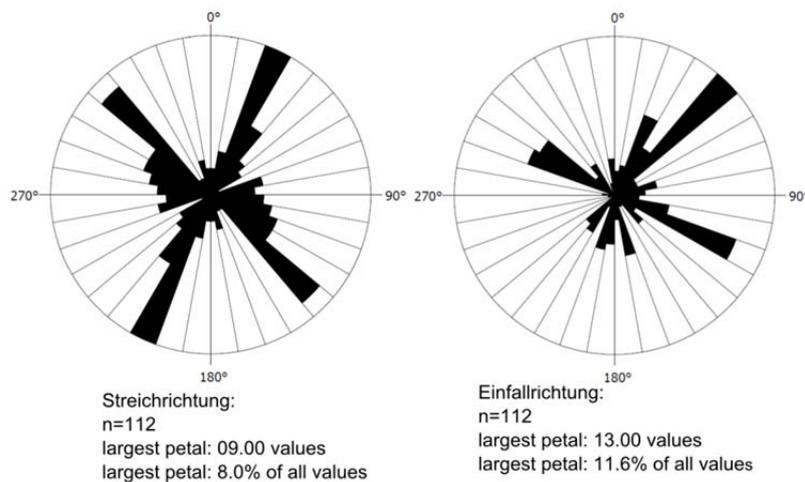


Abb. 7.20: Darstellung der Kluftrichtungen im Steinbruch Mergelstetten (Welsch 2011).

Abbildung 7.20 zeigt das Auftreten zweier Hauptkluftrichtungen. Eine streicht NNE-SSW (rheinisch), die andere streicht NW-SE (herzynisch). Unter den rheinisch angelegten Klüften

fällt ein Teil nach WNW, der andere nach ESE ein. Die herzynisch angelegten Klüfte fallen demgegenüber fast ausschließlich nach NE ein. 75% der gemessenen Klüfte stehen mit 70° bis 90° steil, 20% fallen mit 50° bis 70° ein und nur 5% fallen flacher als 50° ein.



Abb. 7.21: Intensiv geklüftete Bankkalke im Steinbruch Mergelstetten.

Der ausgelagerte Steinbruchbereich ist stark verkarstet, was vermutlich mit der exponierten Lage der Schichten zusammenhängt. Klüfte sind durch Lösungsvorgänge erweitert und zeigen Öffnungsweiten von bis zu mehreren Zentimetern. Sie sind meist mit rötlichem Ton verfüllt. Die Kleinkluftabstände liegen im Dezimeterbereich, Großklüfte treten alle 2 bis 3 m auf. Der Bereich des aktiven Steinbruchs ist geringer verkarstet (Abb. 7.21), die Kluftöffnungsweiten liegen im Millimeterbereich, die Kluftflächen sind glatt.

7.1.10 Steinbruch Hülen

Im Bereich der nördlichen Abbauwand ist ein massig ausgebildetes Bioherm aufgeschlossen. Auch in tiefer gelegenen Teilen des Steinbruchs herrschen Kalksteine in massiger Ausprägung vor. Vereinzelt können auch gebankte Bereiche innerhalb der Massenkalkfazies angetroffen werden. Auf der untersten Sohle treten in stärkerem Maße gebankte Bereiche auf. An der Westwand versetzt eine Störung den gebankten Bereich gegen einen Massenfaziesbereich (Abb. 7.22). Auf der Störungstrennfläche konnten Harnische identifiziert werden, die eine Abschiebung vermuten lassen. Die stratigraphische Einstufung der Gesteine ist durch die auftretende starke Verkarstung erschwert. Die ganz im Norden des Steinbruchs gelegene Abbauwand ist nach Pawellek (2001) in den Malm δ 2 bis Malm ϵ einzuordnen. Die Grenze zwischen Malm δ 3 und Malm δ 4 ist hier durch die deutlich ausgebildete Glaukonitbank im Aufschluss nachvollziehbar. Der südliche Bereich des Steinbruchs wird abschnittsweise von einem sich deutlich abgrenzenden, mergeligen, dunkelgrauen Band durchzogen, welches als Glaukonitbank angesprochen wurde. Die relative Höhenlage zur Nordwand spricht dafür, dass die Schichten ebenfalls in den Malm δ 2 bis Malm ϵ einzuordnen sind. Auf der unteren Sohle konnte ein Schichteinfallen der gebankten Bereiche nach SE gemessen werden. Es wurden zwei Hauptkluftrichtungen ermittelt, wobei die WNW-ESE-streichende Kluftrichtung häufiger auftritt, als die N-S-streichende Kluftrichtung. Daneben gibt es noch zwei orthogonal zueinander stehende

Nebenkluftrichtungen (NE-SW-streichend und NW-SE-streichend). Während die stärker vertretene Hauptkluftrichtung sowohl nach NNE als auch nach SSW einfallende Klüfte zeigt, fallen die N-S-streichenden Klüfte bevorzugt nach W ein. Etwa 71% fallen mit über 70° ein, 23% zwischen 50° und 70° und bei nur 6% wurde ein Einfallen kleiner 50° gemessen (Abb. 7.23). Im biohermen Bereich an der nördlichen Abbauwand finden sich offene Klüfte, die eine leichte Rauhigkeit aufweisen. Kluftabstände liegen hier bei maximal 30 cm.



Abb. 7.22: Westliche Abbauwand im südlichen Teil des Steinbruchs Hülen (Welsch 2011).

Auf der zweiten Sohle der Westwand sind die Klüfte offen und haben glatte Kluffflächen. Im gebankten Teil der unteren Sohle liegen die Öffnungsweiten im Zentimeterbereich, Großklüfte können vereinzelt auch bis zu 10 cm offen stehen. Die Abstände der Großklüfte betragen 5 bis 10 m. In Massenkalk auf der unteren Sohle sind die Klüfte ebenfalls offen und glatt, die Kluftabstände betragen hier bis zu 1 m.

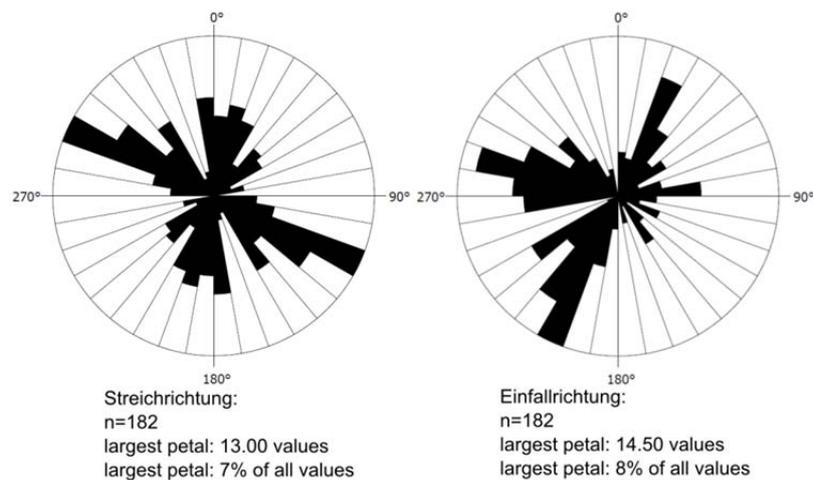


Abb. 7.23: Darstellung der im Steinbruch Hülen gemessenen Klüfte (Welsch 2011).

Im gesamten Steinbruch treten Klüfte auf, die durch Kalzitausfällung „verheilt“ sind oder durch Kalzitbeläge deutlich rauere Kluftflächen zeigen. Der gesamte südliche Bereich des Steinbruchs ist stark verkarstet, gebankte Bereiche jedoch deutlich geringer als Massenkalke. Dabei sind vor allem Großklüfte deutlich durch Lösungsvorgänge erweitert. Es treten zum Teil taschenartige Erweiterungen von mehreren Metern auf. In allen Karststrukturen findet sich Verwitterungslehm.

7.2 Strukturgeologische und geohydraulische Einflüsse auf die Gebirgspermeabilität

Zur Ableitung und Bewertung der Gebirgspermeabilität wurden zum einen die strukturgeologischen Aufschlussanalysen (Kap. 7.1) sowie Literaturangaben über die hydraulischen Durchlässigkeiten oder Transmissivitäten des Malmaquifers basierend auf Untersuchungen im oberflächennahen Aufschluss sowie in Tiefbohrungen (Kap. 5) herangezogen.

Ein Vergleich der Kluftmessungen einzelner Aufschlüsse ergibt, dass erwartungsgemäß die Kluftorientierungen stark von den regionalen tektonischen Verhältnissen abhängen. Selbst innerhalb eines Steinbruchs können sich Kluftrichtungen in verschiedenen Bereichen deutlich voneinander unterscheiden. Trotz der lokalen Unterschiede, sind zwei Hauptkluftrichtungen überregional vertreten. Es handelt sich dabei um die NNE-SSW-streichende rheinische und die NW-SE-streichende herzynische Richtung, in denen auch die Hauptstörungen auf der Schwäbischen und Fränkischen Alb angelegt sind. Abbildung 7.24 zeigt eine Zusammenfassung aller im Bereich der Schwäbischen Alb erfassten Kluftwerte. Es ist zu beachten, dass häufig Steinbrüche untersucht wurden, in denen sowohl Massenkalke als auch gebankte Kalksteine in unmittelbarer Nähe zueinander aufgeschlossen sind. Das Einfallen der gebankten Serien ist somit z. T. beeinflusst durch das von den Riffstrukturen vorgezeichnete untermeerische Paläorelief. Im Steinbruch Plettenberg (Kap. 7.1.6) sind die Schichten zusätzlich biegetektonisch deformiert. Die Schichtmessungen in den Steinbrüchen ergaben kein einheitliches Einfallen der Schichten, dennoch konnte ein zu erwartendes Schichteinfallen in südöstlicher Richtung festgestellt werden, was dem generellen Einfallen des süddeutschen Schichtstufenlandes und auch der Schwäbischen und Fränkischen Alb entspricht.

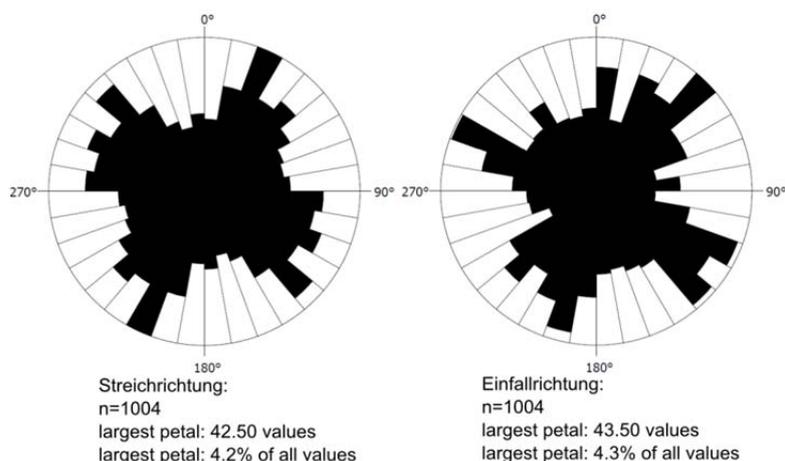


Abb. 7.24: Zusammenfassende Darstellung aller gemessener Kluftwerte (Welsch 2011).

Die Beschaffenheit der Klufflächen ist von der jeweiligen Lithologie abhängig. In partikelreichen Kalken sind sie generell eher rau, in mikritischen Kalken eher glatt ausgebildet. Gibt es Kalzit- oder Eisen-/Manganfällungen auf den Klufflächen sind sie in der Regel rau. Häufig sind Klüfte vollständig mit Kalzit „verheilt“ und somit wieder geschlossen. Die Angaben zur Kluftöffnungsweite sind jedoch nur bedingt aussagekräftig, da sie besonders in Steinbrüchen stark abhängig sind von der oberflächennahen Auflockerung des Gebirges, welche durch Sprengungen in den Steinbrüchen künstlich verstärkt wird. In allen bearbeiteten Steinbrüchen wurden, unabhängig von den unterschiedlichen Lithologien, in der Regel geringe Kluftabstände beobachtet. Dies lässt auf eine allgemeine starke Zerklüftung der gesamten Schwäbischen und Fränkischen Alb schließen.

Gemäß der in Kapitel 2.4 dargestellten Vorgehensweise kann für die Kluftnetzwerke in den untersuchten Steinbrüchen eine Abschätzung des Durchlässigkeitsbeiwertes vorgenommen werden. Tabelle 7.1 sowie Abbildung 7.25 zeigen die berechneten Werte auf Basis der strukturgeologisch untersuchten Aufschlüsse im Vergleich zur hydraulischen Leitfähigkeit eines Reservoirs in 3 km Tiefe bei abnehmender Kluftöffnungsweite gemäß dem „cubic law“ (Lee & Farmer 1993).

Aus diesen Berechnungen wird ersichtlich, dass die für die geothermische Nutzung nötigen Fließraten selbst in den geklüfteten Karbonaten zumindest außerhalb von Störungszonen oder stark tektonisierten und damit einhergehend verkarsteten Bereichen ohne Stimulationsmaßnahmen nicht erreicht werden können. Werden jedoch besonders verkarstete Bereiche erschlossen sind hohe Fließraten von über 100 l/s möglich. Solch ein Störungs- und Karstbereich wurde z. B. in der Produktionsbohrung des Projektes Unterhaching angetroffen, wo Fließraten von über 150 l/s im Pumpstest gefördert wurden.

Zusätzlich ist für die Reservoirpermeabilität die Kluftausbreitung und Struktur von Kluftnetzwerken von großer Bedeutung. Es gilt zu unterscheiden zwischen schichtgebundener Klüftung, das heißt auf einzelne Schichten/Faziesbereiche beschränkte Klüfte oder nicht schichtgebundene Klüftung, die eher zusammenhängende Kluftnetzwerke bilden und damit zu höherer Permeabilität im Reservoir führen können (Stauffer & Aharony 1992). Im Untersuchungsgebiet konnten überwiegend nicht-schichtgebundene Klüfte beobachtet werden, was prinzipiell für eine gute Konnektivität des Kluftnetzwerkes spricht.

Die Kluftorientierungen weisen häufig in verschiedenen Aufschlüssen deutliche Unterschiede auf. Hierbei können selbst zwischen einzelnen Schichtpaketen Variationen auftreten. Bevorzugte Kluftscharen sind häufig parallel zu benachbarten Großklüften und/oder Störungen orientiert. Der Durchtrennungsgrad folgt ebenso wie die Kluftöffnungsweite einem Potenzgesetz, d. h. es wurden wenige Klüfte mit großen Öffnungsweiten (Großklüfte) und sehr viele Klüfte mit geringen Öffnungsweiten beobachtet. Hierbei fällt auf, dass kleinere Klüfte bereits an geringmächtigen (mm bis cm) Mergelschichten gestoppt werden und Klüfte somit auf einzelne Kalksteinbänke beschränkt sind. Dennoch sind ca. 70% aller Klüfte nicht-schichtgebunden.

Tab. 7.1: Berechneter Durchlässigkeitsbeiwert k_f gemäß Gl. 2.15 für kartierte Klüftöffnungsweiten und Umrechnung gemäß Lee & Farmer (1993) auf 3 km Reservoirtiefe. Als Fluid wurde Wasser bei 20°C mit einer Dichte ρ_f von 998,21 kg/m³ und dynamischen Viskosität μ von 0,001 kg/(m·s) für die oberflächennahen Bereich und für die Reservoirtiefe wurde Wasser bei 100°C mit einer Dichte ρ_f von 958,37 kg/m³ und dynamischen Viskosität μ von $2,8 \cdot 10^{-4}$ kg/(m·s) angesetzt. Die durchschnittliche Länge der ausgewerteten Profilinie betrug 200 m. Blau hinterlegt sind die am häufigsten angetroffenen Klüftöffnungsweiten.

Art der Wasserwegsamkeit (in Anlehnung an IAEG 1981)	Öffnungsweite [m]	k_f [m/s]	k_f in 3 km Tiefe (1/100 Öffnungsweite) [m/s]
Sehr kleine Klüfte	0,0001	4,08E-09	1,38E-14
	0,0005	5,10E-07	1,72E-12
Kleinklüfte	0,001	4,08E-06	1,38E-11
	0,002	3,26E-05	1,10E-10
	0,003	1,10E-04	3,72E-10
	0,004	2,61E-04	8,82E-10
Mittelkleine Klüfte	0,005	5,10E-04	1,72E-09
	0,01	4,08E-03	1,38E-08
	0,02	3,26E-02	1,10E-07
Mittelgroße Klüfte	0,03	1,10E-01	3,72E-07
	0,04	2,61E-01	8,82E-07
	0,05	5,10E-01	1,72E-06
Großklüfte bis kavernös	0,1	4,08E+00	1,38E-05
	1	4,08E+03	1,38E-02

Im Bereich des Steinbruches Gerhausen konnten geohydraulische Versuche zur Bewertung der Gebirgspermeabilität im stratigraphischen Bereich von Malm γ bis $\zeta 2$ herangezogen werden. Prinzipiell stellen die Kalksteine des Kimmeridge 2 (Untere Felsenkalke/Untere Massenkalk, Abb. 7.26) die maßgebliche grundwasserführende geologische Einheit des Steinbruchnahbereiches dar, wobei mit einer Gesamtmächtigkeit von etwa 160 m der grundwassererfüllte Anteil der Abfolge ungefähr 140 m einnimmt (Köhler & Pomerening 2006).

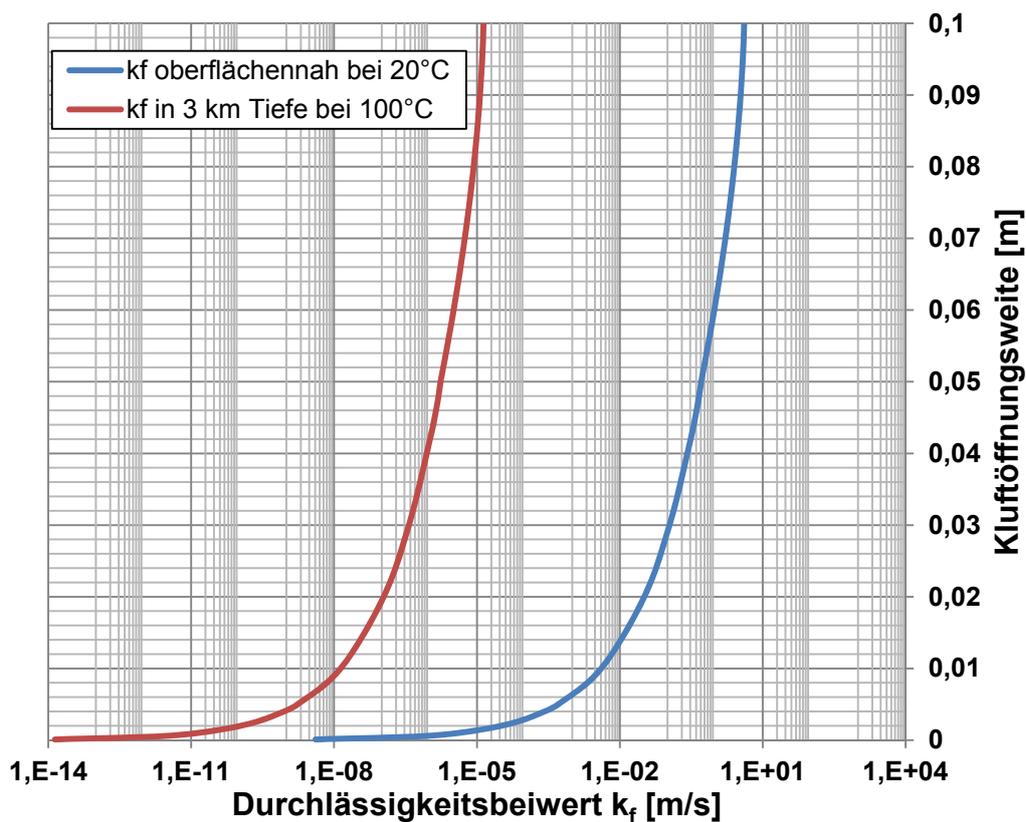
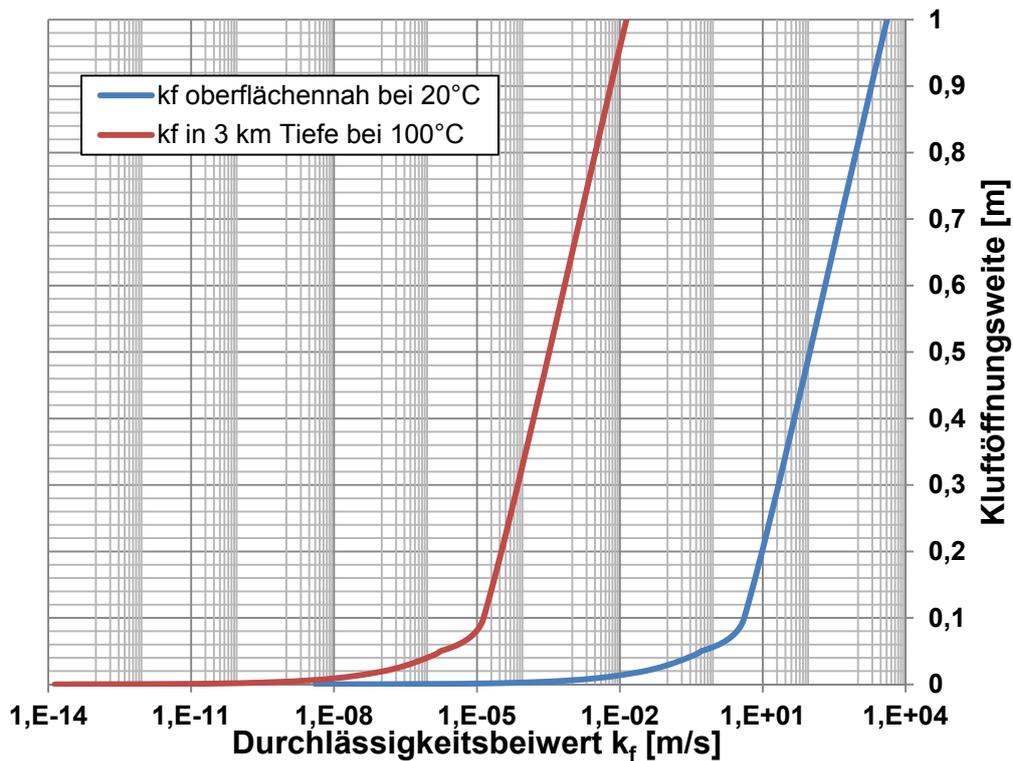


Abb. 7.25: Änderung des Durchlässigkeitsbeiwertes in Abhängigkeit von der Kluftöffnungsweite (oben: Ordinatenkala 0 – 1, unten: Ordinatenkala 0 – 0,1) bei oberflächennahen und Reservoirbedingungen (Tab. 7.1).

Die zur Interpretation der Gebirgspermeabilität verwendeten Daten geohydraulischer Bohrlochversuche umfassen teufenbezogene Auffüllversuche, WD-Tests und in

ausgewählten Bohrlöchern und Grundwassermessstellen durchgeführte Kurzpumpversuche sowie Großpumpversuche. Bei der Auswertung von Pumpversuchen in Kluft- und Karstgrundwasserleitern ist jedoch grundsätzlich zu beachten, dass die bei Pumpversuchen generell vorausgesetzten homogenen und isotropen Untergrundverhältnisse nur bedingt oder nicht erfüllt sind. Die Wasserführung in den Karbonaten erfolgt in der Regel nicht im porösen Gestein sondern auf Trennflächen und/oder in verkarsteten Gebirgsabschnitten, so dass der Festgesteinsaquifer wie ein gespannter Grundwasserleiter reagiert und entsprechend ausgewertet werden sollte (Krusemann & De Ridder 1994, Langguth & Voigt 2004). Darüber hinaus kann das wasserwegsame Trennflächensystem, insbesondere in verkarstungsfähigem Gebirge, starken Variationen unterworfen sein. Für die Durchführung von Pumpversuchen ist daher ein kleinstmögliches Teilgebiet zu definieren, dass alle hydraulischen Eigenschaften eines Grundwasserleiters repräsentiert. Dieses repräsentative Elementarvolumen sollte eine ausreichend große Anzahl hydraulisch wirksamer Heterogenitäten erfassen, so dass eine statistisch zufällige Verteilung der Fließwege vorliegt und der Auswertungsdefinition entsprechend homogene Verhältnisse angenommen werden können.

Stratigraphie, Kurzbezeichnungen		Synonyme, frühere Bezeichnungen	Lithologie	Mächtigkeit (m)
Quartär	Junge Talfüllungen, Blautalschotter, Donauschotter der mittleren Rißeiszeit, Hangschutt (ungegliedert)		Schotter, Kalkstein, Mergelstein, Lehm	bis 35
	Zementmergel-Formation (ki5)	Oberer Massenkalk (joMo)	Zementmergel [tiZ], Weißjura ζ2, Obere Weißjuramergel	0 - 75
Liegende Bankkalk-Formation (ki4)	Liegende Bankkalk [tiL], Weißjura ζ1, Ulmensschichten		25 - 70	
Oberjura	Obere Felsenkalk-Formation (ki3)	Unterer Massenkalk (joMu)	Obere Felsenkalk, Weißjura ε, Oberkimmeridge-Kalk	20 - 150
	Untere Felsenkalk 4 (ki2.4) (über der Glaukonitbank)		Weißjura δ 4	
	Untere Felsenkalk 3 (ki2.3) (unter der Glaukonitbank)		Weißjura δ 3	20 - 150
	Untere Felsenkalk 2 (ki2.2)		Weißjura δ 2	
	Untere Felsenkalk 1 (ki2.1)		Weißjura δ 1	
	Lacunosamergel-Formation (ki1)		Weißjura γ, Lacunosamergel, Kimmeridge-Mergel	tonige, dunkelgraue Kalksteine bis Kalkmergelsteine

Abb. 7.26: Gesteinsabfolge des Oberjura im Raum Gerhausen (aus Köhler & Pomerening 2006, nach GLBW 1989, Giese & Werner 1997, Kimming 2000, LGRB 2000).

Tab. 7.2: Durchlässigkeitsbeiwerte des oberflächennahen Gebirges im Bereich des Steinbruches Gerhausen. ¹Auffüllversuche nach DIN 18130 Teil 2; ²Pumpversuche nach EN ISO 22282 Teil 4; ³WD-Versuch nach EN ISO 22282 Teil 3; ⁴nach Prinz & Strauß (2006) (zusammengefasst aus Köhler & Pomerening 2006).

Bohrung/ GWM	Filterteufe [m u. GOK]	Gemittelte Teufe [m u. GOK]	Durchlässigkeitsbeiwert [m/s]				Zer- klüftungs- grad ⁴	Ver- karstungs- grad ⁴	Einteilung der Durchlässigkeit nach DIN 18130, TI.1	
			Auffüll- versuch ¹	Kurzpump- versuch ²	WD- Test ³	Pump- versuch ²				
Bohrung 1	20,5 - 31,0	25	1,0E-06	4,0E-06	1,0E-06 1,0E-07	7,90E-05	z	$v^1 - v^2$	durchlässig	
	31,0 - 60,5	31	1,0E-06				1,0E-06	$z^{00} - z$	$v^1 - v^2$	schwach durchlässig
		60,5	5,0E-07				1,0E-07			
Bohrung 2	15,0 - 25,0	15	2,0E-06	7,0E-05	3,0E-06	1,90E-04	$z - z^{-1}$	$v^2 - v^3$	schwach durchlässig	
		25			3,0E-08					
	25,0 - 30,0	27,5	1,0E-05		1,0E-05		$z - z^{-1}$	$v^2 - v^3$	durchlässig	
		30,0 - 35,0	30		9,0E-06		4,0E-06	$z - z^{-1}$	v^2	schwach durchlässig
	35		8,0E-07							
	35,0 - 55,0	35	7,0E-05		$z - z^{-1}$		$v^2 - v^4$	durchlässig bis stark durchlässig		
55		2,0E-04								
Bohrung 3	40,0 - 71,0	40	1,0E-06	2,0E-07	2,10E-04	$z^{00} - z^{-1}$	$v^1 - v^2$	schwach durchlässig		
		71	4,0E-07							
Bohrung 4	74,0 - 101,7	74	1,0E-05	2,80E-04	$z - z^{-1}$	$v^2 - v^4$	durchlässig bis stark durchlässig			
		101	4,0E-04							
GWM A	29,0 - 52,5	29	8,0E-07	3,0E-04	2,00E-04	$z - z^{-1}$	$v^1 - v^2$	schwach durchlässig		
		52,5	3,0E-07							
	52,5 - 70,6	25,5	2,0E-05			$z^0 - z - z^{-1}$	$v^2 - v^4$	durchlässig bis stark durchlässig		
		70,6	7,0E-05							
70,6 - 101,5	85		z^{00}	v^1	schwach durchlässig					
GWM B	10,4 - 30,0	10,4	1,0E-04	2,0E-04	6,80E-04	$z^0 - z^{-1}$	v^1	durchlässig bis stark durchlässig		
		30	5,0E-05							
	30,0 - 50,0	30	2,0E-04			3,0E-06	$z^{00} - z$	$v^2 - v^4$	schwach durchlässig	
		50	6,0E-05			6,0E-08				
50,0 - 61,0	55,5	2,0E-04		$z^{00} - z$	$v^2 - v^4$	durchlässig				
GWM C	30,0 - 65,0	30	1,0E-06	5,0E-05	2,40E-04	$z - z^{-1}$	$v^1 - v^2$	schwach durchlässig		
		65	3,0E-07						$z^0 - z$	$v^2 - v^4$
	65,0 - 86,0	65	2,0E-04			z^{00}	v^1	schwach durchlässig		
		86								
	86,0 - 87,5	87								
Bohrung 5	10,0 - 15,0	12,5	4,0E-06	2,0E-07	5,60E-04	$z^0 - z - z$	v^2	schwach durchlässig		
	15,0 - 19,5	17,5	1,0E-06						$z - z^{-1}$	v^2
	19,5 - 47,0	19,5	9,0E-06			9,0E-07	$z - z^{-1}$	$v^1 - v^2$		
		47				6,0E-08				
	47,0 - 49,5	47	7,0E-05			$z^0 - z$	$v^1 - v^3$	durchlässig		
		49,5	2,0E-04							
	49,5 - 172,5	49,5	2,0E-06			9,0E-07	$z^0 - z - z^0$	v^1	schwach bis sehr schwach durchlässig	
172,5		4,0E-07								

Ist ein gleichmäßig und relativ engständig zerklüftetes Gebirgsvolumen gegeben, so kann das Strömen des Grundwassers im Festgestein als Voraussetzung für eine Anwendung der gängigen Auswerteverfahren ebenfalls als Filterströmung nach dem Darcy-Gesetz (1856) beschrieben werden (Strayle et al. 1994). Es gilt weiterhin zu berücksichtigen, dass bei der Pumpversuchsdurchführung Grundwassermessstellen aufgrund einer im Kluff- und Karstaquifer teilweise ungenügenden hydraulischen Anbindung an die vom Brunnen erfassten Aquiferbereiche mit zu geringen Absenkungsbeträgen reagieren und es folglich zu einer Überschätzung der Transmissivität kommen kann. Bei einer Bewertung der vorliegenden Versuchsdaten sind daher auch die Ergebnisse der Kurzpumpversuche sowie der weiteren geohydraulischen Versuche im Sinne eines gesamtheitlichen Verständnisses heranzuziehen. Die Aufbereitung der Daten aus den Pumpversuchen umfasste neben einer wasserhaushaltlichen Trendkorrektur auch eine dynamische Korrektur der Absenkungsbeträge für freie Grundwasserleiter und instationäre Fließbedingungen (Köhler & Pomerening 2006). Die Durchlässigkeitsbeiwerte wurden mit Hilfe üblicher Auswerteverfahren (Typkurvenverfahren nach Theis (1935), Geradlinienverfahren Zeit-Absenkung sowie Abstand-Absenkung nach Cooper & Jacob (1946)) ermittelt und sind in Tabelle 7.2 aufgelistet.

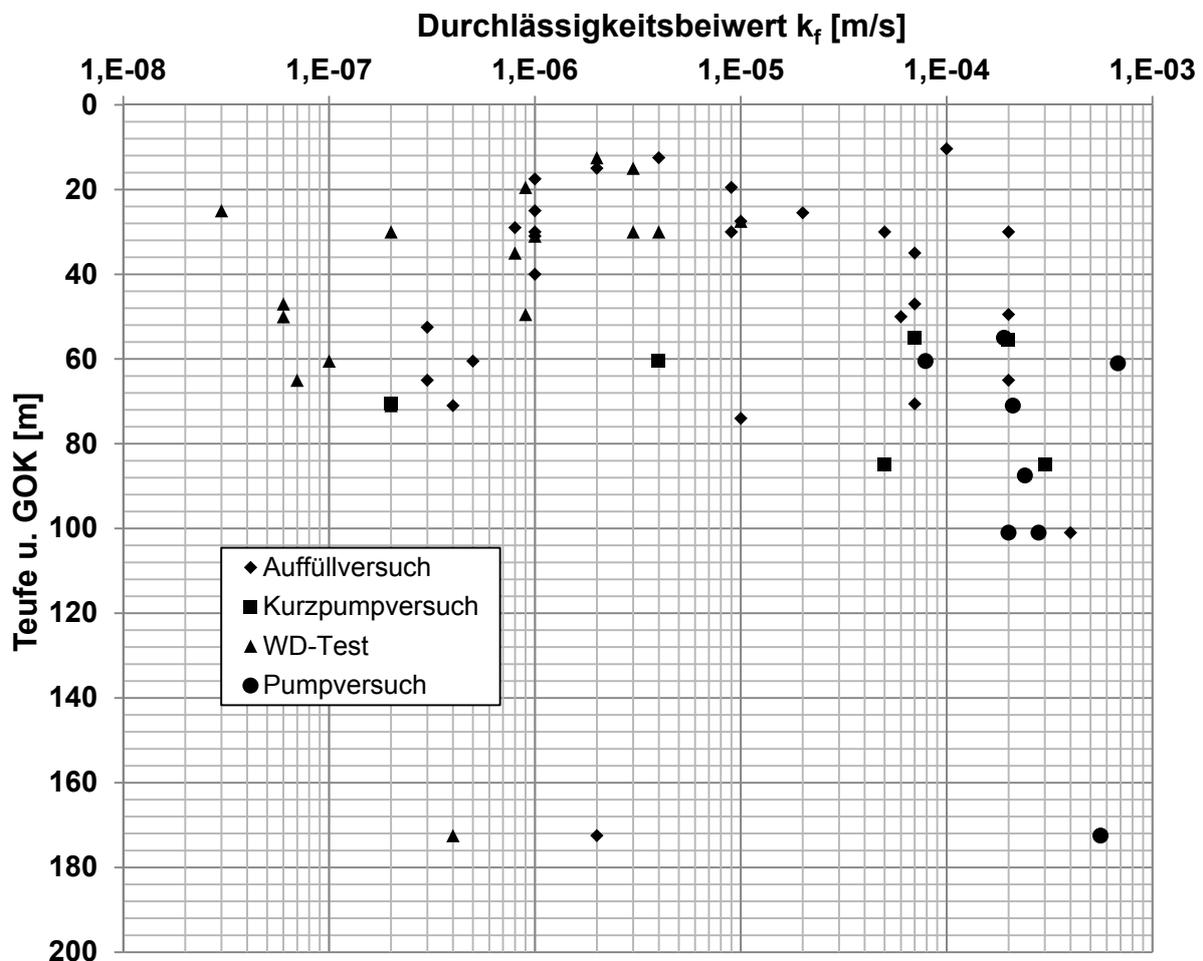


Abb. 7.27: Durchlässigkeitsbeiwerte in Bezug zur Teufe, ermittelt aus verschiedenen geohydraulischen Versuchen (Daten aus Köhler & Pomerening 2006).

Das oberflächennahe Gebirge im Bereich des Steinbruches weist im Teufenabschnitt zwischen Geländeoberkante (GOK) bis etwa 70 m u. GOK relativ uneinheitliche

Durchlässigkeitsverhältnisse auf. Die Gebirgsdurchlässigkeiten liegen überwiegend zwischen $1 \cdot 10^{-4}$ m/s bis $3 \cdot 10^{-7}$ m/s, lokal bei $2 \cdot 10^{-4}$ m/s. Dem stehen, vermutlich nur lokal verbreitet und auf gering wasserwegsame Riffstrukturen zurückzuführende, schwach bis sehr schwach durchlässige Gebirgsabschnitte mit k_f -Werten zwischen $4 \cdot 10^{-6}$ m/s und $3 \cdot 10^{-8}$ m/s gegenüber. Zwischen ca. 70 bis ungefähr 100 m u. GOK ist das Gebirge deutlich verkarstet und als durchlässig bis stark durchlässig zu bewerten. Die ermittelten Durchlässigkeitsbeiwerte liegen zwischen $5 \cdot 10^{-5}$ m/s und $4 \cdot 10^{-4}$ m/s. Bis zur Basis des Kalksteinaquifers bei ungefähr 175 m u. GOK ist das Gebirge als schwach bis sehr schwach durchlässig einzustufen. Die Durchlässigkeitsbeiwerte bewegen sich entsprechend zwischen $1 \cdot 10^{-6}$ m/s und $1 \cdot 10^{-7}$ m/s. Die Wasserwegsamkeit des Gebirges wird im Wesentlichen durch das Trennflächengefüge und nicht durch die Gesteinsporosität bzw. Gesteinspermeabilität bestimmt. Vorrangige Bedeutung für die Wasserwegsamkeit haben in der gebankten Beckenfazies Schichtflächen und in der massigeren Rifffazies die Kluffflächen. Es zeigt sich weiterhin, dass bereits auf lokalem Maßstab starke Schwankungen des Durchlässigkeitsbeiwertes im Rahmen von 4 Größenordnungen ($k_f = 10^{-8}$ bis 10^{-4} m/s) festzustellen sind. Diese Variation wirkt sich auch auf die in direktem Zusammenhang mit dem Durchlässigkeitsbeiwert stehende Gebirgspermeabilität aus, die sich bedingt durch den mit zunehmender Tiefe ansteigenden Gebirgsdruck und damit zunehmend schließenden Trennflächensysteme, weiter reduzieren wird. Die Permeabilität K in m^2 steht über Gleichung [2.9] in Beziehung mit dem Durchlässigkeitsbeiwert k_f in [m/s].

Tab. 7.3: Prognostizierte Durchlässigkeitsbeiwerte und Gebirgspermeabilitäten für eine exemplarische Reservoirtiefe von 3 km für Wasser bei 100°C (nach Lee & Farmer (1993) und Gl. [2.9]).

Durchlässigkeitsbeiwert oberflächennah (bis 170 m) [m/s]	Durchlässigkeitsbeiwert 3 km Tiefe [m/s]	Gebirgspermeabilität 3 km Tiefe [m^2]
$10^{-8} - 10^{-4}$	$10^{-13} - 10^{-9}$	$10^{-21} - 10^{-16}$

Setzt man die aus den geohydraulischen Tests ermittelten und in Abbildung 7.27 dargestellten Durchlässigkeitsbeiwerte in Beziehung zu sich mit zunehmender Tiefe verringernden Öffnungsweiten der Kluffflächen, kommt es im Durchschnitt zu einer Reduzierung der Gebirgspermeabilität um 5 Größenordnungen (Tab. 7.3). Hierbei ist zu beachten, dass eine solche Betrachtung auf rein kompressibel-isotropischen Spannungszuständen beruht. Ein anisotropes und dilatatives Spannungsgefüge wie es häufig in Bohrungen des Molassebeckens nachgewiesen wurde (Reinecker et al. 2010) kann zu einer weniger stark ausgeprägten Reduzierung der Gebirgspermeabilität aufgrund geringerer Schließungsraten oder gar Erweiterung von Kluffflächen führen.

7.2.1 Hydraulische Funktion von Gesteinsmatrix und Störungen

Zur Quantifizierung der hydraulischen Wirksamkeit der Gesteinsmatrix im Vergleich zu Störungszonen wurde eine numerische Berechnung durchgeführt. Hierbei repräsentiert ein Blockmodell ein homogenes und isotropes Reservoir mit einer waagrecht verlaufenden Störungzone in der Mitte. Das vollständig gesättigte Modell hat eine Fläche von 25 km^2 und eine Mächtigkeit von 500 m (Abb. 7.28). Die Störungzone (realisiert als 2D Discrete Feature Element - DFE) wurde mit einer Mächtigkeit von 0,05 m mit einem deutlich höheren Durchlässigkeitsbeiwert ($k_f = 5 \cdot 10^{-3}$ m/s) als die Gesteinsmatrix angesetzt. Die Störungzone wird in ihren Eigenschaften konstant gehalten und nur die umgebende Gesteinsmatrix in ihrer hydraulischen Durchlässigkeit über eine Variation des

Durchlässigkeitsbeiwertes im Bereich von $5 \cdot 10^{-6}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-12}$ m/s variiert. Eine Produktionsbohrung in der Mitte des Modells fördert mit 80 l/s aus der Störungszone sowie der Gesteinsmatrix. Der Speicherkoeffizient beträgt bei allen Modellvarianten $1 \cdot 10^{-5}$ 1/m. Als Randbedingung ist ein Festpotenzial außen um das Modell auf Höhe der Störungszone angesetzt. Die Simulationsdauer beträgt 20 Tage. Für die Auswertung werden die Werte am Ende der Simulation betrachtet, wobei die zeitlichen Schwankungen jedoch gering sind.

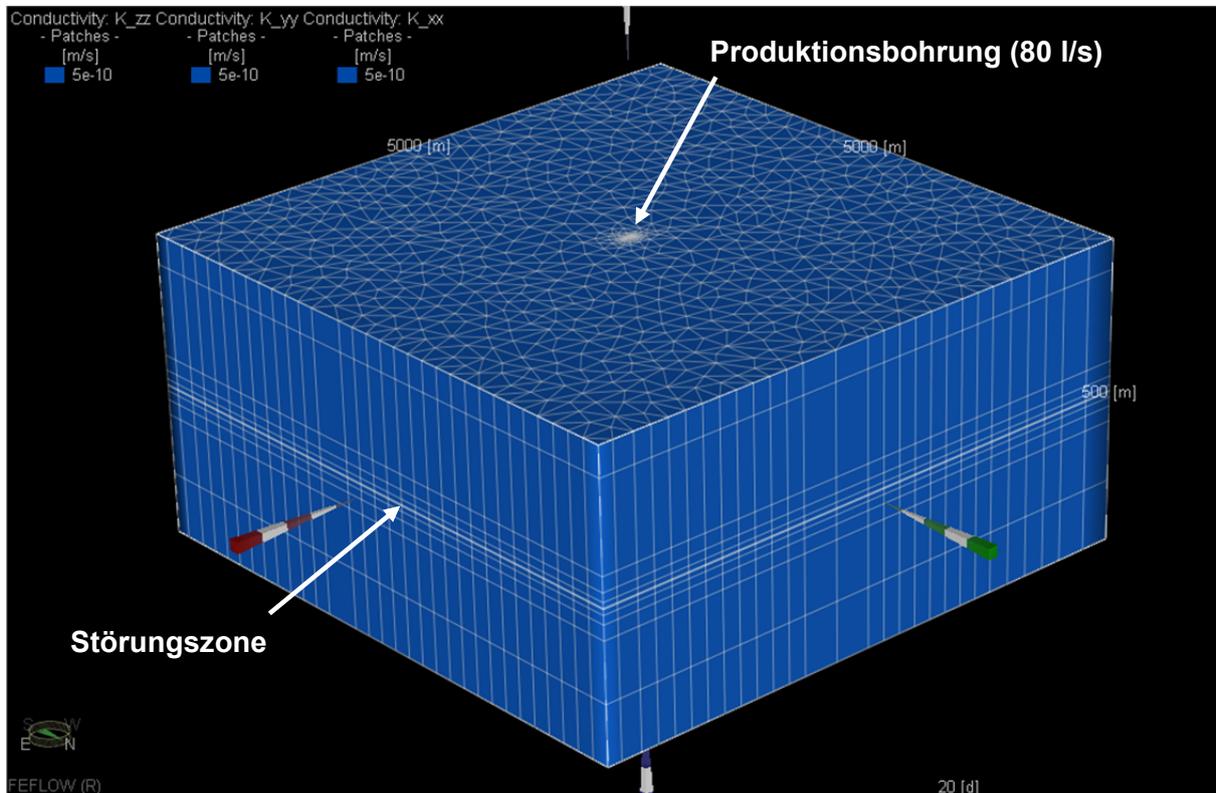


Abb. 7.28: Darstellung des Modellaufbaus und Randbedingungen.

Die Simulation wurde mit der Software FEFLOW 6.2 (Diersch 2014) durchgeführt und ermöglicht über eine Bilanzierungsfunktion (subdomain boundary period budget) die differenzierte, quantitative Betrachtung von Fluidfördermengen aus poröser Gesteinsmatrix und Störungszone. Das Verhältnis von geförderter Fluidmenge aus Gesteinsmatrix und Störungszone gegenüber der Variation des Durchlässigkeitsbeiwertes der Gesteinsmatrix ist in Abbildung 7.28 dargestellt. Der variierte Bereich der Durchlässigkeit der Gesteinsmatrix beruht hierbei auf dem aus der Aufschlussanalogstudie ermittelten Permeabilitätsbereich (Kap. 7.3.7).

Aus Abbildung 7.29 wird ersichtlich, dass ab einem Durchlässigkeitsbeiwert von 10^{-10} m/s (entspricht ca. Permeabilitäten ab 10^{-17} m²) der Einfluss der porösen Gesteinsmatrix auf das Fluidangebot signifikant abnimmt. Dieses Verhältnis wird in einem realen Malmreservoir noch deutlich stärker zu Lasten der hydraulischen Wirksamkeit der Gesteinsmatrix verschoben sein, da in diesem Fall nicht wie im Modell angenommen von einer über das gesamte Reservoir vorherrschenden homogenen und isotropen Permeabilitätsverteilung ausgegangen werden muss.

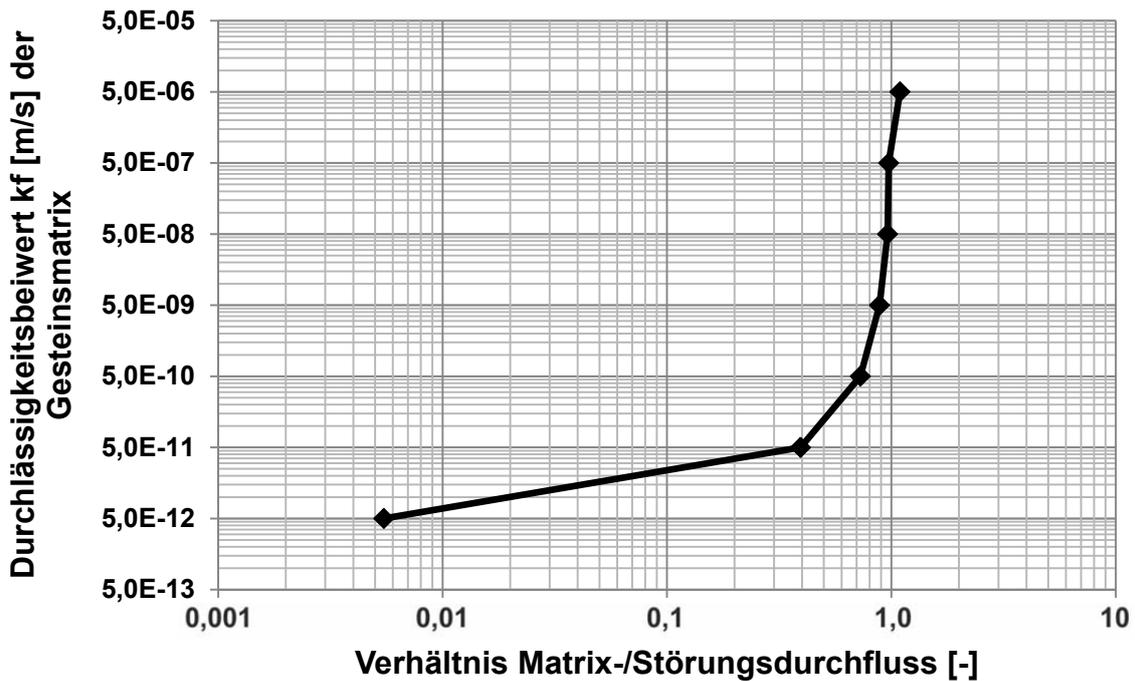


Abb. 7.29: Verhältnis von geförderter Fluidmenge aus Gesteinsmatrix und Störungszone nach 20 Tagen Simulationsdauer gemäß der Variation des Durchlässigkeitsbeiwertes der Gesteinsmatrix.

7.3 Geothermisch-Physikalische Gesteinskennwerte

Im nachfolgenden Kapitel wird zunächst auf die Darstellungsweise der ermittelten Gesteinskennwerte eingegangen. Danach erfolgt die Charakterisierung der Aufschlussproben und Faziesbereiche anhand ihrer thermo- und petrophysikalischen Kennwerte. Abschließend werden die hier vorgestellten Ergebnisse mit Literaturdaten verglichen.

7.3.1 Kennwertdarstellung

Ein Box-Whisker-Plot (Abb. 7.30) ist ein Diagramm, das zur grafischen Darstellung der Verteilung kardinalskalierten Daten verwendet wird. Es fasst dabei verschiedene robuste Streuungs- und Lagemaße in einer Darstellung zusammen. Der Vorteil eines Boxplots besteht darin, dass gewisse Kennwerte einer Verteilung direkt aus der graphischen Darstellung abgelesen werden können und eine direkte Interpretation größerer Datenmengen ermöglicht. Hierzu werden alle Werte der sogenannten Fünf-Punkte-Zusammenfassung (Tab. 7.4), also der Median, die zwei Quartile und die beiden Extremwerte, dargestellt. Die Box entspricht dem Bereich, in welchem 50 % der Daten liegen. Sie wird durch das obere und das untere Quartil begrenzt. Die Länge der Box entspricht dem Interquartilsabstand (englisch: interquartile range, IQR). Dieser ist ein Maß der Streuung der Daten, welches durch die Differenz des oberen und unteren Quartils bestimmt wird. Der Median wird als durchgehender Strich in der Box eingezeichnet, welcher das gesamte Diagramm in zwei Hälften teilt, in denen jeweils 50 % der Daten liegen. Durch seine Lage innerhalb der Box kann ein Eindruck von der Schiefe der den Daten zugrunde liegenden Verteilung gewonnen werden. Ist der Median im linken Teil der Box, so ist die Verteilung rechtsschief, und umgekehrt. Durch die Whisker (Antennen) werden die außerhalb der Box liegenden Werte dargestellt (Abb.7.30).

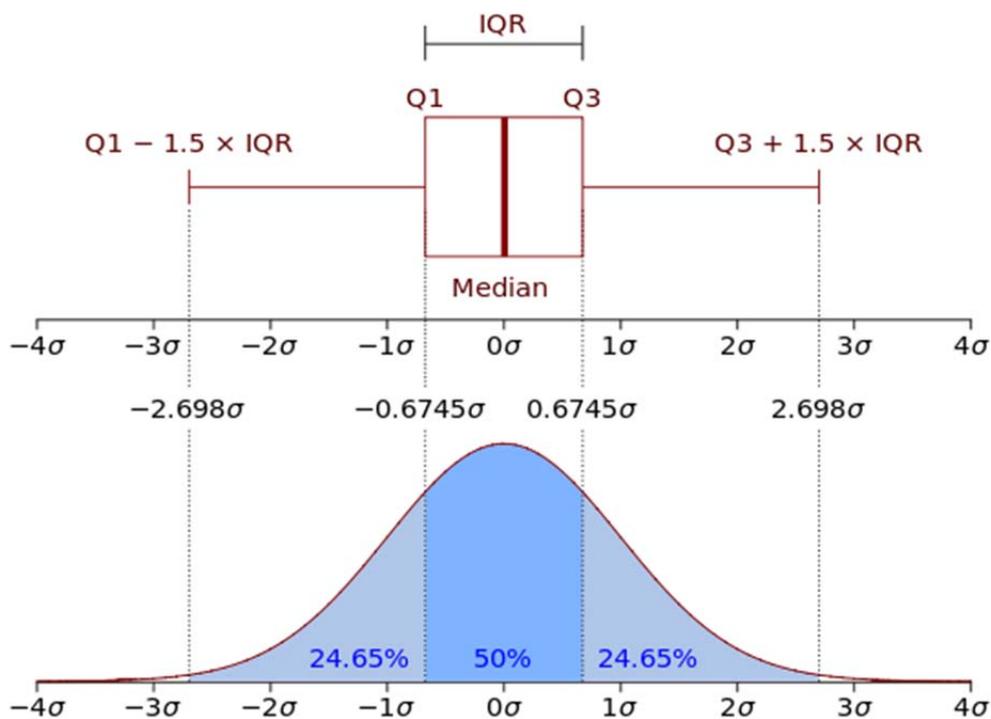


Abb. 7.30: Exemplarischer Box-Whisker-Plot (basierend auf Tukey 1977).

Nach Tukey (1977) ist die Länge der Whisker auf maximal das 1,5-fache des Interquartilsabstands ($1,5 \times \text{IQR}$) zu beschränken. Dabei endet der Whisker jedoch nicht genau nach dieser Länge, sondern bei dem Wert aus den Daten, der noch innerhalb dieser Grenze liegt. Die Länge der Whisker wird also durch die Datenwerte und nicht allein durch den Interquartilsabstand bestimmt. Dies ist auch der Grund, warum die Whisker nicht auf beiden Seiten gleich lang sein müssen. Gibt es keine Werte außerhalb der Grenze von $1,5 \times \text{IQR}$, wird die Länge des Whiskers durch den maximalen und minimalen Wert festgelegt. Andernfalls werden die Werte außerhalb der Whisker separat in das Diagramm eingetragen.

Tab. 7.4: Übersicht zur statistischen Kenngrößendarstellung im Box-Whisker-Plot (Abb. 7.30).

Kennwert	Beschreibung	Lage im Boxplot
Minimum	Kleinster Datenwert des Datensatzes	Ende eines Whiskers oder entferntester Ausreißer
Unteres Quartil	Die kleinsten 25 % der Datenwerte sind kleiner oder gleich diesem Kennwert	Beginn der Box
Median	Die kleinsten 50 % der Datenwerte sind kleiner oder gleich diesem Kennwert	Strich innerhalb der Box
Oberes Quartil	Die kleinsten 75 % der Datenwerte sind kleiner oder gleich diesem Kennwert	Ende der Box
Maximum	Größter Datenwert des Datensatzes	Ende eines Whiskers oder entferntester Ausreißer
Spannweite	Gesamter Wertebereich des Datensatzes	Länge des gesamten Boxplots (inklusive Ausreißer)
Interquartilsabstand	Wertebereich, in dem sich die mittleren 50 % der Daten befinden. (Liegt zwischen dem 0,25- und dem 0,75-Quartil.)	Ausdehnung der Box

Diese Werte können dann als ausreißerverdächtig behandelt werden bzw. werden direkt als Ausreißer gekennzeichnet ($^{\circ}$). Häufig werden Ausreißer, die zwischen $1,5 \times \text{IQR}$ und $3 \times \text{IQR}$ liegen, als „milde“ Ausreißer ($^{\circ}$) bezeichnet und Werte, die über $3 \times \text{IQR}$ liegen, als „extreme“ Ausreißer (*). Diese werden dann entsprechend unterschiedlich im Diagramm gekennzeichnet.

Ein Histogramm (Abb. 7.31) dient zur graphischen Darstellung der Häufigkeitsverteilung metrisch skalierten Merkmale. Es erfordert die Einteilung der Daten in Klassen, die eine konstante oder variable Breite haben können. Es werden direkt nebeneinanderliegende Rechtecke von der Breite der jeweiligen Klasse gezeichnet, deren Flächeninhalte die (relativen oder absoluten) Klassenhäufigkeiten darstellen (Wasserman 2005). Die Höhe jedes Rechtecks stellt dann die (relative oder absolute) Häufigkeitsdichte dar, also die (relative oder absolute) Häufigkeit dividiert durch die Breite der entsprechenden Klasse (Arens et al. 2008).

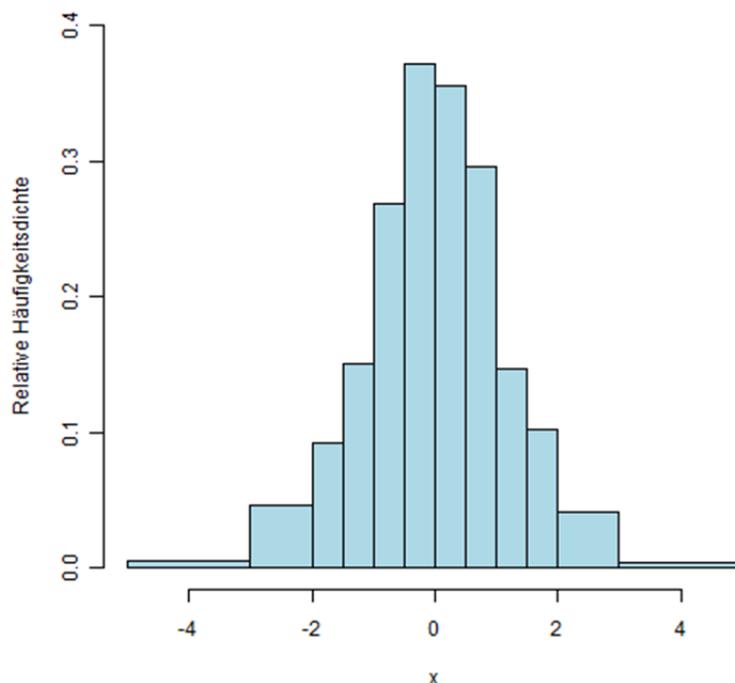


Abb. 7.31: Exemplarisches Histogramm (basierend auf Arens et al. 2008).

Die in den nachfolgenden Kapiteln dargestellten Messwerte und Diagramme basieren auf einer zuvor durchgeführten Prüfung auf Normalverteilung, so dass je nach Parameter oder stratigraphischer Einheit unterschiedliche Probenmengen zur statistischen Auswertung gemäß oben aufgezeigter Normalverteilung und Extremwertbetrachtung herangezogen wurden. Dies dient neben der statistischen Betrachtung vor allem der Aussagekraft der zur Interpretation herangezogenen Messwertverteilungen. Das heißt, dass Extremwerte, die nicht in den oben ausgeführten Definitionsbereichen liegen für die weitere Interpretation nicht berücksichtigt wurden und sich somit unterschiedliche Probenmengen für unterschiedliche Parameter, die am selben Kernmaterial gemessen wurden, ergeben können.

In Tabelle 7.5 ist das Ergebnis einer Kreuzkorrelation aller untersuchten Gesteinskennwerte aufgeführt. Die rot hervorgehobenen Gesteinskennwerte geben mittlere (größer 0,4) bis hohe (größer 0,6) positive bzw. negative Korrelation an, die in den jeweiligen Kapiteln 7.3.1 bis 7.3.8 erläutert werden.

Tab. 7.5: Kreuzkorrelation aller in dieser Studie untersuchten Gesteinskennwerte.

	Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]	Rohdichte [g/cm ³]	Korndichte [g/cm ³]	spezifische Wärmekapazität [J/(kg·K)]	Porosität [%]	Permeabilität [m ²]	Temperaturleitfähigkeit [10 ⁻⁶ m ² /s]
Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]	1						
Rohdichte [g/cm ³]	0,59	1					
Korndichte [g/cm ³]	0,41	0,03	1				
spezifische Wärmekapazität [J/(kg·K)]	-0,07	-0,09	-0,03	1			
Porosität [%]	-0,44	-0,96	0,17	0,08	1		
Permeabilität [m ²]	0,01	0,12	0,05	0,04	-0,15	1	
Temperaturleitfähigkeit [10 ⁻⁶ m ² /s]	0,78	0,36	0,32	-0,58	-0,19	-0,09	1
einaxiale Druckfestigkeit [MN/m ²]	0,25	0,54	-0,47	0,09	-0,68	0,39	-0,06

7.3.2 Wärmeleitfähigkeit

Die Karbonate der Beckenfazies (Mud- und Wackestone) besitzen überwiegend typische Werte von Kalksteinen um 1,9 - 2,3 W/(m·K). Die Mergel bzw. Mergelkalke besitzen aufgrund eines höheren Tonmineralanteils, der i. d. R. schlechter wärmeleitend wirkt, eine um bis zu 0,5 W/(m·K) verringerte Wärmeleitfähigkeit im Vergleich zu den Bankkalke der Beckenfazies. Bei den Karbonaten der Riffazies (Rud- und Floatstones) konnten Wärmeleitfähigkeiten von 1,8 – 3,9 W/(m·K) ermittelt werden. Diese im Vergleich zu den Beckenfazieskarbonaten hohen Wärmeleitfähigkeitswerte sind ebenfalls über die mineralogische Zusammensetzung der Karbonate erklärbar, da es im Bereich der Riffkörper im Verlauf der Diagenese zu Silikatbildung in einigen Schwammlagen kam, die heute als Kieselschwammlagen oder Cherts ausgebildet sind. Aufgrund dieser erhöhten SiO₂-Konzentration steigt auch die Wärmeleitfähigkeit bei gleichzeitiger Abnahme der Permeabilität. Zudem kommt es vorzugsweise im Riffaziesbereich aufgrund höherer primärer Porositäten ebenfalls im Zuge der Diagenese zur Dolomitisierung. Die Dolomitisierung hat ebenfalls positiven Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeit, da die Wärmeleitfähigkeit von Dolomitkristallen bei deutlich über 5 W/(m·K) im Vergleich zu Kalzit mit 3,3 W/(m·K) liegen kann und somit die dolomitisierten Bereiche der Massenkalk bzw. Dolomite z. T. deutlich höhere Wärmeleitfähigkeiten als Bankkalke oder gar Mergelkalke aufweisen können (Abb. 7.32).

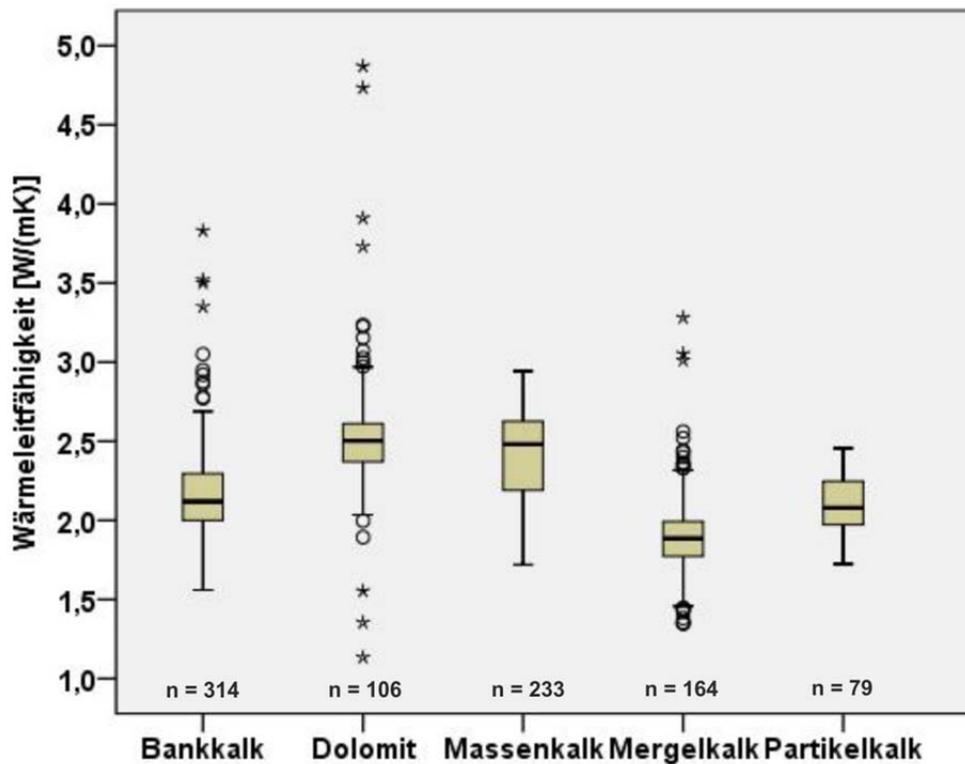


Abb. 7.32: Box-Whisker-Diagramm der Wärmeleitfähigkeiten unterschiedlicher Lithofaziestypen (n = Probenanzahl).

Abbildung 7.33 zeigt dass neben der lithofaziellen Abhängigkeit auch stratigraphische Trends der Wärmeleitfähigkeit feststellbar sind. So kann eine ansteigende Wärmeleitfähigkeit vom Malm α bis zum Malm ζ , bedingt durch die generelle Abnahme des Tongehaltes und Zunahme der Dolomitisierung (ein Maximum der Dolomitisierung wurde auch von Schauer (1996, 1998) im Malm δ identifiziert) zum Oberen Malm hin beobachtet werden. Der im Mittel vorliegende Peak der Wärmeleitfähigkeit im Malm δ korreliert auch mit einem Anstieg des Silikatgehaltes in silifizierten Schwammriffagen der Massenkalke.

Die in Abbildung 7.34 aufgetragenen Messwerte der Wärmeleitfähigkeit zeigen eine bimodale Häufigkeitsverteilung, wobei die Mergel- und Bankkalke der Beckenfazies das erste Maxima bilden und das zweite Maxima von Massenkalken und Dolomiten dominiert wird. Auch hier ist erneut zu erkennen, dass die diagenetisch bestimmte mineralogische Zusammensetzung der Karbonate entscheidet für die Ausbildung der Wärmeleitfähigkeitsverteilung ist. Extremwerte die oberhalb von 4 W/(m·K) liegen, sind sehr reine Dolomite, die fast an den Dolomitmineral-Wärmeleitfähigkeitswert reichen.

Im Allgemeinen bewegt sich die Wärmeleitfähigkeit der Kalksteine naturgemäß aufgrund der relativ einheitlichen mineralogischen Zusammensetzung von Karbonaten gegenüber anderen Gesteinsarten wie zum Beispiel Sandsteinen in einem engen Bereich. Mineralogische Analysen an Kalksteinproben aus einigen der gleichen Aufschlüsse, wie in Kap. 7.1 vorgestellt, zeigen, dass es sich meist um hochreine Kalksteine mit Kalzitgehalten von mindestens 96 % handelt (Pawellek 2001, Koch et al. 2009). Dass dies auch für die Mehrheit der untersuchten Kalksteine (Bankkalke, Partikelkalke, nicht dolomitisierte Massenkalke) dieser Arbeit zutrifft, legt die mittlere Korndichte von 2,68 - 2,70 g/cm³ nahe, die sich eng um die Mineraleichte für Kalzit von 2,71 g/cm³ (Schoen 1996) bewegt (Kap 7.3.5).

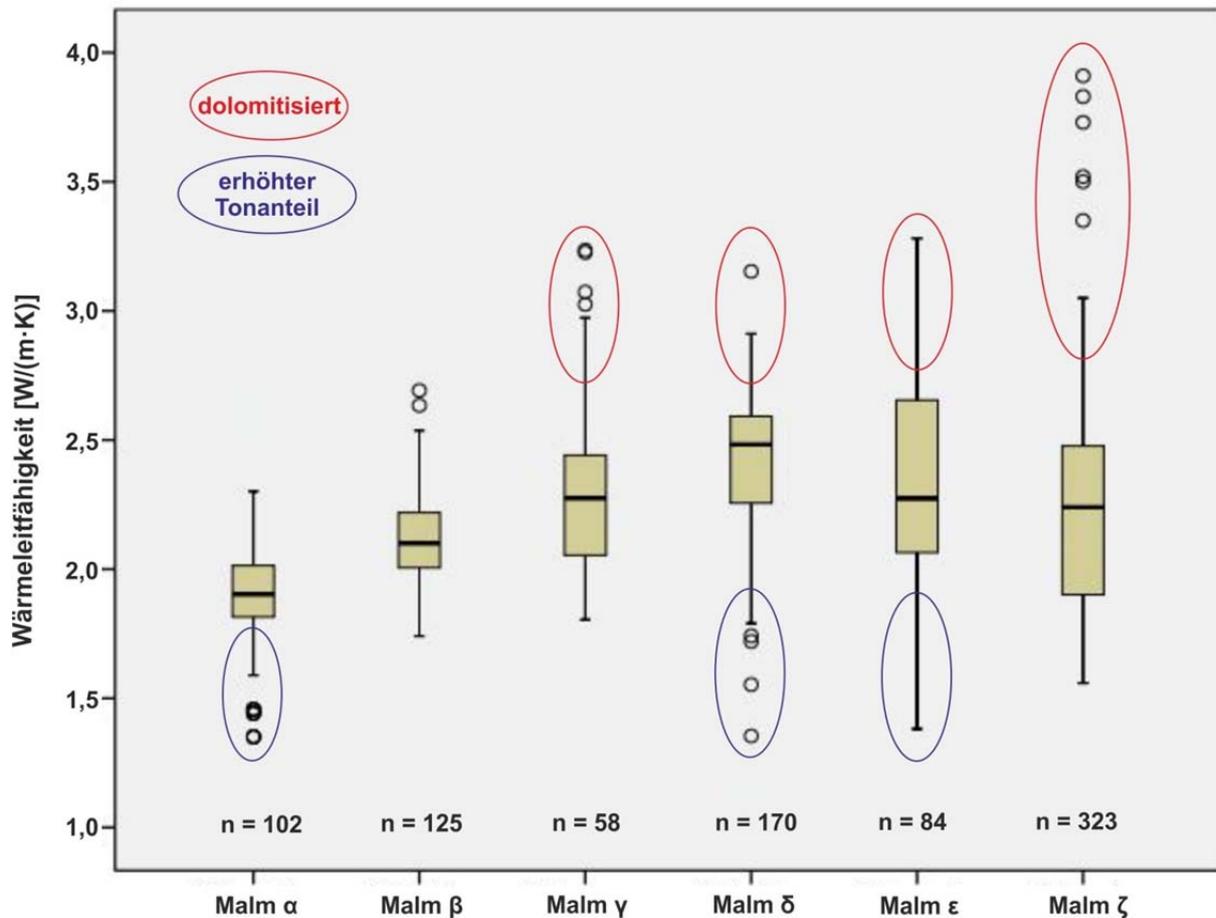


Abb. 7.33: Box-Whisker-Diagramm mit Darstellung des stratigraphischen Trends der ansteigenden Wärmeleitfähigkeit von Malm α bis Malm ζ (n = Probenanzahl).

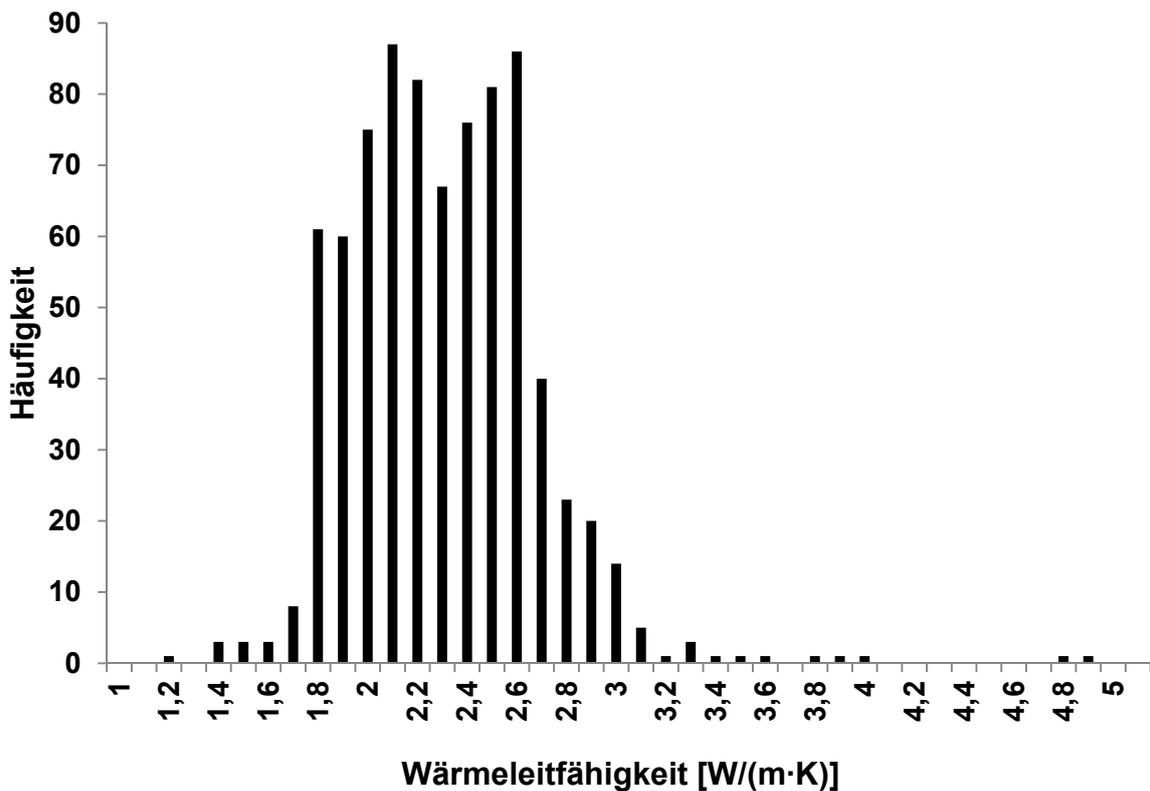


Abb. 7.34: Häufigkeitsverteilung der Wärmeleitfähigkeit (n = 862).

Generell sind alle Karbonate aus beiden Bereichen der Schwäbischen wie Fränkischen Fazies als sehr dicht zu bezeichnen und unterscheiden sich kaum in der Porosität, so dass die etwas höhere Wärmeleitfähigkeit der Fränkischen Fazies aus dem vermehrten Auftreten von dolomitischen Kalksteinen bzw. Dolomitgesteinen resultiert.

Ein Vergleich der Wärmeleitfähigkeitsmesswerte mit den Werten der Temperaturleitfähigkeit, die über Gl. [6.5] in näherungsweise reziprokem Zusammenhang mit der Wärmeleitfähigkeit steht, zeigt eine erwartungsgemäße deutliche Korrelation beider Kennwerte (Abb. 7.35) und lässt somit auf keine Unregelmäßigkeiten oder systemischen Fehler im Messverfahren schließen.

Die Korrelation der ermittelten Wärmeleitfähigkeiten und der Porositäten zeigen eine Abnahme der Wärmeleitfähigkeit mit ansteigender Porosität (Abb. 7.36). Das heißt, dass die konduktive Wärmeleitung aufgrund der Verringerung der Korn zu Korn Kontakte durch die Zunahme des offenen Porenraumes reduziert wird. Dies ist ein Prozess der bei allen Lithofaziestypen beobachtet werden kann und somit unabhängig vom Gesteinstyp ist (Abb. 7.37). Demnach kann für die Malmkalke eine Funktion der Wärmeleitfähigkeit λ_Φ in Abhängigkeit von der Porosität Φ abgeleitet werden:

$$\lambda_\Phi = \lambda_{lab} - 0,0473 \cdot \Phi \quad [7.1]$$

wobei λ_{lab} die im Labor gemessene bzw. ofentrockene Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsprobe ist.

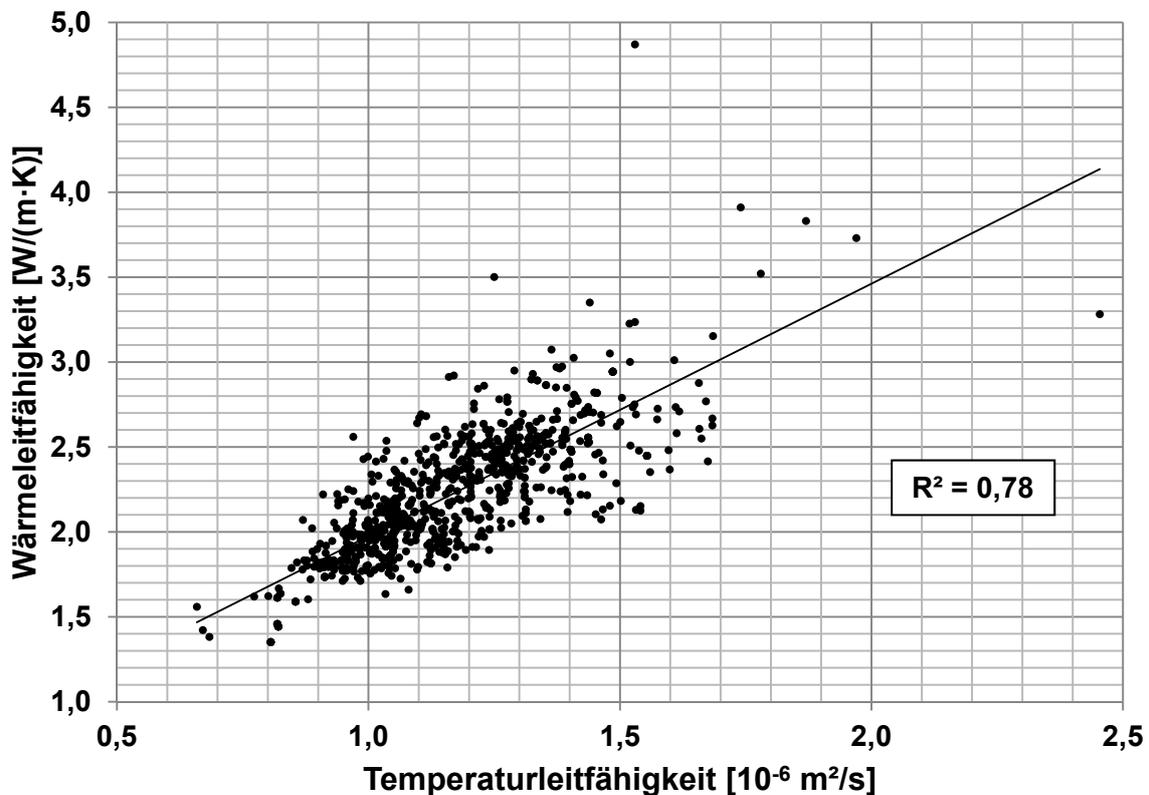


Abb. 7.35: Korrelation von Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit.

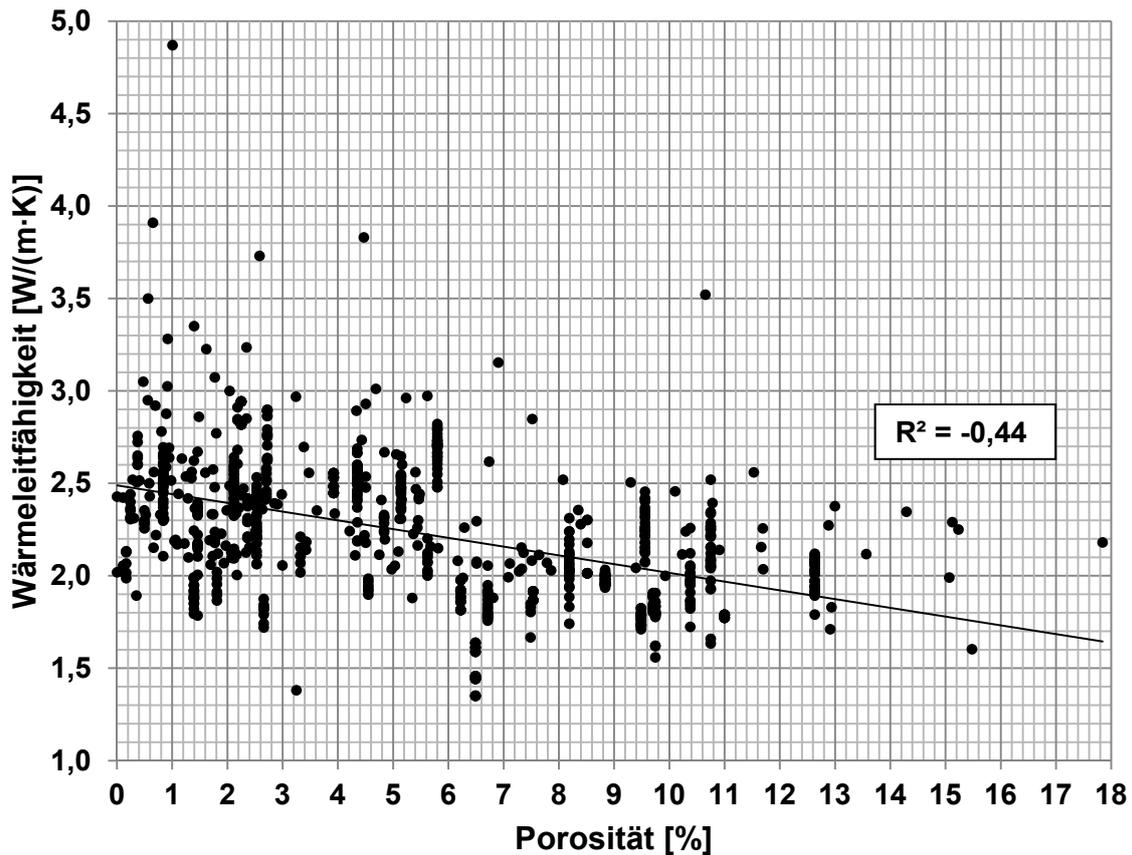


Abb. 7.36: Korrelation von Wärmeleitfähigkeit und Porosität.

In Abbildung 7.37 sind auch wieder die relativ zu den anderen Lithotypen gesehenen hohen Wärmeleitfähigkeiten der Dolomite zu erkennen, die besonders herausragenden Werte (über 3 W/(m·K)) sind im gering porösen Bereich (unter 3%) zu finden. Die dolomitisierten und teilweise silifizierten Bereiche der Massenfazies zeigen häufig im Vergleich zu den Bankkalken erhöhte Wärmeleitfähigkeiten bei gleichzeitig geringen Porositäten (unter 6%). Diese dolomitisierten Bereiche sind meist an die Geometrie der massigen Rifffalke gekoppelt und können im Aufschluss über mehrere stratigraphische Einheiten des Malms vorzugsweise in vertikaler Richtung verfolgt werden (Schauer 1998, Koch 2011). Die hier vorgestellten Wärmeleitfähigkeiten und Porositäten werden durch ältere Arbeiten, welche ähnliche Wertebereiche ermittelt haben, bestätigt (vgl. Koch et al. 2007), wobei im Falle dieser Studie eine differenziertere fazielle Betrachtung erfolgte.

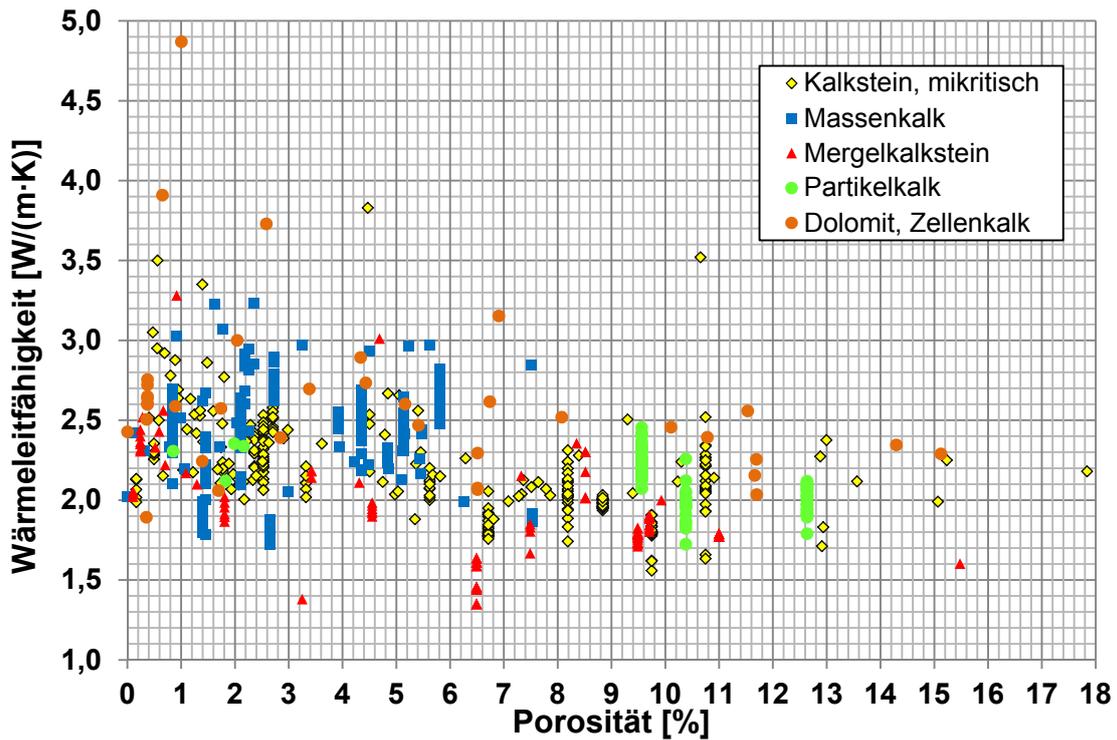


Abb. 7.37: Korrelation von Wärmeleitfähigkeit und Porosität, differenziert nach lithofaziellen Gesteinstypen.

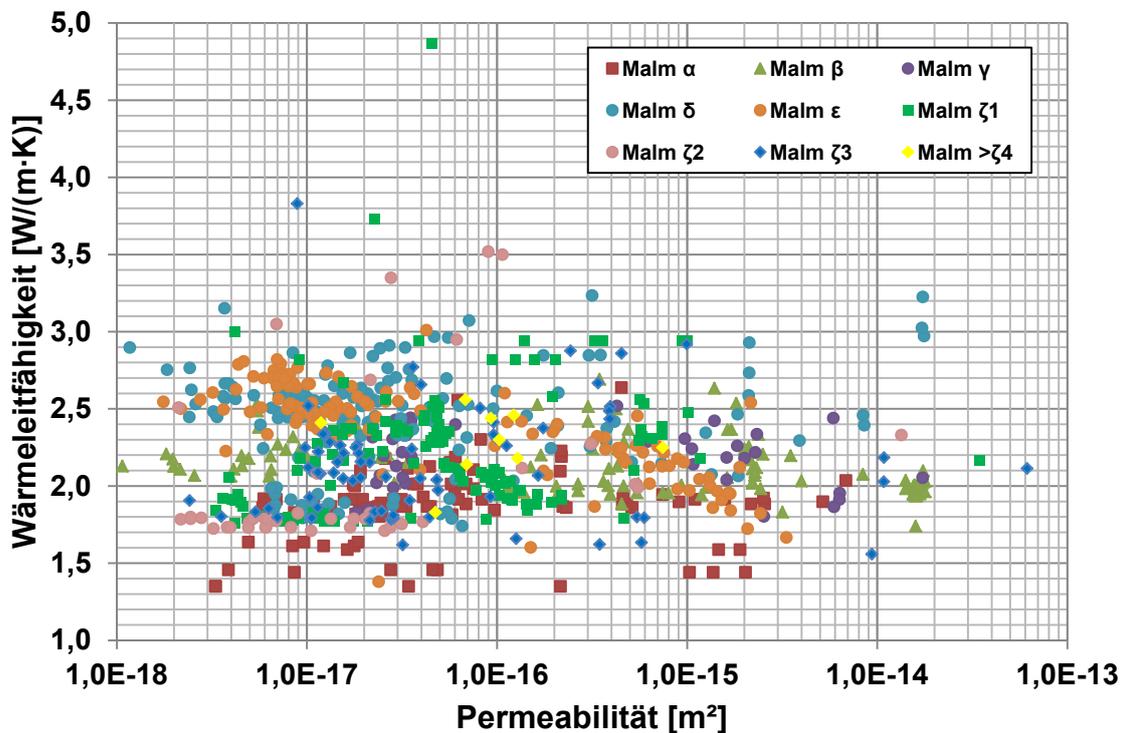


Abb. 7.38: Korrelation von Wärmeleitfähigkeit und Permeabilität der auftretenden stratigraphischen Einheiten des Malm.

Die Abbildungen 7.38 und 7.39 zeigen die Korrelation von Wärmeleitfähigkeit und Permeabilität aller stratigraphischen Einheiten des Malm bzw. der Lithofaziestypen. Es lassen sich generell keine stratigraphischen Trends erkennen (Ausnahme ist der Malm ϵ : Abnahme der Wärmeleitfähigkeit mit ansteigender Permeabilität). Dies bestätigt, dass

thermophysikalische Zusammenhänge überwiegend fazieskontrolliert und nicht stratigraphisch zuordbar sind.

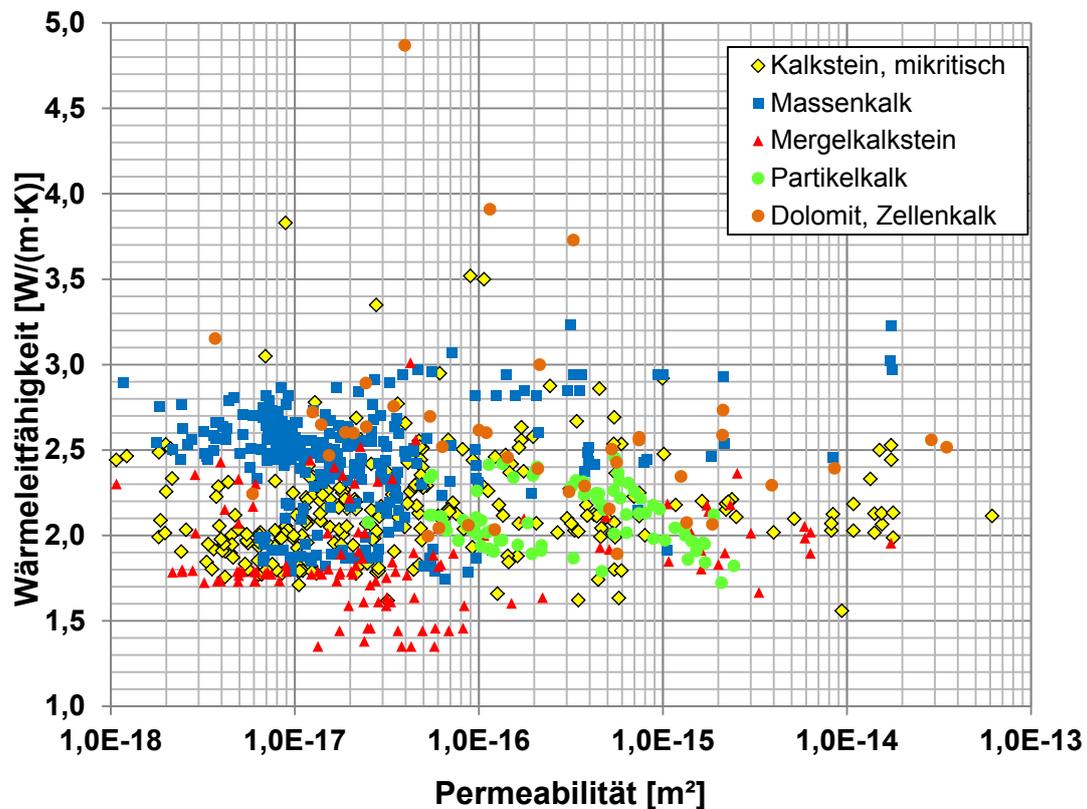


Abb. 7.39: Korrelation von Wärmeleitfähigkeit und Permeabilität der im Malm auftretenden Lithofaziestypen.

Generell ist mit Abnahme der Permeabilität eine Zunahme der Wärmeleitfähigkeit zu erwarten. Diese negative Korrelation lässt sich allerdings nur in geringem Maß feststellen.

Die Platten- und dickbankigen Kalke der Beckenfazies weisen Permeabilitäten von 10^{-17} bis 10^{-14} m² (0,001 – 100 mD) und für Karbonate typische Wärmeleitfähigkeiten um 2 W/(m·K) auf. Die mergelig ausgeprägten Karbonate (Mudstones) besitzen geringere Wärmeleitfähigkeiten als die übrigen Karbonate. Dies ist bedingt durch den höheren Tonmineralanteil, der hier hinsichtlich der Wärmeleitung isolierend wirkt, allerdings nur wenig Einfluss auf die Permeabilität zeigt, da ähnliche Permeabilitäten wie bei den Wackestones vorliegen. Eine thermofazielle Klassifikation anhand der geothermischen Matrixkennwerte Wärmeleitfähigkeit und Permeabilität mit Darstellung der von Pawellek (2001) eingeführten Einordnung von Faziesbereichen kann Abbildung 7.40 entnommen werden.

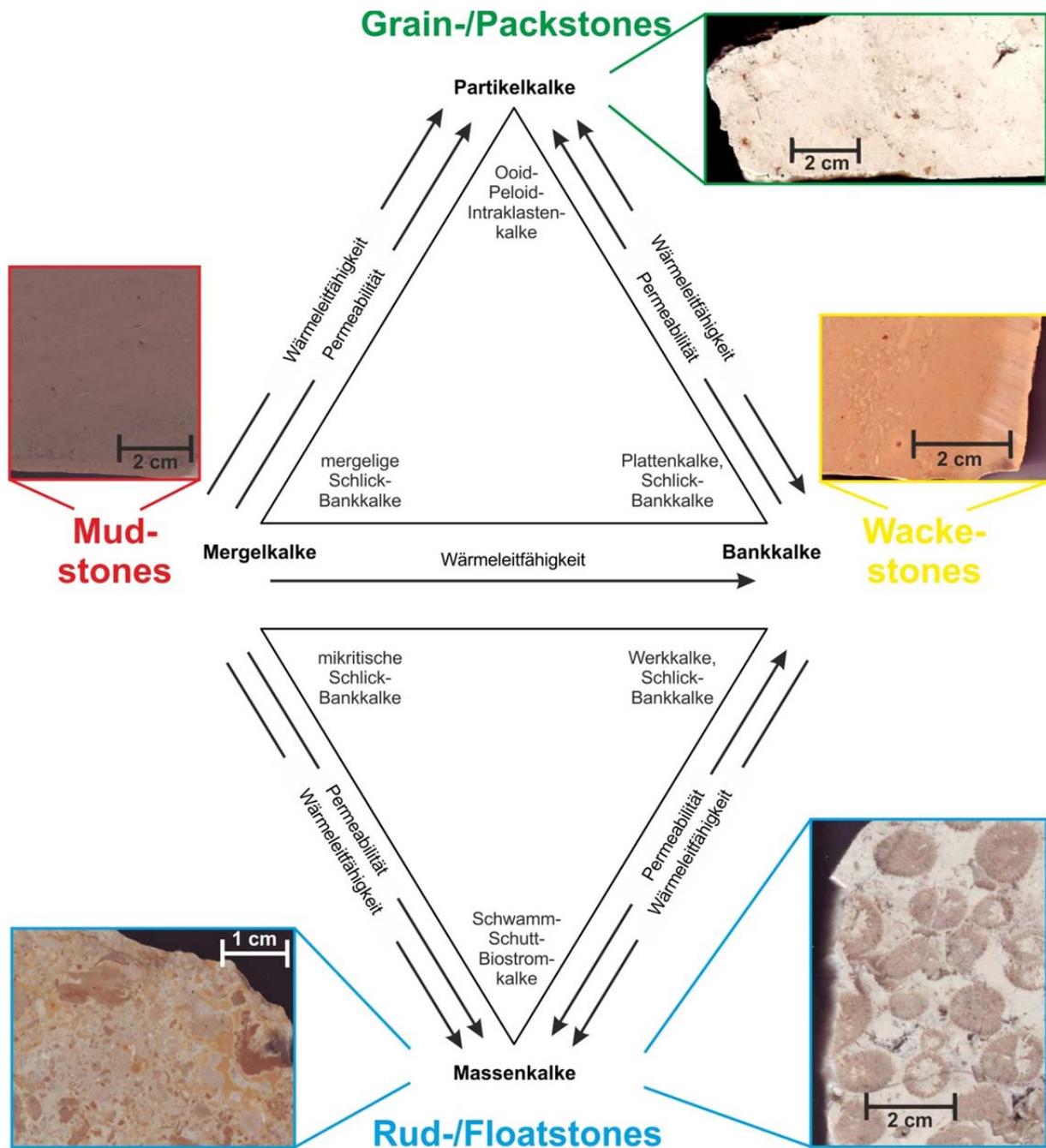


Abb. 7.40: Thermofazielle Klassifikation der oberjurassischen Kalksteine in Süddeutschland basierend auf der internationalen Dunham Klassifikation und der von Pawellek (2001) eingeführten regionalen Nomenklatur mit exemplarischen Gesteinsanschliffen des jeweiligen Lithofaziestyps. Farbcode entspricht den Abbildungen 7.37 und 7.39.

7.3.3 Temperaturleitfähigkeit

Die Temperaturleitfähigkeit ist in Zusammenhang mit der Wärmeleitfähigkeit zu sehen (Abb. 7.35) und zeigt daher ähnliche Trends wie die Wärmeleitfähigkeit. Im Falle der Häufigkeitsverteilung zeigt sich eine nicht ganz so stark ausgeprägte bimodale bis rechtslastige Verteilung der Messwerte zum höheren Wertebereich hin (Abb. 7.41). Dies ist auch hier bedingt durch die dolomitisierten Gesteine, die eine im Durchschnitt höhere Temperaturleitfähigkeit aufweisen als die nicht dolomitisierten Bereiche und die Beckenfaziesgesteine.

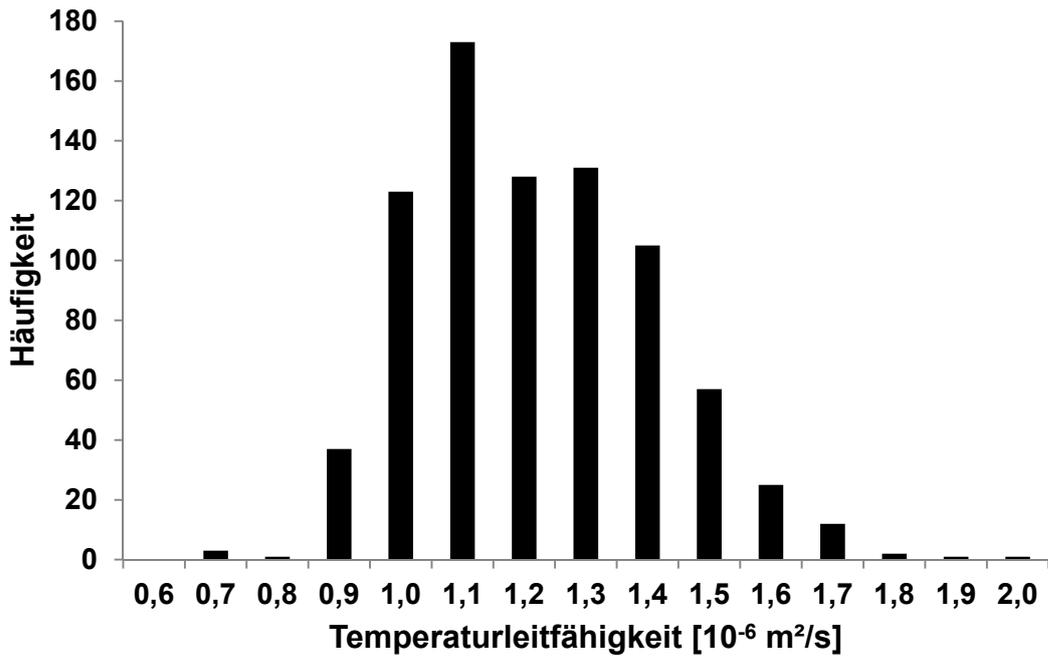


Abb. 7.41: Häufigkeitsverteilung der Temperaturleitfähigkeit (n = 801).

Im Durchschnitt sind die Massenkalke und Dolomite im oberen Bereich der gemessenen Werteskala ($1,1 - 1,8 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$) zu finden, wohingegen die Bankkalk und besonders die Mergelkalk ($0,7 - 1,3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$) deutlich niedrigere Temperaturleitfähigkeiten aufweisen (Abb. 7.42). Dies ist wie im Falle der Wärmeleitfähigkeit auf die unterschiedliche mineralogische Zusammensetzung der Karbonatgesteine zurückzuführen.

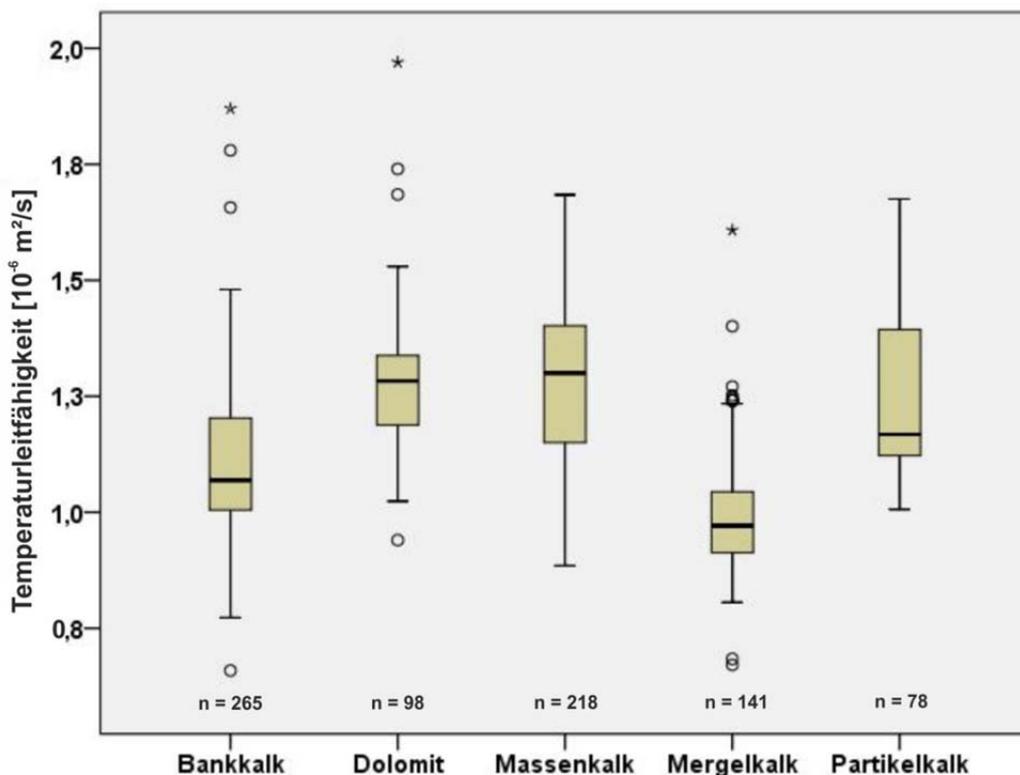


Abb. 7.42: Box-Whisker-Diagramm der Temperaturleitfähigkeiten unterschiedlicher Lithofaziestypen (n = Probenanzahl).

Die Partikelkalke haben eine ähnliche Bandbreite wie die Massenkalke liegen aber im Durchschnitt ($1,2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$) etwas unterhalb der Massenkalke. Extremwerte (bis zu $2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$) sind auch hier wieder an den dolomitisierten Proben gemessen worden.

Die Temperaturleitfähigkeit zeigt eine erwartete mit einem Schwankungsbereich von ca. $\pm 0,2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ ausgebildete negative Korrelation mit der spezifischen Wärmekapazität (Abb. 7.43), da beide Kennwerte über die Gl. [6.5] in Beziehung zueinander stehen.

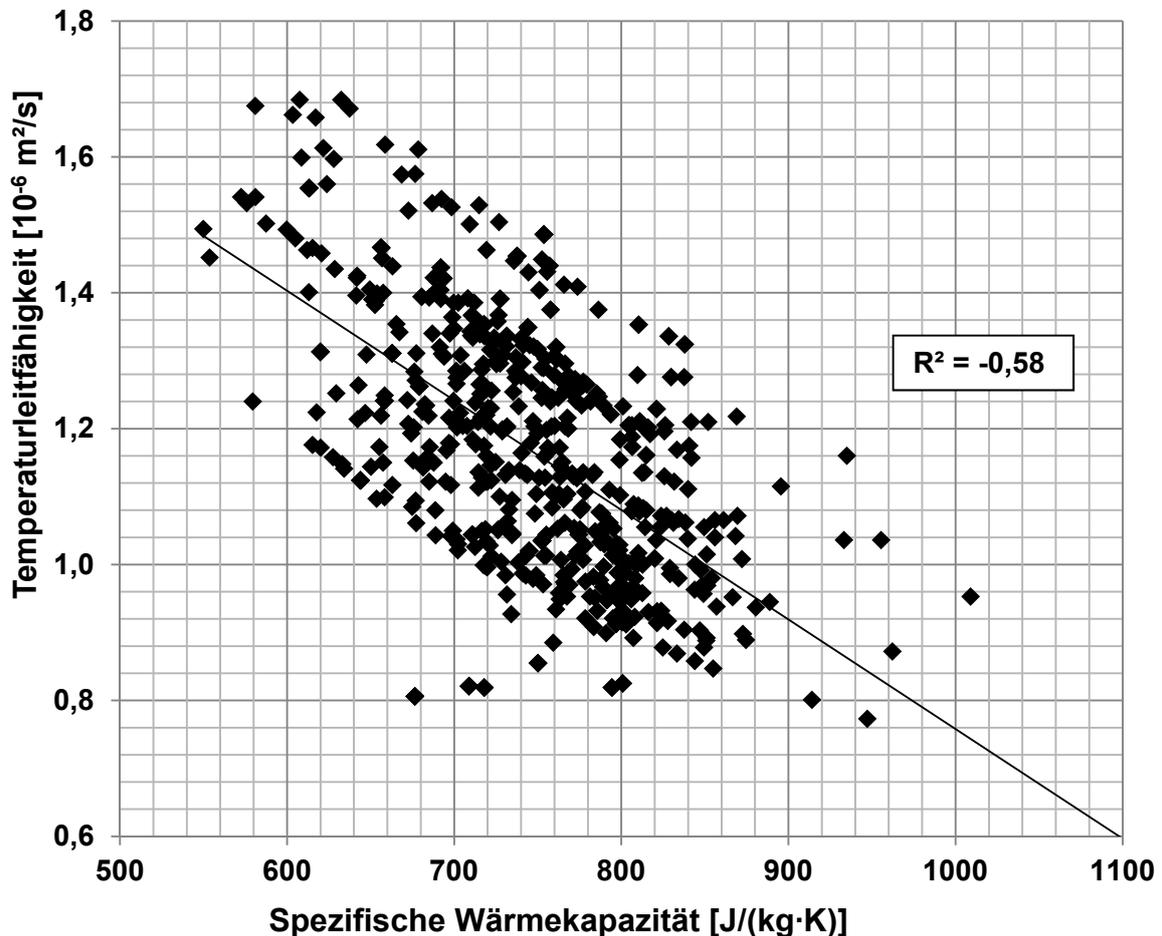


Abb. 7.43: Negative Korrelation von Temperaturleitfähigkeit und spezifischer Wärmekapazität.

7.3.4 Spezifische Wärmekapazität

Die gemäß Gleichung [6.5] aus Dichte, Temperaturleitfähigkeit und Wärmeleitfähigkeit berechnete spezifische Wärmekapazität zeigt eine Normalverteilung im Histogramm, wobei auch hier wieder die dolomitisierten Kalksteine und Dolomite im höheren Wertebereich (über $780 \text{ J}/(\text{kg}\cdot\text{K})$) zu liegen kommen (Abb. 7.44). Prinzipiell treten keine deutlichen Unterschiede zwischen den Lithofaziestypen hervor. Dolomitisierte Bankkalke und Massenkalke sowie Dolomite haben im Durchschnitt höhere Werte als Mergel- und Partikelkalke (Abb. 7.46). Im stratigraphischen Vergleich treten die dolomitisierten Bereiche des Malm γ und Malm ζ mit maximalen und extremen Werten der Wärmekapazität hervor (Abb. 7.45).

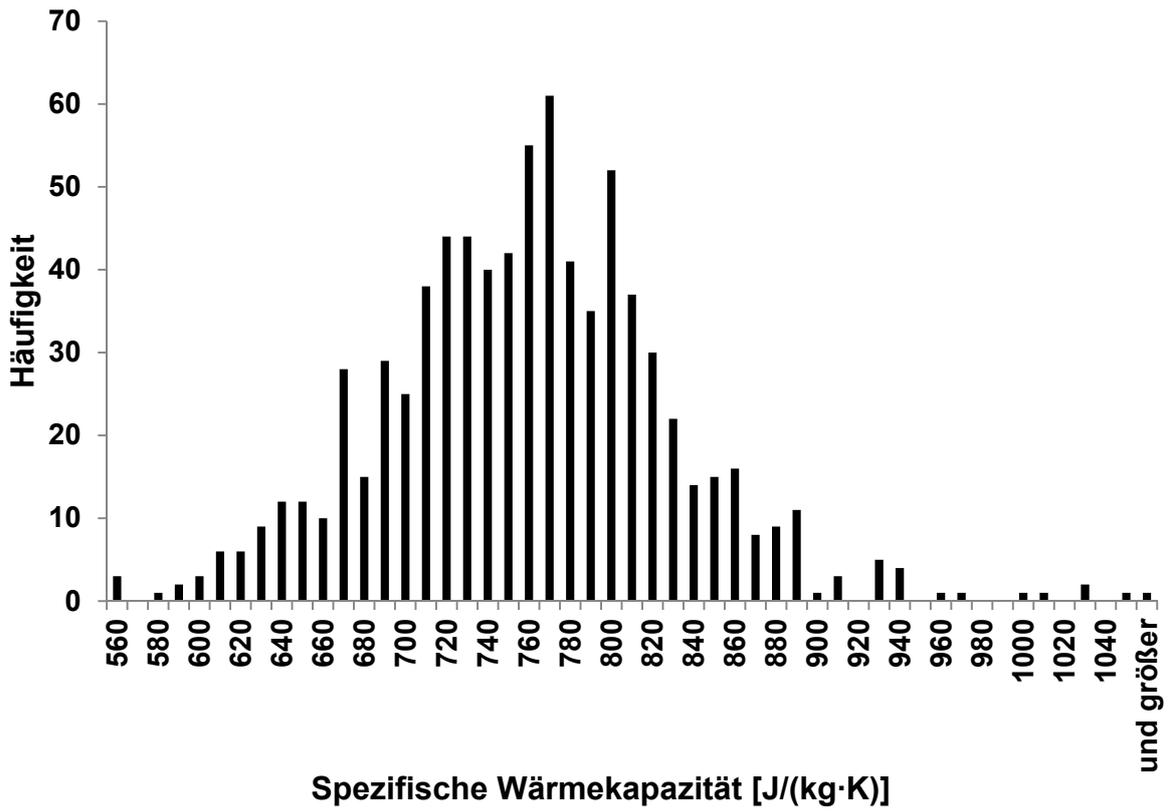


Abb. 7.44: Häufigkeitsverteilung der spezifischen Wärmekapazität (n = 796).

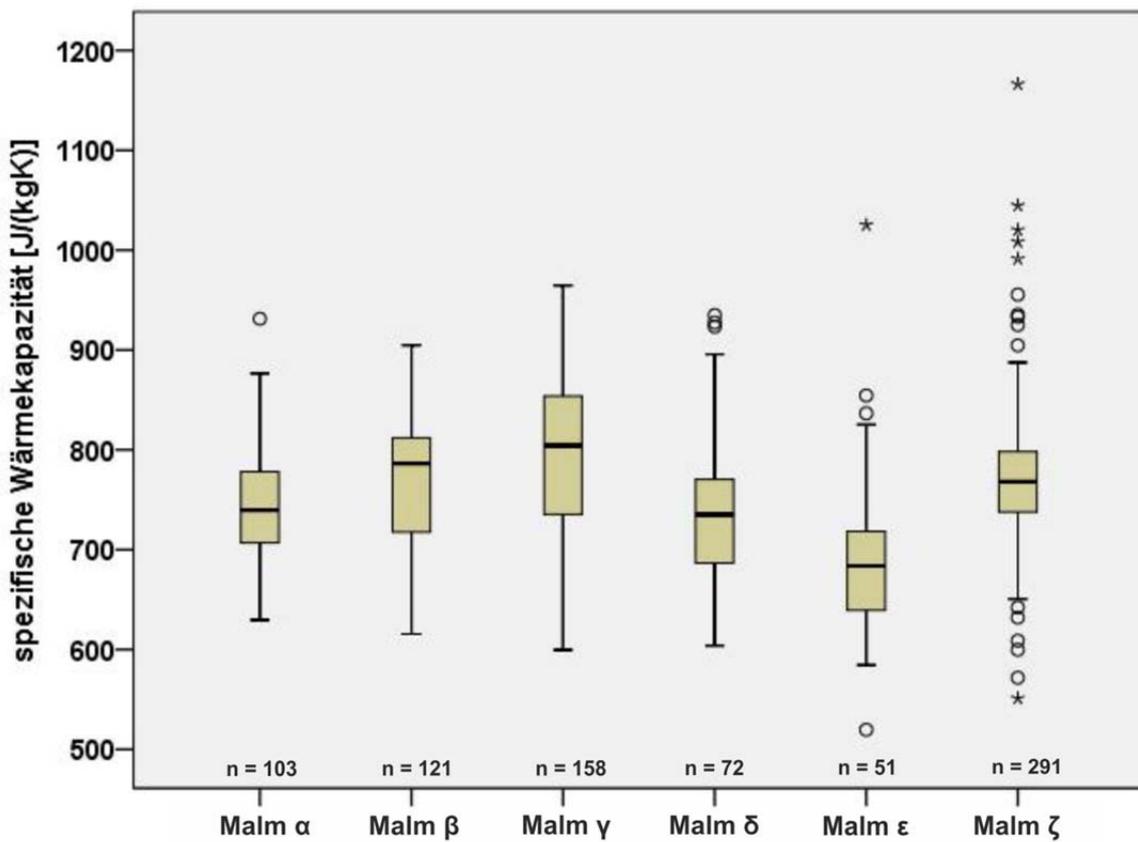


Abb. 7.45: Box-Whisker-Diagramm der spezifische Wärmekapazität von Malm α bis Malm ζ (n = Probenanzahl).

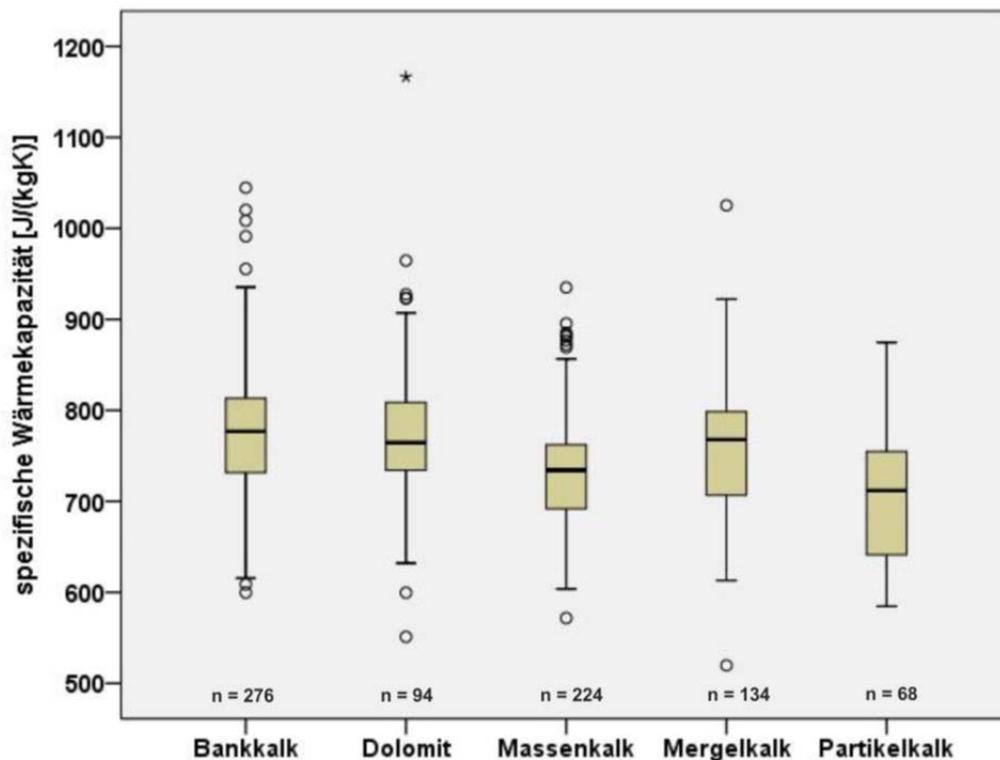


Abb. 7.46: Spezifische Wärmekapazität unterschiedlicher Lithofaziestypen (n = Probenanzahl).

7.3.5 Dichte

Die Verteilung der Korndichte ist bimodal, was wiederum auf die mineralogische Zusammensetzung der oberjurassischen Karbonate zurückzuführen ist. Wie bereits in Kap. 7.3.2 vorgestellt, besitzen die hochreinen Kalksteine (vor allem der Schwäbischen Fazies) einen Kalzitgehalt von mindestens 96 % (Pawellek 2001, Koch et al. 2009). Die mineralogische Zusammensetzung der dolomitisierten Kalksteine insbesondere der Gesteinsproben aus der Fränkischen Fazies können hingegen einen Dolomitanteil zwischen 26 % und 62 % aufweisen (Koch et al. 2009), der sich auch in einer leicht erhöhten mittleren Korndichte im Histogramm (Abb. 7.47) widerspiegelt. Die Dichte des Minerals Dolomit liegt bei $2,90 \text{ g/cm}^3$ und die von Kalzit bei $2,71 \text{ g/cm}^3$. Dieser Dichteunterschied ist auch in der Korndichtenverteilung der einzelnen Lithofaziestypen zu erkennen (Abb. 7.48) und hat direkten Einfluss auf die dichteabhängigen Kennwerte Wärmeleitfähigkeit, Temperaturleitfähigkeit und spezifische Wärmekapazität.

Die Korndichten aller untersuchten Gesteinsproben liegen zwischen $2,40$ und $2,84 \text{ g/cm}^3$, die entsprechenden Rohdichten zwischen $2,31$ und $2,78 \text{ g/cm}^3$. Dolomite besitzen mit durchschnittlich $2,76 \text{ g/cm}^3$ die höchsten Korndichten aller untersuchten Karbonate, wobei die dolomitisierten Kalksteine der Bank- und Massenfazies gleiche maximale Dichten bis $2,84 \text{ g/cm}^3$ erreichen können. Die Mergel- und Partikelkalke haben vergleichbare durchschnittliche Dichten wie die Bankkalke, bleiben jedoch meist unterhalb von $2,70 \text{ g/cm}^3$ (Abb. 7.48).

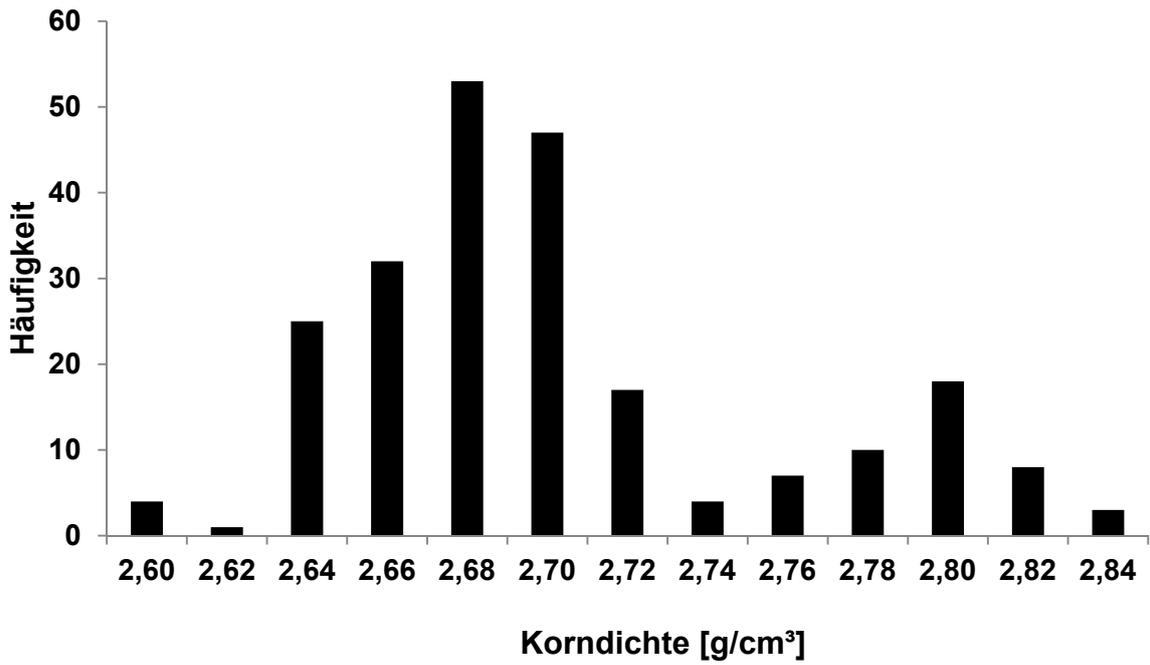


Abb. 7.47: Häufigkeitsverteilung der Korndichte (n = 236).

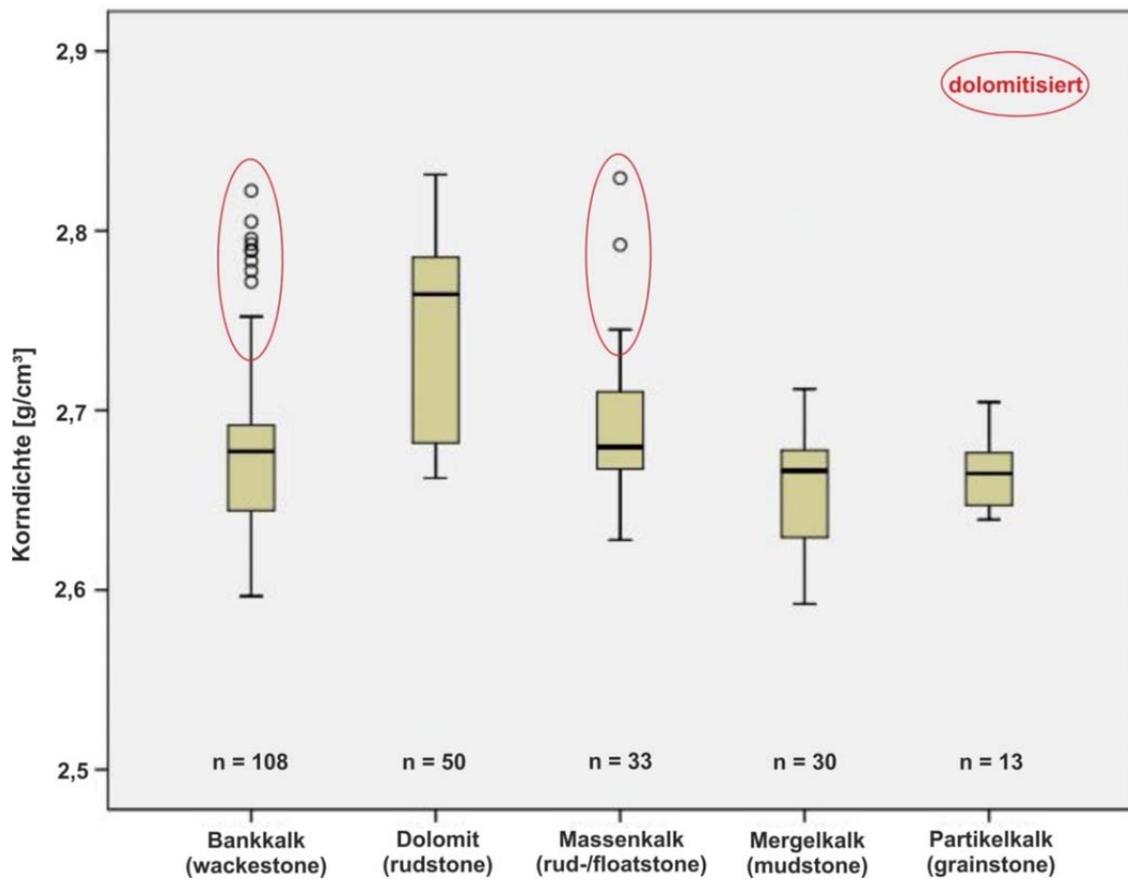


Abb. 7.48: Box-Whisker-Diagramm der Korndichte unterschiedlicher Lithofaziestypen (n = Probenanzahl).

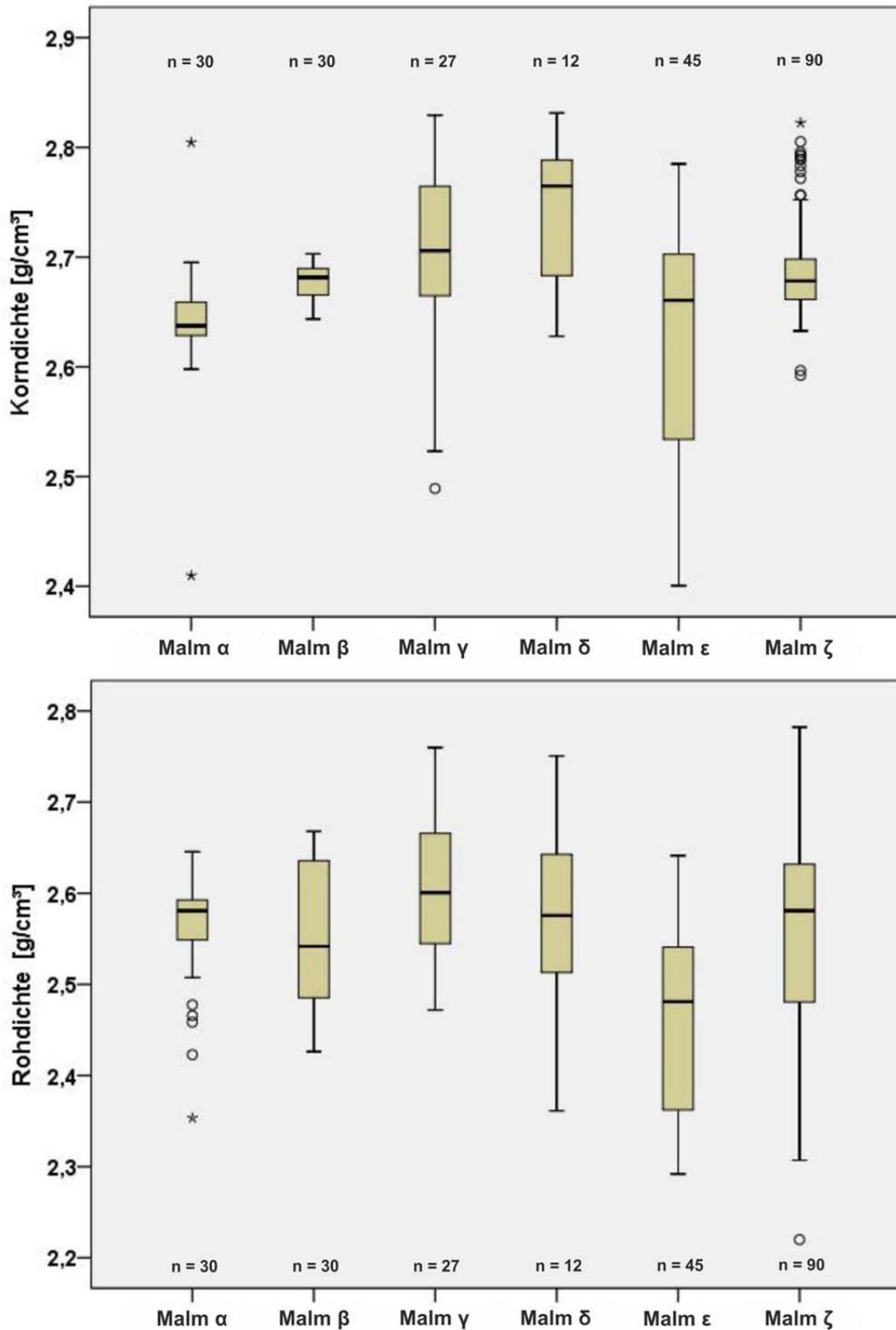


Abb. 7.49: Korndichte (oben) und Rohdichte (unten) der stratigraphischen Einheiten des Malm (n = Probenanzahl).

Abbildung 7.49 stellt einen direkten Vergleich von Korndichte und Rohdichte der stratigraphischen Einheiten des Malm dar. Auch hier ist die Dolomitisierung in Malm γ, δ und ζ anhand höherer Mittelwerte und Extremwerte der Korn- bzw. Rohdichte zu erkennen. Basierend auf der Debye-Gleichung [6.5], den hier vorgestellten Ergebnissen und den Auswertungen der Messungen an Bohrkernen und Bohrklein aus Tiefbohrungen (Kap. 8.2)

kann für die Porosität (Abb. 7.50) der insgesamt geringporösen Karbonatgesteine sowie für die thermophysikalischen Kennwerte (Abb. 7.51) des Malm eine Dichteabhängigkeit abgeleitet werden. Die Dichte wiederum ist fazieskontrolliert, da die maßgebliche mineralogische Zusammensetzung (im Wesentlichen die Kalzit-/Dolomitmineralisation) abhängig von der primär faziiellen Durchlässigkeit der Formation ist. Somit hat die lithofaziell kontrollierte Dichteverteilung in der Becken- und massigen Rifffazies auch direkten Einfluss auf die hydraulisch wirksame Durchlässigkeit der Formation.

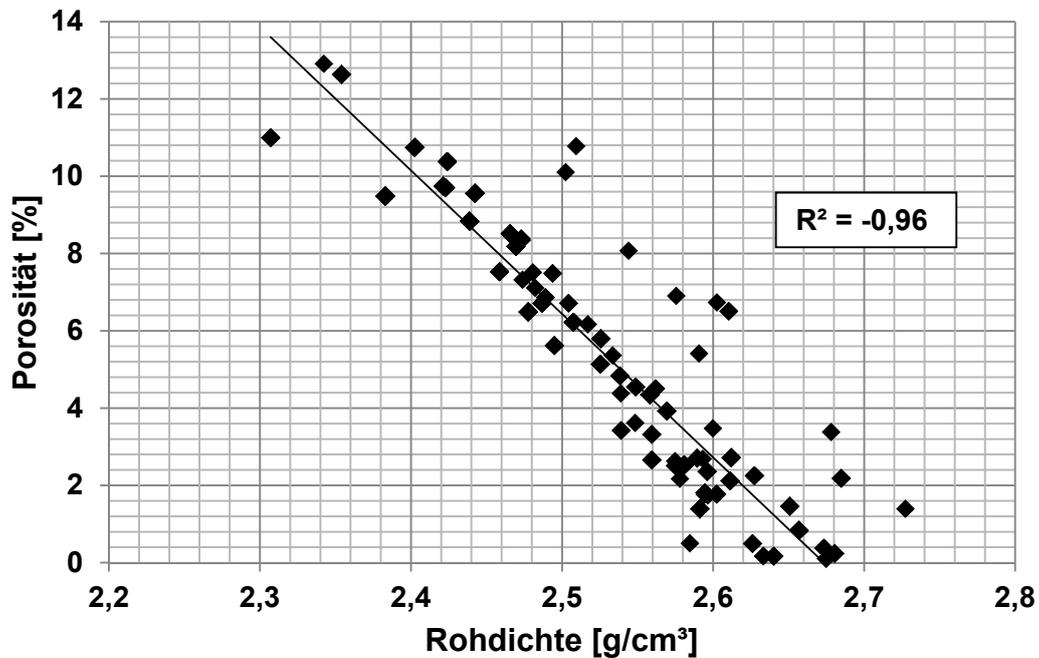


Abb. 7.50: Negative Korrelation der Porosität und Rohdichte.

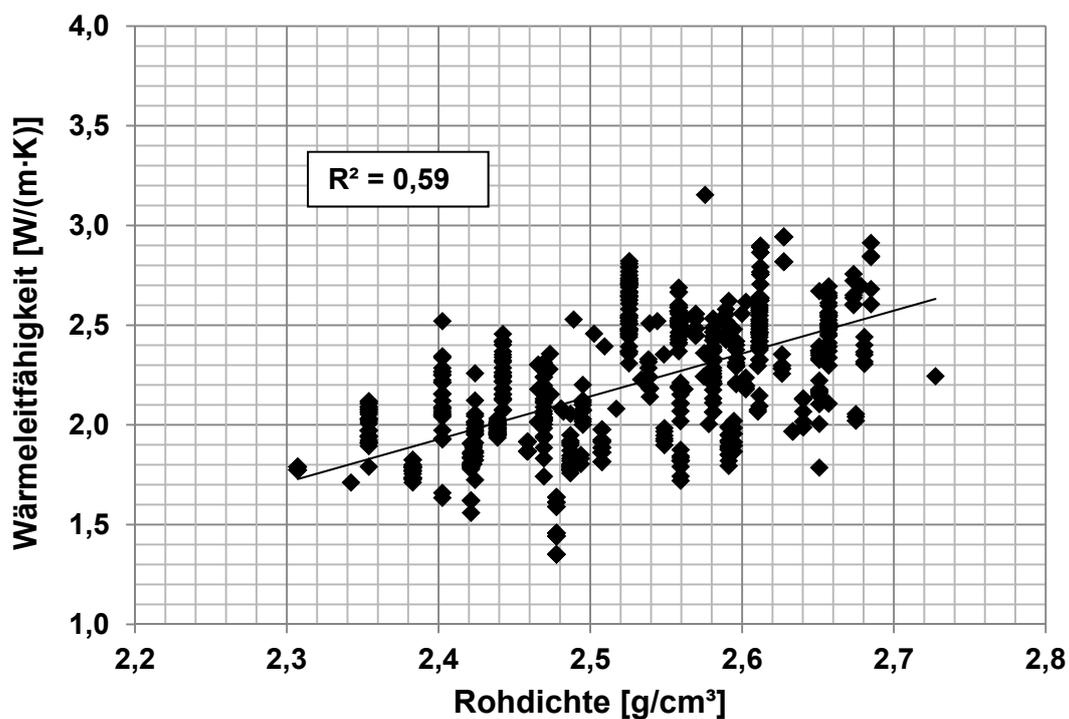


Abb. 7.51: Korrelation der Wärmeleitfähigkeit mit der Rohdichte.

7.3.6 Porosität

Da es sich bei den Malmkarbonaten um i. d. R. sehr dichte Gesteine handelt, liegen die ermittelten Porositäten dementsprechend alle unter 18%, wobei deutlich über 60% der Messwerte unter einer Porosität von 6% liegen (Abb. 7.52). Massenkalke und Bankkalke zeigen nur geringe Unterschiede bei Porositäten unter 8%. Partikelkalke (Grainstones), Dolomite und dolomitisierte Kalksteine zeichnen sich durch erhöhte Porositäten bis zu 18% aus und bilden im Histogramm den rechtsliegenden Verteilungsanteil.

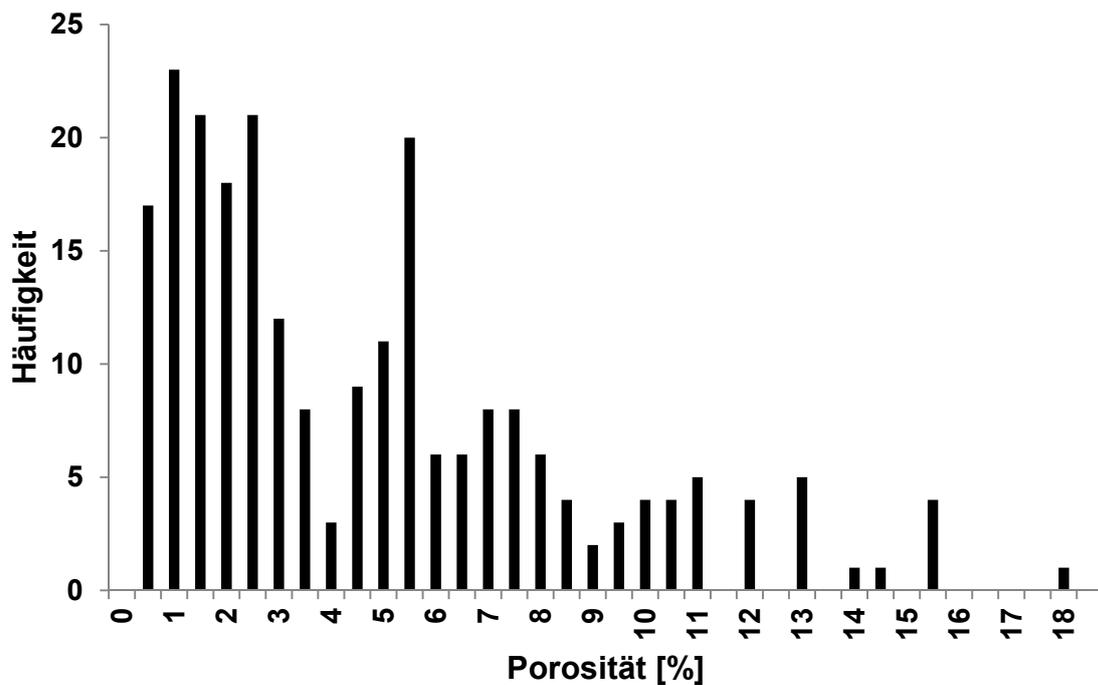


Abb. 7.52: Häufigkeitsverteilung der Porosität (Mittelwerte).

Das Box-Whisker-Diagramm in Abbildung 7.53 zeigt einen stratigraphischen Trend der Porosität im Hinblick auf die hydraulische Durchlässigkeit. Bei durchschnittlichen Porositäten von 2-6% wird dem Malm α bis γ eine nur sehr schlechte hydraulische Durchlässigkeiten zugeschrieben. Dies ist vorwiegend auf einem höheren Mergelanteil als in den stratigraphisch höher gelegenen Einheiten begründet. Der obere Malm δ bis ζ hat Porositäten von im Durchschnitt 3-10% mit einer Vielzahl von Extremwerten (bis 18%), die ausnahmslos in dolomitisierten Kalken vorkommen. Den oberen Malmkalken wird demnach eine schlechte bis gute hydraulische Durchlässigkeit zugeordnet.

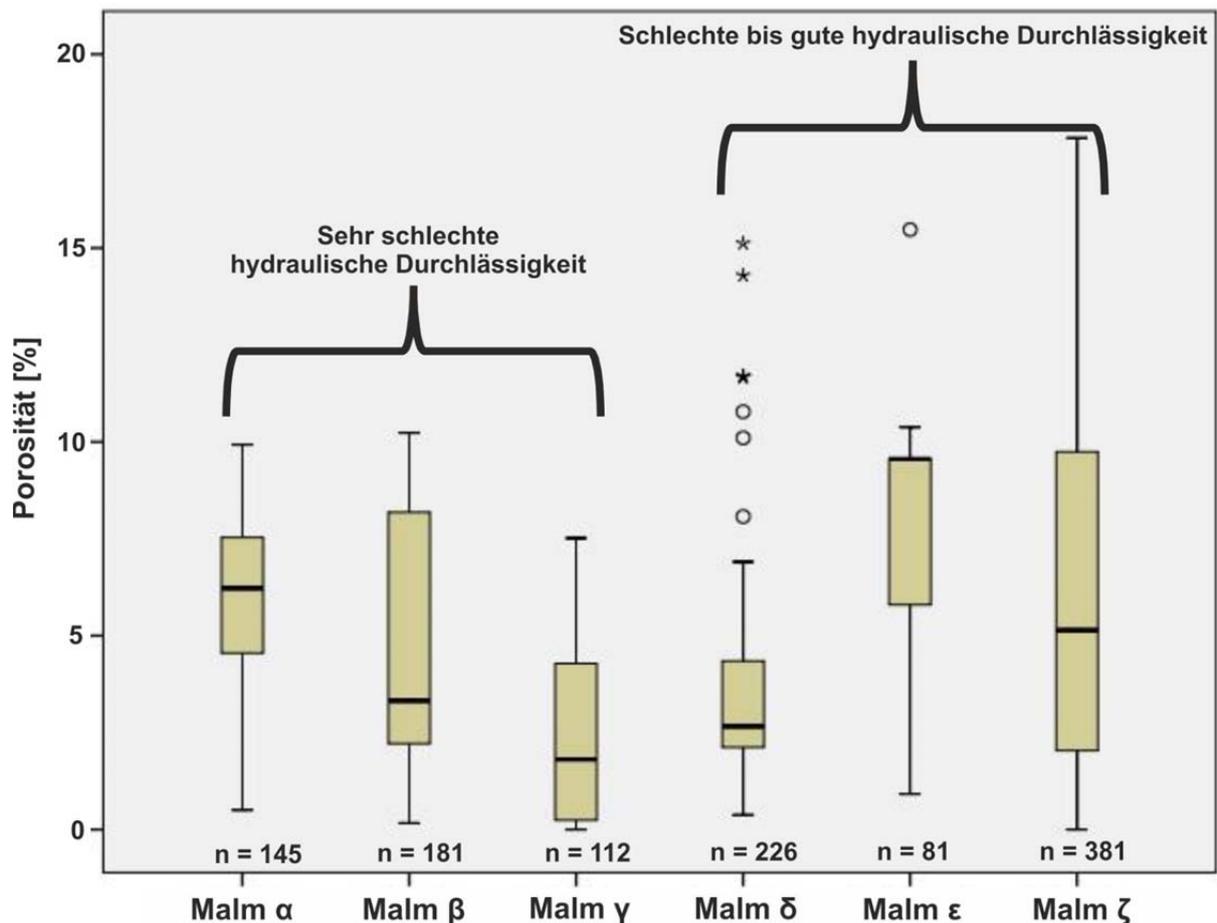


Abb. 7.53: Box-Whisker-Diagramm der Porositäten der stratigraphischen Einheiten des Malms mit Interpretation der hydraulischen Durchlässigkeit nach DIN 18130 (n = Probenanzahl).

Hohe Porositätsbereiche korrelieren häufig mit erhöhten Permeabilitäten der Partikel- und Dolomitkalke des Oberen Malms (Abb. 7.53). Diese Beobachtung ist konsistent mit den Ergebnissen von Pumpversuchen in Tiefbohrungen des Molassebeckens (Schulz et al. 2012). Dort wurden überwiegend die oberen stratigraphischen Einheiten des Malm, welche die hydraulischen Zuflusszonen der Bohrungen beinhalten, getestet.

Diagenetische Prozesse wie Dolomitisierung und De-Dolomitisierung (Rekalzifizierung) sind primär faziesabhängig, da zirkulierende Fluide, die an Magnesium oder Kalzit übersättigt sind, zunächst an die Durchlässigkeit der jeweiligen Ablagerungsmileus gebunden sind. Daher haben die primär poröseren Riffstrukturen der Massenfazies und der angegliederte Übergangsbereich zur primär gering porösen Beckenfazies eine besondere Bedeutung im Hinblick auf Fluidzirkulation und damit verbundene diagenetische Veränderungen der Porosität. Die primär höhere Porosität in der Rifffazies kann demnach durch Dolomitisierung (Dolomitekristallwachstum) und damit verbundener Ausbildung von erhöhter interkristalliner Porosität auch zu einer höheren Gesteinspermeabilität führen. Andererseits kann durch den Eintrag von kalzitübersättigten Wässern sekundär, aber auch nach einer bereits erfolgten Dolomitisierungsphase, erneut Kalzit ausgefällt (Rekalzifizierung) und die interkristalline Porosität reduziert werden, was folglich zu einer Abnahme der Gesteinspermeabilität führt (Kap. 4.4).

7.3.7 Gesteinspermeabilität

Die Matrixpermeabilität aller in dieser Studie gemessenen Karbonate mit Ausnahme einiger Partikelkalke (Grainstones), Riffschuttkalke und Dolomite, die höhere Permeabilitäten (bis zu 10^{-14} m^2 (10 mD)) aufweisen, kann als sehr gering angesehen werden (Abb. 7.54).

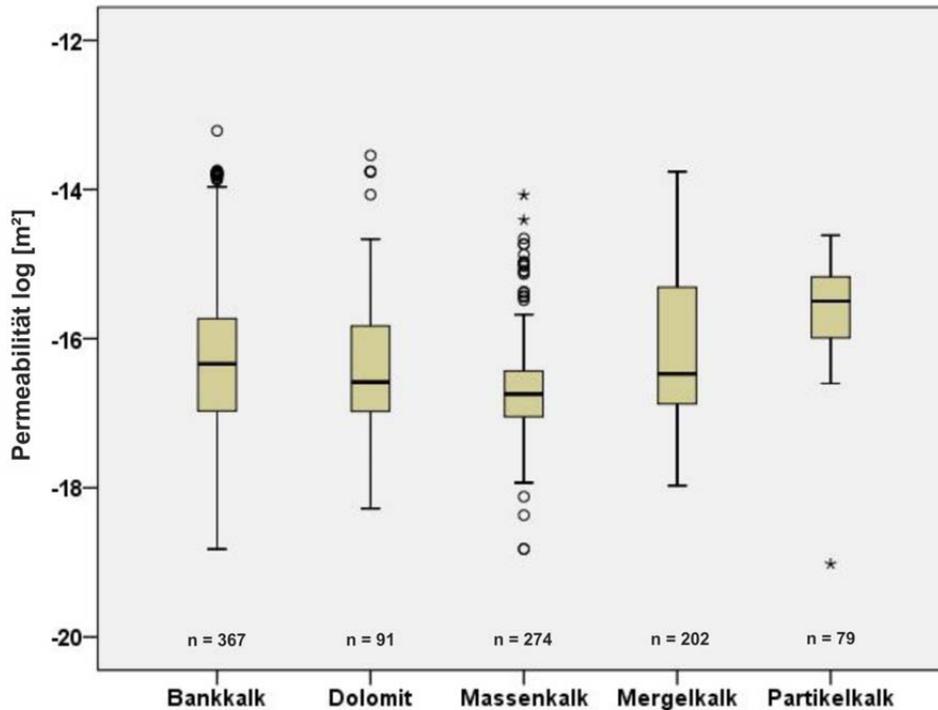


Abb. 7.54: Box-Whisker-Diagramm der Permeabilität verschiedener Lithofaziestypen (n = Probenanzahl).

Die Häufigkeitsverteilung der Permeabilität lässt demnach erwartungsgemäß eine Normalverteilung im Histogramm erkennen, wobei sich im höheren Permeabilitätsbereich die bereits erwähnten dolomitisierten Kalke, Partikelkalke und Dolomite befinden (Abb. 7.55).

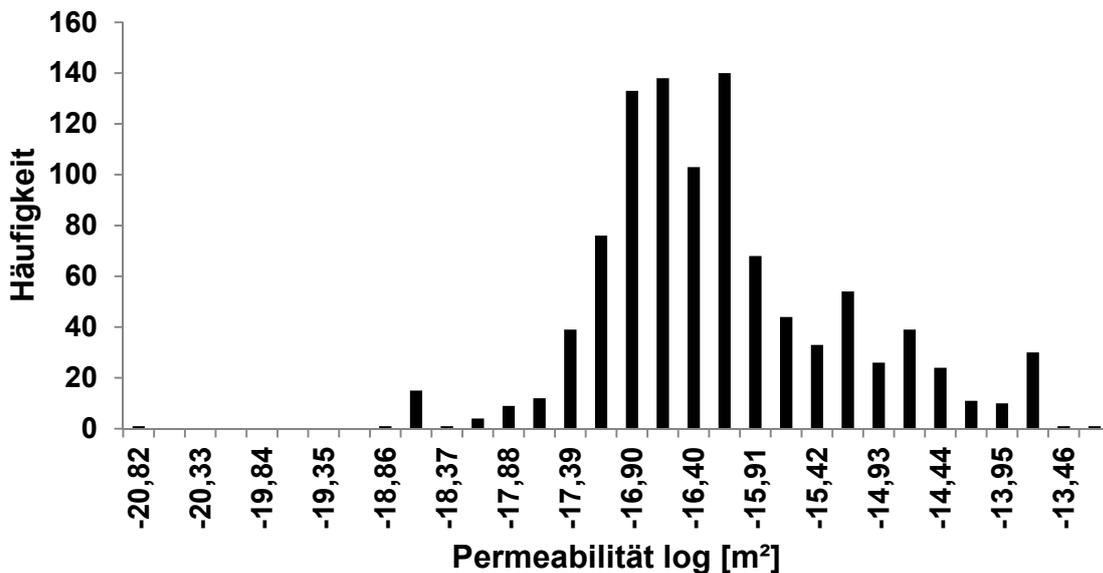


Abb. 7.55: Häufigkeitsverteilung der Permeabilität (n = 1014).

Ein Vergleich zwischen Permeabilitäten und Porositäten (Abb. 7.56 und 7.57) zeigt, dass erhöhte Porositäten nur bei Partikelkalcken (Grainstones) und Dolomiten erhöhte Permeabilitäten verursachen. Die restlichen lithofaziellen Gesteinstypen des Malms weisen demnach keine Korrelation zwischen Porosität und Permeabilität hinsichtlich vernetzter Porositäten auf.

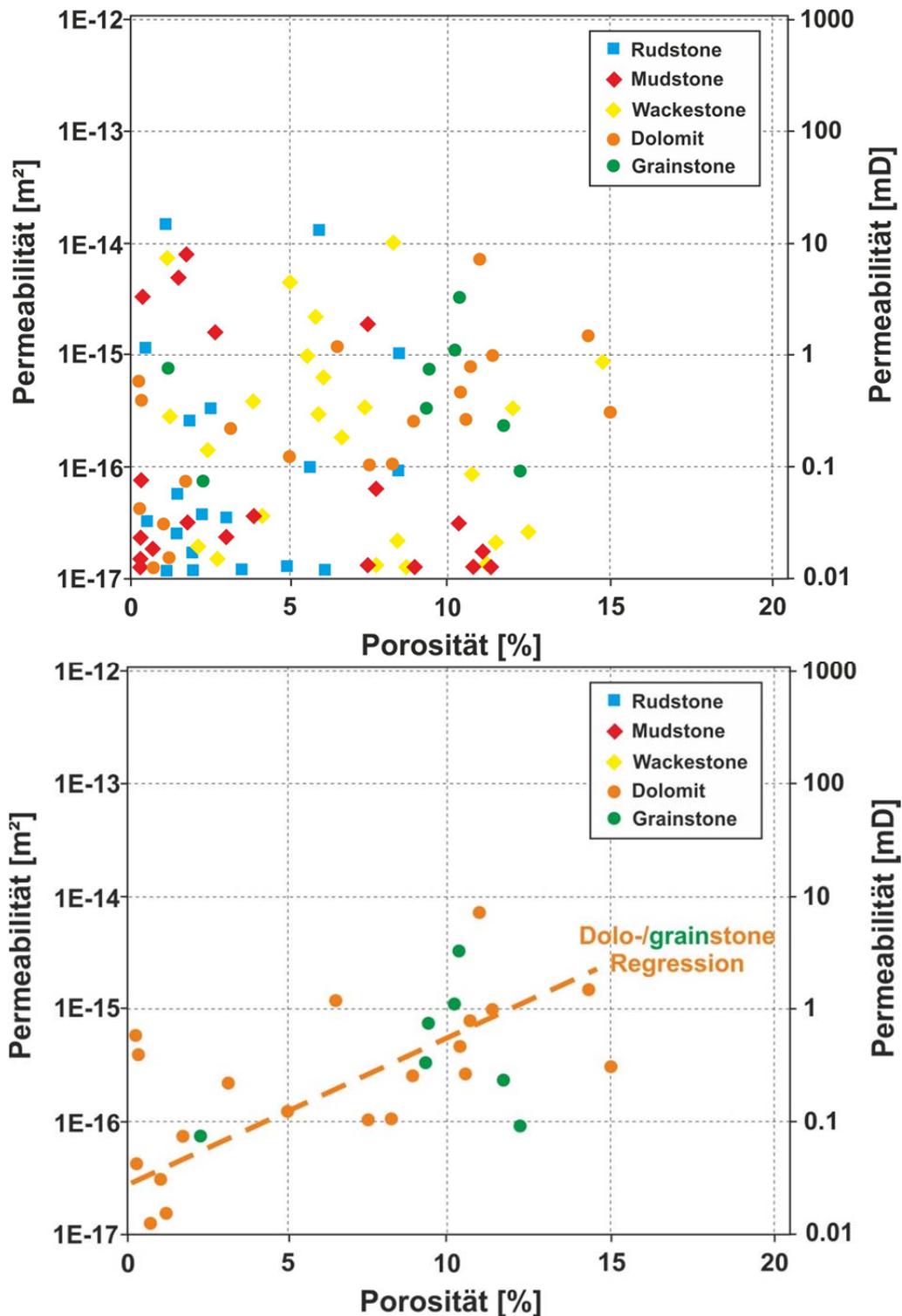


Abb. 7.56: Korrelation von Porosität und Permeabilität (Mittelwerte) aller Lithofaziestypen (oben) sowie nur der Dolomite und Partikelkalke (unten).

Kam es im Zuge der Versenkungsdiagenese der Riffbereiche und im Besonderen im Übergangsbereich zur benachbarten Beckenfazies zu einer Dolomitisierung bzw. De-Dolomitisierung, kann durch eine erhöhte Interkristallinporosität eine ebenfalls erhöhte Matrixpermeabilität entstehen. Zusätzlich ist mit zunehmendem Dolomitgehalt eine Zunahme der Wärmeleitfähigkeit zu beobachten (Kap. 7.3.2). Diese dolomitierten Bereiche können sich, entsprechend der Größe des Massenkalkvorkommens, durch mehrere stratigraphische Niveaus des Malms vorwiegend vertikal, bedingt durch das Paläorelief und damit einhergehender Zerklüftung in den Übergangsbereichen von Riff- zu Beckenfazies, erstrecken (Koch 2011).

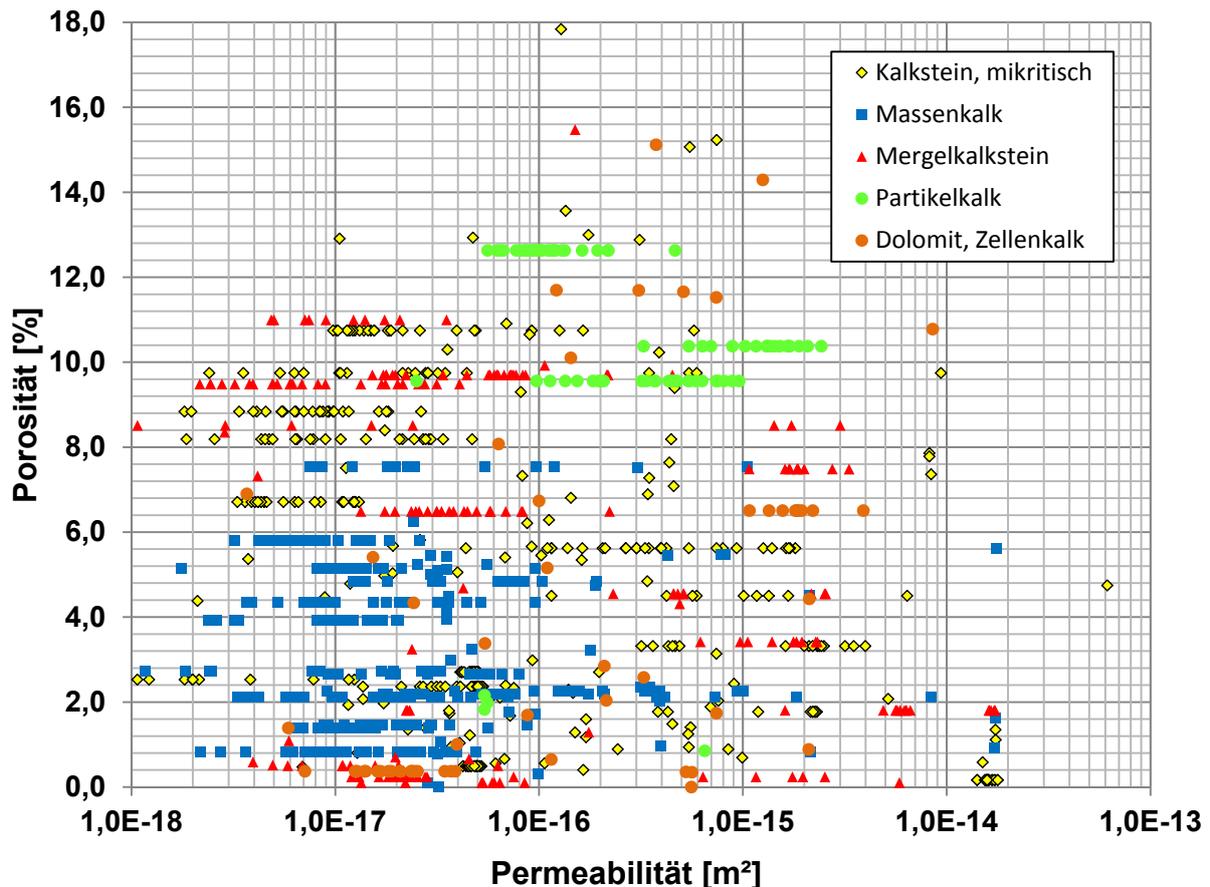


Abb. 7.57: Korrelation von Porosität und Permeabilität verschiedener Lithofaziestypen.

Im globalen Vergleich zu anderen Karbonatreservoirs, die überwiegend zur Kohlenwasserstoffgewinnung exploriert wurden, besitzen die Malmkarbonate des süddeutschen Raumes geringe Matrixpermeabilitäten und -porositäten. Unter Berücksichtigung von sekundären Porositäten von Kluftsystemen, Dolomitisierung und Verkarstung kann jedoch zu eine positive Verschiebung der Permeabilitäts-Porositätsbeziehung über mehrere Größenordnungen und somit eine Erklärung der vorhandenen hydrothermalen Reservoirsysteme im Oberen Jura des Molassebeckens (Abb. 7.58) festgestellt werden. In der Studie von Wolfgramm et al. (2011) wird eine Übersicht und prozentuale Abschätzung der dolomitierten Bereiche des Purbecks und Malms vorgenommen (Kap. 9). Prinzipiell hat die thermo- und petrophysikalisch-fazielle Untergliederung der Malmgesteine in Massenfazies und Beckenfazies direkten Bezug zur Gebirgsdurchlässigkeit.

Die Annahme einer positiven Permeabilitätskorrektur für die Gebirgspermeabilität um 2-3 Größenordnungen wird gestützt durch Pumpversuchsauswertungen und Vergleiche von Matrix- und Gebirgsproduktivitäten an Tiefbohrungen im Molassebecken (Böhm et al. 2011, Schulz et al. 2012), wo ähnliche Beziehungen wie zwischen Matrix- und Gebirgspermeabilität nachgewiesen werden konnten.

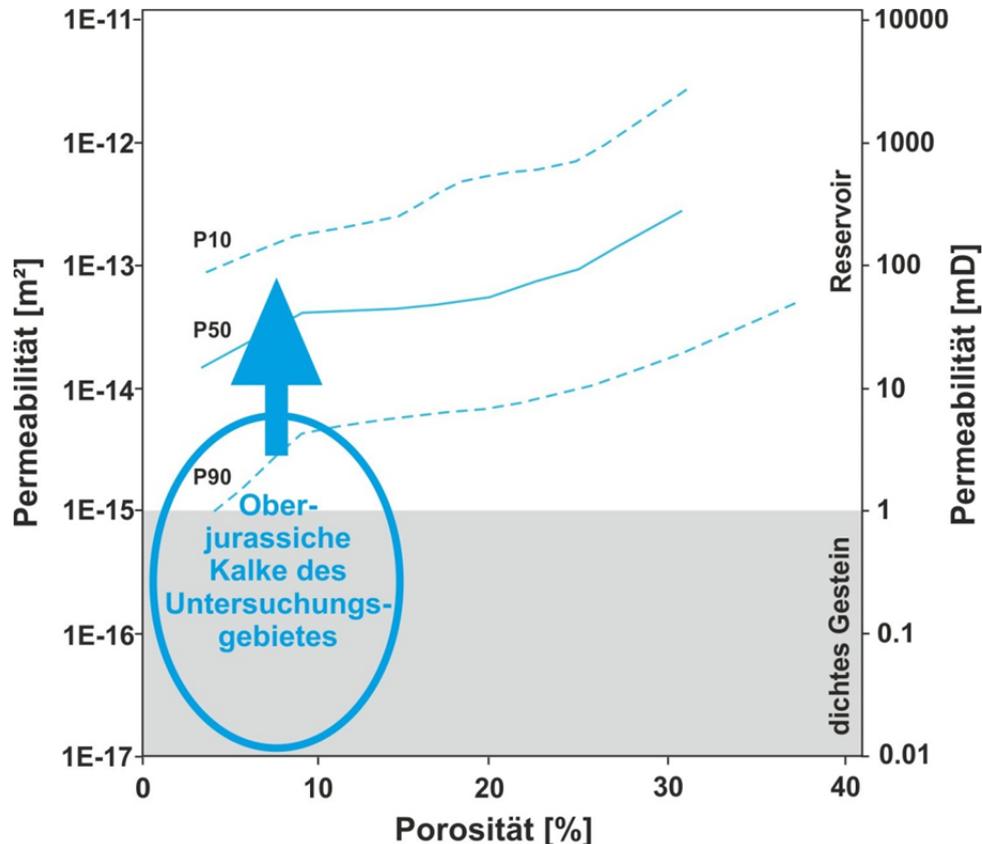


Abb. 7.58: Korrelation von Permeabilität und Porosität basierend auf globalen statistischen Trends (P90: 90% der Reservoirs haben Porositäten größer als dieser Wert, P50 (median), P10: 10% der Reservoirs haben Porositäten größer als dieser Wert) von Karbonatreservoiren im Vergleich zu den Matrixwerten des Untersuchungsgebietes (verändert, nach Ehrenberg & Nadeau 2005). Der blaue Pfeil symbolisiert die Permeabilitätsverschiebung von ca. 2 Größenordnungen bei Berücksichtigung von Kluffnetzwerk, Dolomitisierung und Verkarstung.

7.3.8 Einaxiale Druckfestigkeit

Die einaxiale Druckfestigkeit der Malmkarbonate bewegt sich im Rahmen der für Kalk- und Dolomitsteine zu erwartenden Druckfestigkeitswerte (Abb. 7.59). In Abbildung 7.60 sind die Druckfestigkeiten in Abhängigkeit ihrer stratigraphischen Lage eingeordnet. Die Proben aus dem Malm α bis γ haben im Durchschnitt die höchsten Druckfestigkeiten wohingegen die Proben aus dem Malm δ bis ζ deutlich geringere Druckfestigkeiten besitzen. Dies korreliert mit der ermittelten Porosität für diese stratigraphischen Einheiten, die für die obere Malmstratigraphie höhere Porositätswerte aufweist und somit eine Verringerung der Festigkeit des Gesteins im Vergleich zu den durchschnittlich geringporöseren Malmgesteinen der unteren stratigraphischen Einheiten bewirkt (Abb. 7.61). Die geringporösen Einheiten des unteren Malm besitzen folglich durchschnittlich und in Ausreißern die höchsten einaxialen Druckfestigkeiten.

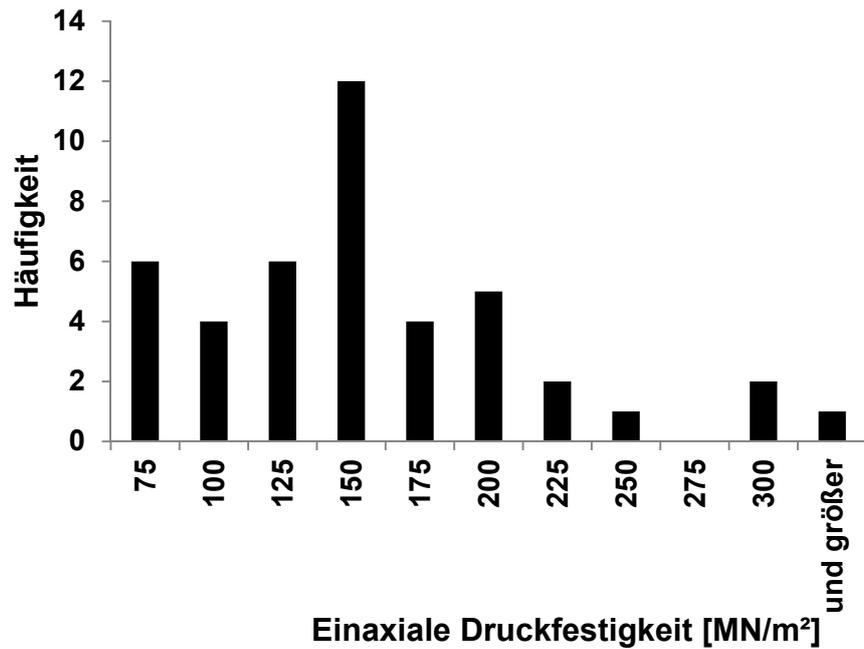


Abb. 7.59: Häufigkeitsverteilung der einaxialen Druckfestigkeit (n = 51).

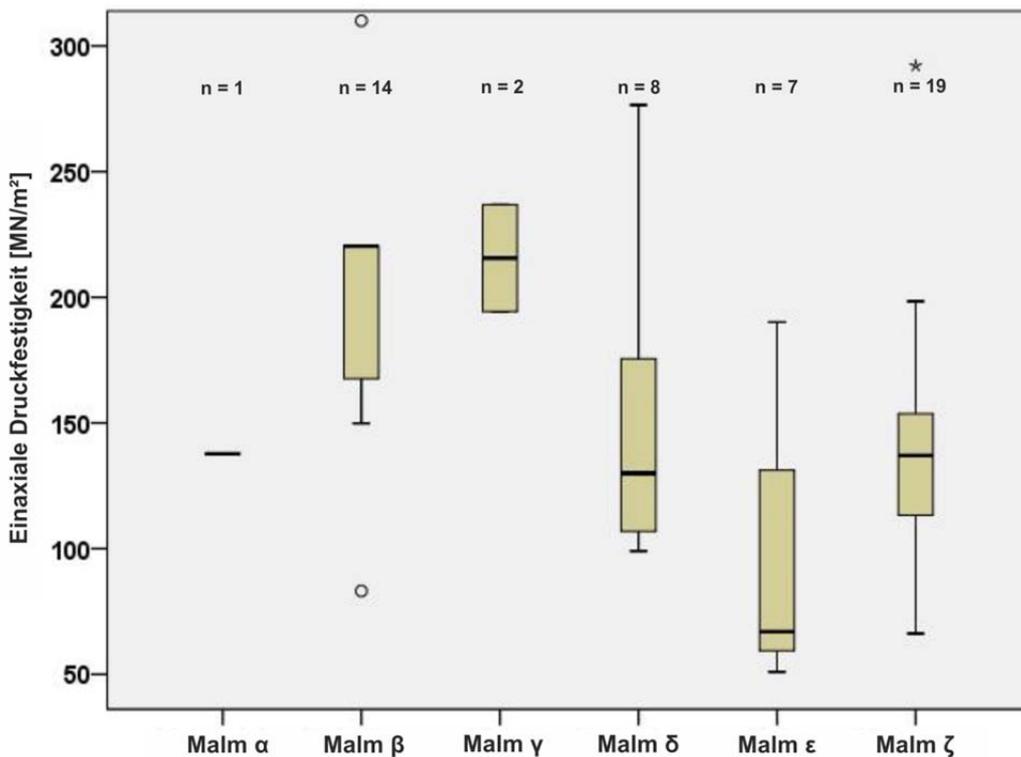


Abb. 7.60: Box-Whisker-Diagramm der einaxialen Druckfestigkeit aller stratigraphischen Einheiten des Malms (n = Probenanzahl).

Abhängig vom Lithofaziestyp kann eine große Schwankungsbreite der Messwerte festgestellt werden (Abb. 7.62). Die Bankkalke zeigen den größten Schwankungsbereich bei gleichzeitig größter Probenanzahl, wohingegen die Dolomite und Partikelkalke im Durchschnitt die kleinsten Druckfestigkeiten aufweisen. Dies ist vor allem durch die im Durchschnitt höhere Porosität und damit reduzierte Druckfestigkeit dieser beiden Lithofaziestypen zu erklären.

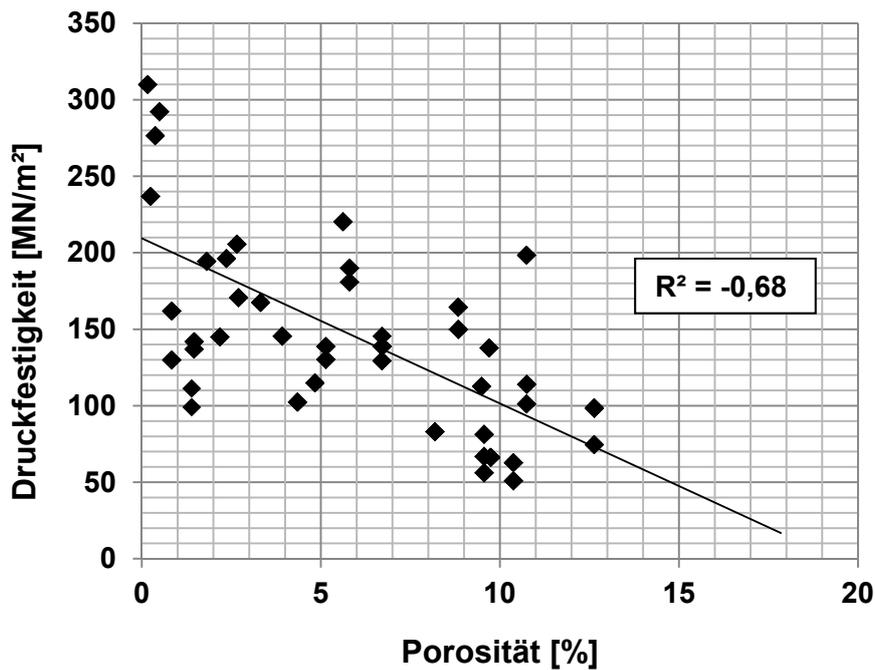


Abb. 7.61: Negative Korrelation von einaxialer Druckfestigkeit und Porosität.

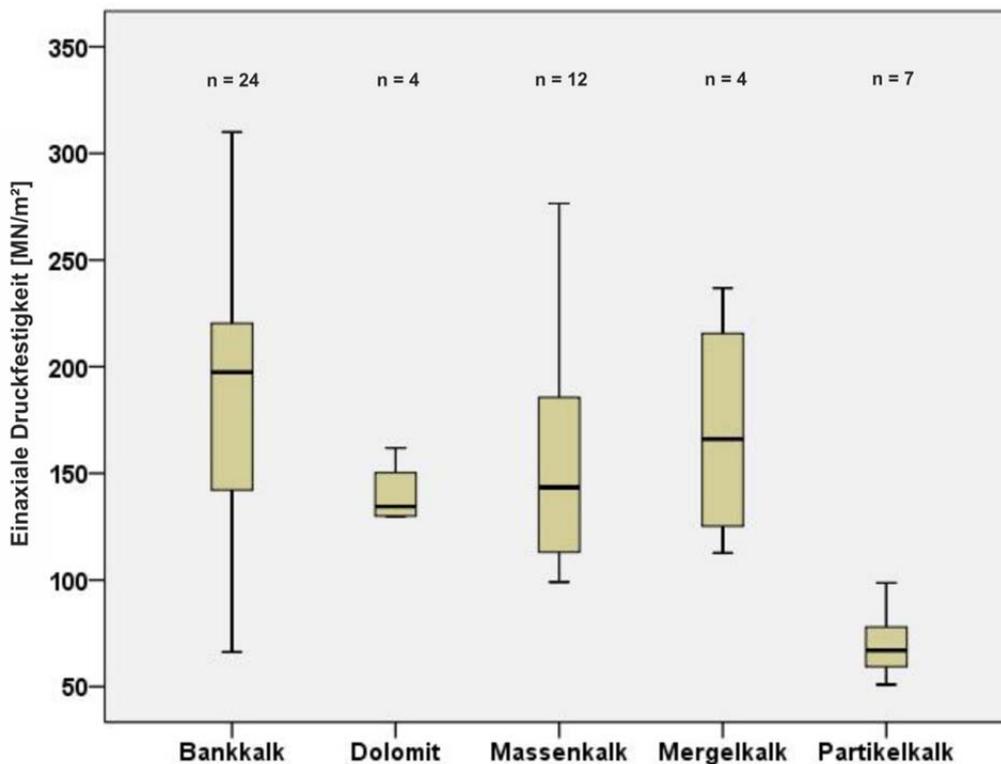


Abb. 7.62: Box-Whisker-Diagramm der einaxialen Druckfestigkeit verschiedener Lithofaziestypen (n = Probenanzahl).

Prinzipiell ist bei der Auswertung der einaxialen Druckfestigkeit, aufgrund der zum Teil geringen Probenanzahl, nur eine eingeschränkte Interpretation möglich. Eine allgemeingültige Aussage für die Malmkarbonate ist auf dieser Grundlage als nicht sinnvoll anzusehen.

7.4 Bewertung

Die in dieser Arbeit nachgewiesenen thermo- und petrophysikalischen Gesteinskennwerte bauen den in früheren Studien (vgl. Koch et al. 2007, 2009; Böhm et al. 2010, 2011, 2013; Schulz et al. 2012) erarbeiteten Datenbestand erheblich aus und zeigen generell eine gute Übereinstimmung.

Koch et al. (2007, 2009) untersuchten ebenfalls Bohrkerne hinsichtlich ihrer thermo- und petrophysikalischen Eigenschaften (Abb. 7.63 und 7.64) und weisen auch für die Dolomite einen in Relation zu Kalksteinen großen Unterschied in der wassergesättigten Wärmeleitfähigkeit nach. Der Durchschnittswert der Malmdolomite, in dieser Studie, überwiegend gewonnen aus dem Bereich der Ostmolasse ist um über 1 W/(m·K) höher gegenüber den Malmdolomiten der Westmolasse, wobei hier anzumerken ist, dass die in der Studie als Westmolasse-Proben ausgewiesenen Gesteinsproben nicht aus dem Untergrund des Molassebeckens selber stammen, sondern aus einem Steinbruch im Bereich der Schwäbischen Alb, was die Vergleichbarkeit der Ergebnisse mit den hier vorgestellten Ergebnissen der Aufschlussanalogstudie noch verbessert. Konkret handelte es sich um 20 Proben aus der Liegenden Bankkalkformation und den Oberen Felsenkalken (Malm ϵ bis ζ 1), die im Laufe spätdiagenetischer Vorgänge eine Dolomitisierung erfahren haben. Aufgrund der mittleren Matrixdichte um 2,74 g/cm³ und der hohen Streuung ist es wahrscheinlich, dass es sich überwiegend nicht um reine Dolomite, sondern um dolomitische Kalksteine handelt. Die auch von Koch et al. (2009) festgestellte vergleichsweise höhere Wärmeleitfähigkeit der bayerischen Malmdolomite (Fränkische Fazies) basierend ebenfalls auf Messungen von Bohrkerne der Bohrung Moosburg SC4 resultiert somit zum einen aus dem höheren Dolomitanteil sowie aus der um über 5 % niedrigeren Porosität. Die geometrisch gemittelten Durchschnittswerte der Wärmeleitfähigkeiten für reine Kalksteine und für reine Dolomite aus der Bohrung Moosburg SC4 liegen nach Koch et al. (2009) bei 2,8 W/(m·K) bzw. 4,4 W/(m·K), was jeweils deutlich unter dem entsprechenden Literaturwert (Clauser & Huenges 1995) für die Minerale Kalzit (3,31 W/(m·K)) und Dolomit (5,97 W/(m·K)) liegt und die in Kap. 8.2.5 dargestellten Ergebnisse bestätigt. Mergelsteine aus der Westmolasse unterscheiden sich von den Kalksteinen lediglich durch einen geringen Tonmineralanteil (im Wesentlichen Illit und Kaolinit) von etwas über 10 %, wodurch die Kennwerte Wärmeleitfähigkeit, und Matrixdichte, wie auch in der Auswertung der Analogstudie dieser Arbeit gezeigt, entsprechend reduziert sind.

Der Studie von Schulz et al. 2012 liegen eine Vielzahl von hydraulischen Bohrlochauswertungen und Bohrkleinanalysen aus dem Molassebecken im Bereich Großraum München zugrunde. Die darauf basierenden abgeleiteten und in Abbildung 7.64 zusammenfassend dargestellten hydraulischen und petrophysikalischen Daten und Interpretationen können mittels der hier vorgestellten Porositäts- und Permeabilitätsmessungen bestätigt werden. In beiden Studien kann dem höheren Malm (δ bis ζ) eine deutlich höhere effektive Porosität und Permeabilität als dem tieferen Malm (α bis γ) nachgewiesen werden. Die in Schulz et al. 2012 vorgenommene fazielle Untergliederung in hydraulisch günstige Massenfazies und hydraulisch ungünstige Beckenfazies (Abb. 7.65) wird grundsätzlich geteilt, jedoch zeigen die Messungen der Permeabilität im Rahmen der Aufschlussanalogstudie und jüngste Bohrdaten (Bohrung GEN-1, Kap. 8.2.4), dass die Massenfazies nicht grundsätzlich für hydraulisch günstige Bedingungen im Reservoir steht. Vielmehr muss von einem wesentlich differenzierterem Genesemodell, in dem noch einige Unklarheiten bestehen, ausgegangen werden.

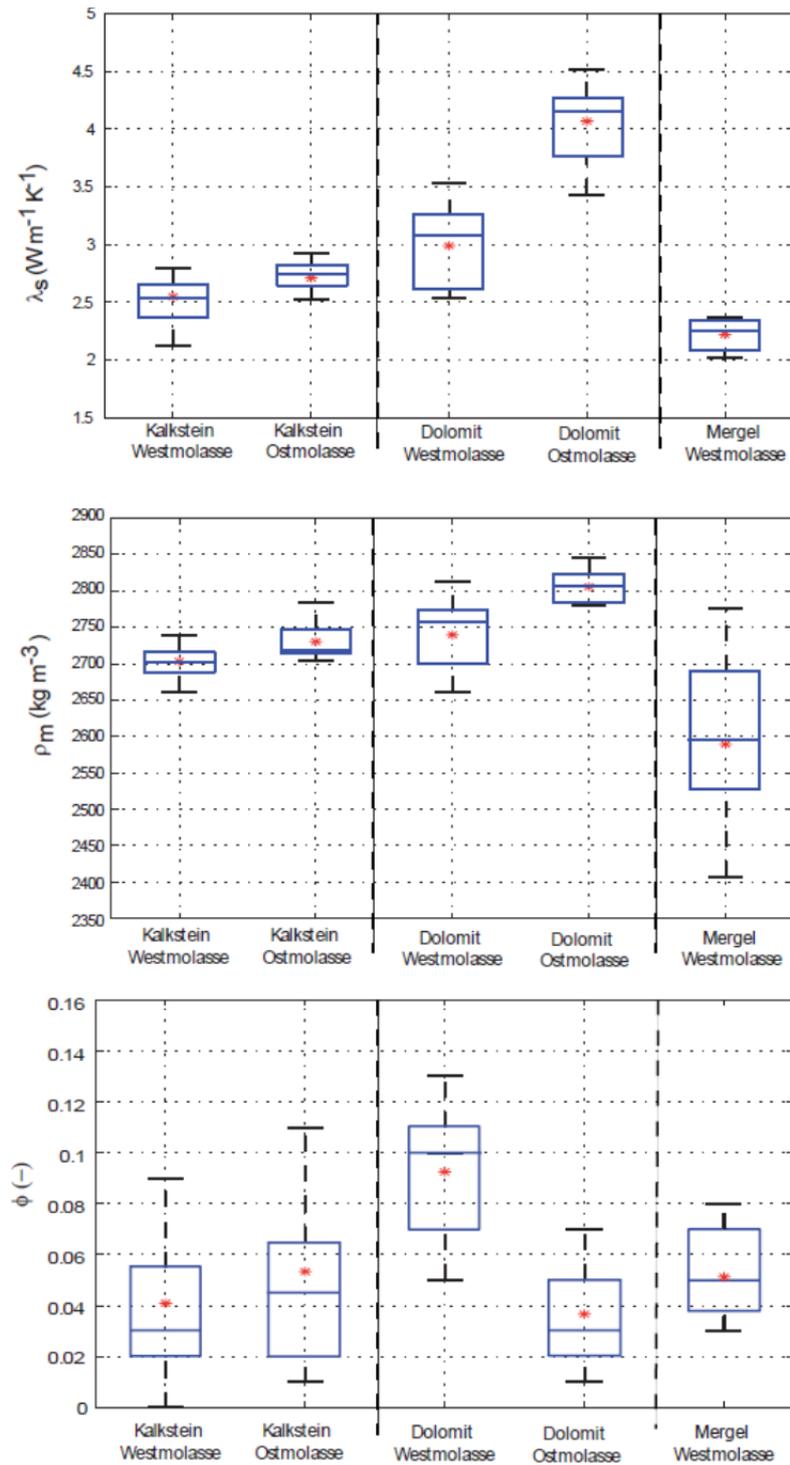


Abb. 7.63: Vergleichende Darstellung petrophysikalischer Eigenschaften der Malmkarbonate aus dem Untergrund des Süddeutschen Molassebeckens in Form von Box-Whisker-Diagrammen (blaue Mittellinie: Medianwert; roter Stern: Mittelwert; blaue Box: 25%- und 75%-Quartil; schwarze Begrenzungsstriche: 5%- und 95%-Perzentil): λ_s : wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit, ρ_m : Reindichte, Φ : Porosität (Koch et al. 2009).

Hydrostratigraphische Einheit	Petrographie	Absolute Porosität Φ [%]	Wärmeleitfähigkeit λ_S [$W m^{-1} K^{-1}$]	Wärmeproduktion Q_T [$1,0E-07 W m^{-3}$]	volumenbezogene Wärmekapazität ρc_S [$MJ m^{-3} K^{-1}$]
Quartäre Schotter und Tertiär	Kies, Kalksandstein, Tonmergel	11 bis 25 Ø 16	1.57 bis 3.81 Ø 2.9	7.0 bis 15.5 Ø 14.5	2.90 bis 3.15 Ø 3.1
Lithothamnienkalk und Kreide	Kalkstein, Kalkmergel	Ø 13	2.72 bis 3.12 Ø 2.86	Ø 15	1.6 bis 2.8 Ø 2.1
Purbeck	Kalkstein	1.6 bis 16.2 Ø 7.3	2.29 bis 3.29 Ø 2.75	Ø 15	2.03 bis 2.56 Ø 2.23
	Dolomit	Ø 1.9	3.95 bis 4.93 Ø 4.26	Ø 15	2.03 bis 2.56 Ø 2.23
Höherer Malm (Malm Delta bis Zeta)	Kalkstein	0.07 bis 17.1 Ø 5.0	2.34 bis 2.93 Ø 2.71	Ø 15	2.03 bis 2.56 Ø 2.23
	Dolomit	1.5 bis 6.7 Ø 3.7	3.43 bis 4.51 Ø 4.07	Ø 15	2.03 bis 2.56 Ø 2.23
Tieferer Malm (Malm Alpha bis Gamma, Dogger, Lias)	Kalkstein, Kalkmergel, Tonstein	3.1 bis 7.9 Ø 5.1	2.02 bis 2.36 Ø 2.22	Ø 15.5	2.03 bis 2.56 Ø 2.23
Kristallines Grundgebirge	Pragneis, Granit	Ø 1.0	1.2 bis 4.8 Ø 3.2	40 bis 90 Ø 70	1.8 bis 3.0 Ø 2.4

Abb. 7.64: Thermisch-hydraulische Parameter der einzelnen Großeinheiten des Molassebeckens; Kennwerte in rot: aus Koch et al. (2009); Kennwerte in blau: aus Koch et al. (2007) (Schulz et al. 2012).

Prinzipiell ist anzumerken, dass der vorliegenden Arbeit eine wesentlich größere Anzahl an Probenahmepunkten und dementsprechend Bohrkernmaterial zu Grunde liegt als den beiden oben aufgeführten Studien. Im Kern können viele Interpretationen älterer Arbeiten bestätigt werden, es zeigt sich jedoch eine wesentlich breitere Streuung der Gesteinskennwerte als häufig in konzeptionellen Modellen angenommen.

	Nr.	Mächtigkeit	Fazies	Stratigraphie	Fazies	Fazies	Durchlässigkeit
"Höherer" Malm	1	40m		Purbeck			sehr gering
	2	100m	Schicht-/Bankfazies (Beckenfazies)	Malm Zeta	Riff-/Massenfazies (Schwellenfazies)	Schicht-/Bankfazies (Beckenfazies)	gering
	3	40m		erster Hauptzufluss		sehr gering	durchlässig/ gut durchl. / hoch durchl. 1m
	4	100m		Riff-/Massenfazies (Schwellenfazies)	Malm Epsilon + Zeta		gering
	5	30m		zweiter Hauptzufluss			durchlässig/ gut durchl. / hoch durchl. 1m
	6	210m		Riff-/Massenfazies (Schwellenfazies)	überwiegend Malm Delta		mäßig aber stark variierend
"Tieferer" Malm	7	120m		überwiegend Malm Alpha bis Gamma			sehr gering

Abb. 7.65: Aus interpretierten Zuflussbereichen abgeleitetes, vereinfachtes hydrostratigraphisches Typprofil (Schulz et al. 2012).

Diese Erkenntnis deutet auch daraufhin, dass diagenetische Prozesse vor allem im tieferen Untergrund des Molassebeckens wahrscheinlich noch anhalten und/oder viele Bereiche betreffen, die noch nicht hinreichend untersucht bzw. in geologischen Konzeptvorstellungen und Reservoirmodellen noch nicht umfassend berücksichtigt werden. Aufgrund dieser Erkenntnisse sollte eine optimierte Explorationsstrategie im Molassebecken zunächst auf strukturell angelegte hydraulisch wirksame Gebirgspermeabilitäten abzielen, wobei solche Strukturen (Störungen, tektonisierte Bereiche) vorzugsweise in dolomitisierter Massenkalkfazies liegen sollten, um zusätzliches hydraulisch wirksames Matrixpotenzial ausschöpfen zu können (Kap. 9).

8. Übertragung der Analogkennwerte auf Reservoirbedingungen

Die im Kapitel 7.3 vorgestellten Untersuchungsergebnisse der Aufschlussanalogstudien beruhen auf Messungen, die unter Laborbedingungen bei atmosphärischem Druck und ca. 20°C Raumtemperatur an getrockneten Gesteinskernen durchgeführt wurden. Dieses Vorgehen garantiert eine gute Reproduzierbarkeit der Ergebnisse, erfordert aber gleichzeitig eine Korrektur der ermittelten Kennwerte auf Reservoirbedingungen. Es ist davon auszugehen, dass das Reservoir vollständig wassergesättigt ist. Bei der nachfolgenden Darstellung der Übertragbarkeit von Aufschlusswerten ins Reservoir wird exemplarisch eine Reservoirtiefe von 5.000 m mit einer Reservoirtemperatur von 150°C angesetzt, wie es für den südlichen Bereich des Molassebeckens typisch ist (Abb. 8.1).

8.1 Transfermodelle

In der Literatur finden sich zahlreiche Modellansätze zur Temperatur- und Druckabhängigkeit von verschiedenen Reservoirkennwerten. Aussagen über die Abhängigkeit der thermophysikalischen Eigenschaften verschiedener Gesteine von der Temperatur sind bei Tikhomirov (1968), Huenges et al. (1989), Somerton (1992), Pribnow (1994), Vosteen & Schellschmidt (2003) und Abdulagatova et al. (2009) beschrieben. Alle Autoren verwenden verschiedene Korrekturfunktionen und vergleichen die berechneten Werte mit eigenen Messungen und Literaturangaben. Im Folgenden werden die für die Karbonatgesteine des süddeutschen Molassebeckens verwendeten Korrekturfunktionen und Randbedingungen für die Wärmeleitfähigkeit, Temperaturleitfähigkeit, Wärmekapazität sowie Porosität und Permeabilität erläutert sowie eigene aus temperaturabhängigen Messungen abgeleitete Korrekturfunktionen vorgestellt.

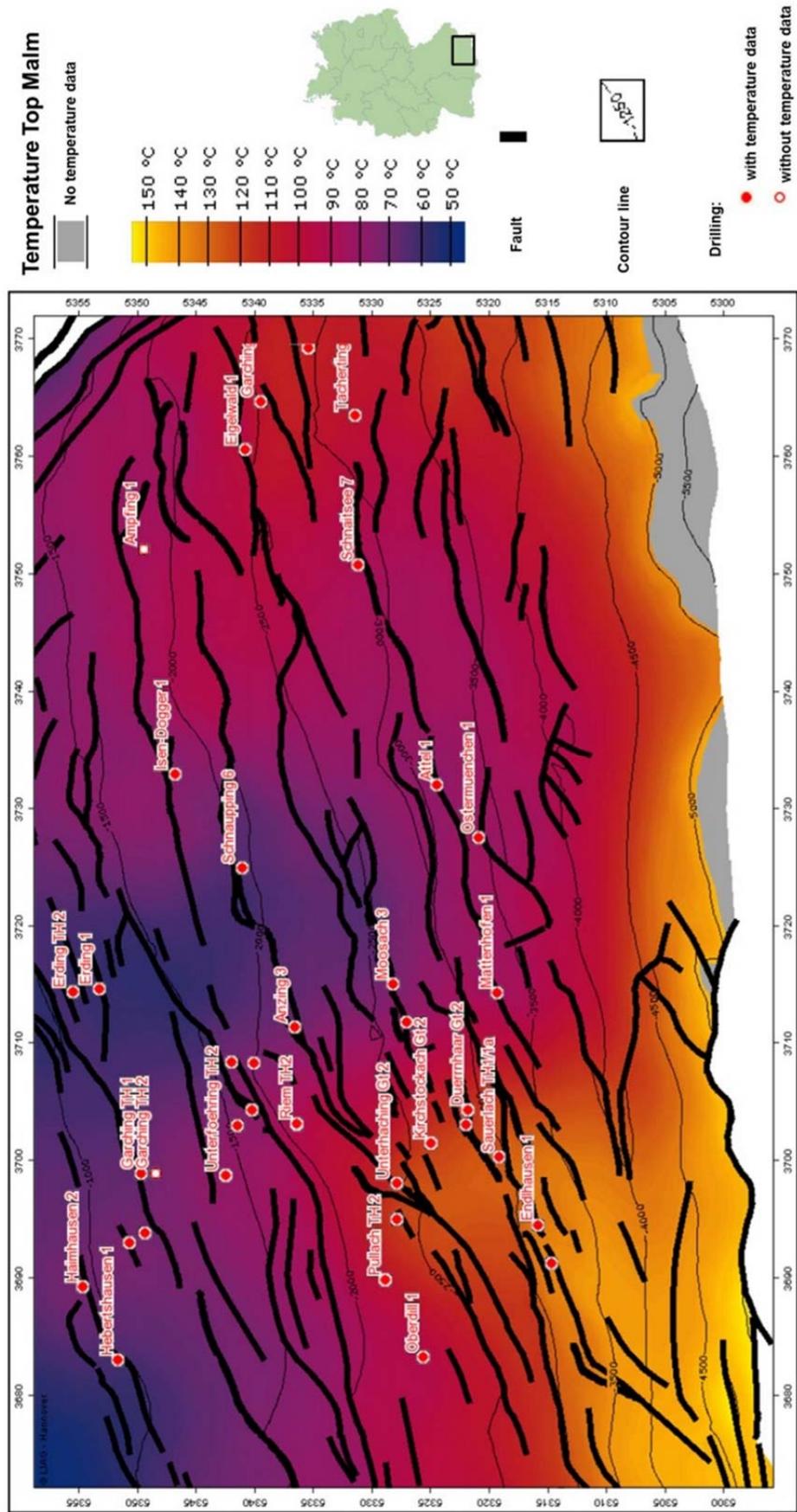


Abb. 8.1: Untergrundtemperaturverteilung am Top Malm für den südostdeutschen Teil des Molassebeckens (verändert, Schulz et al. 2009, geotis).

8.1.1 Wärmeleitfähigkeit

Die Wärmeleitfähigkeit eines fluidgesättigten Gesteins kann nach dem Modell von Lichtenecker (mixing model), welches als Grundlage auch von zahlreichen anderen Autoren genutzt wird (Pribnow 1994, Clauser & Huenges 1995, Pribnow & Sass 1995, Williams et al. 1995, Schoen 1996, Popov et al. 2003, Hartmann et al. 2005, u. a.), aus der Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix, der bekannten Wärmeleitfähigkeit des porenfüllenden Fluids und der Porosität berechnet werden:

$$\lambda_{\text{geomet}} = \lambda_{\text{Fluid}}^{\Phi} \cdot \lambda_{\text{Gestein}}^{1-\Phi} \quad [8.1]$$

λ_{geomet} = geometrisches Mittel der Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]

λ_{Fluid} = Wärmeleitfähigkeit des Porenfluids [W/(m·K)]

λ_{Gestein} = Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix [W/(m·K)]

Φ = Porosität [-]

Das nachfolgende mixing-model auf Basis des linearen Mittels zur Berechnung der wassergesättigten Wärmeleitfähigkeit wird ebenso häufig angewendet.

$$\lambda_{\text{linear}} = \lambda_{\text{Fluid}} \cdot \Phi + \lambda_{\text{Gestein}} \cdot (1 - \Phi) \quad [8.2]$$

λ_{linear} = lineares Mittel der Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]

Die Wärmeleitfähigkeit des porenfüllenden Fluids wird in der Regel ab einer Porosität von über 1% signifikant (Clauser & Huenges 1995, Abb. 8.2) und ist demnach bei der Berechnung der Gesamtwärmeleitfähigkeit zu berücksichtigen.

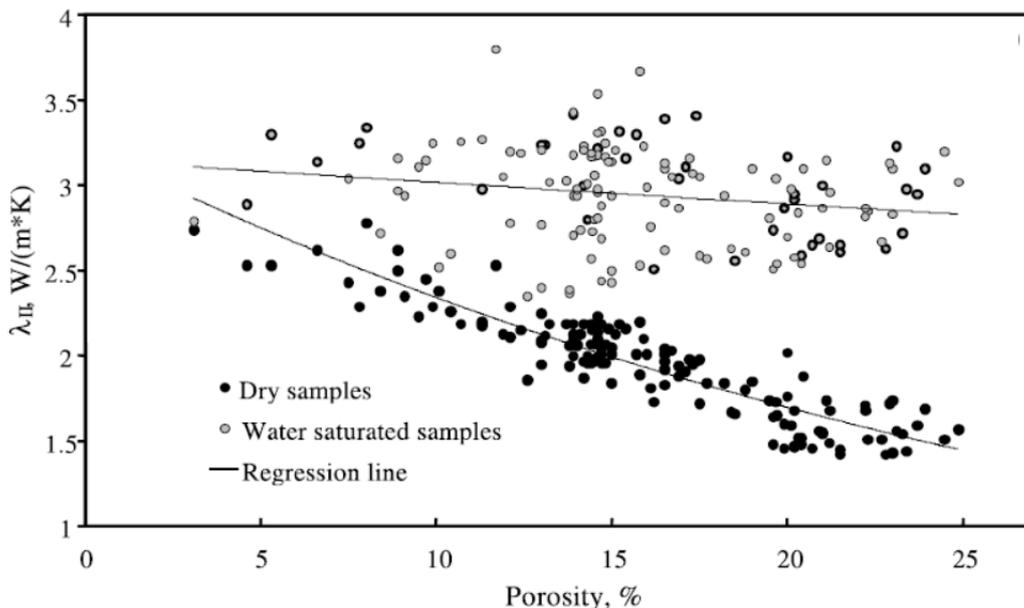


Abb. 8.2: Korrelation zwischen Wärmeleitfähigkeit, bestimmt an trockenen und gesättigten Proben, und Porosität (Popov 2003).

Ein weiterer Ansatz zur Berechnung der Gesamtwärmeleitfähigkeit bei gesättigten Bedingungen λ_{sat} (Abb. 8.3) mittels modellunabhängiger Konversionsgleichungen basierend auf multiplen linearen Regressionen zeigen Fuchs et al. (2012):

$$\text{Es gilt für Kalkstein: } \lambda_{sat} = 3,96 \cdot \Phi + 0,91 \cdot \lambda_{dry} + 0,27 \quad [8.3]$$

$$\text{Und für Dolomit: } \lambda_{sat} = 2,53 \cdot \Phi + 0,89 \cdot \lambda_{dry} + 0,63 \quad [8.4]$$

Eine Übersicht sowie detaillierte Darstellung der gängigsten mixing models sind bei Beck (1988) und Abdulagatova et al. (2009) aufgeführt und diskutiert. Bei Somerton (1992) werden zusätzlich multiphasen Sättigungen anhand zahlreicher Beispiele aus Kohlenwasserstoffreservoirs vorgestellt. Horai (1991) zeigt Berechnungsergebnisse verschiedener Reservoirtransfermodelle validiert an einem äußerst umfangreichen Datensatz, bei dem die Porosität zwischen 0-100% variiert und somit jede tatsächlich auftretende Porosität berücksichtigt werden kann. Prinzipiell ist zu beachten, dass die unterschiedlichen Transfermodelle jeweils nur für bestimmte Porositätsbereiche gültig sind. Die typischen Wärmeleitfähigkeiten von Gesteinen, die in natürlichen Systemen beobachtet werden, betragen deutlich unter 10 W/(m·K). Die entsprechenden Transfermodelle für die Wärmeleitfähigkeit haben eine Genauigkeit von 10-15 % (Clauser & Huenges 1995).

Mit Hilfe der berechneten Matrixwärmeleitfähigkeit, der gemessenen Porosität und der Wärmeleitfähigkeit von Wasser kann somit die wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit berechnet werden. Entsprechend wird für die Berechnung der spezifischen Wärmekapazität unter wassergesättigten Bedingungen gemäß Gl. [6.5] verfahren.

Neben dem Einfluss der Temperatur zeigt die Wärmeleitfähigkeit auch Abhängigkeiten vom Umgebungsdruck, dem Sättigungsgrad des Gesteins, der Zusammensetzung des Porenfluids, der dominanten Mineralphase in der Gesteinsmatrix und von der Anisotropie. Nachfolgend sind die einzelnen Einflussgrößen und ihre Relevanz und Berücksichtigung bei der Berechnung der Reservoirkennwerte beschrieben.

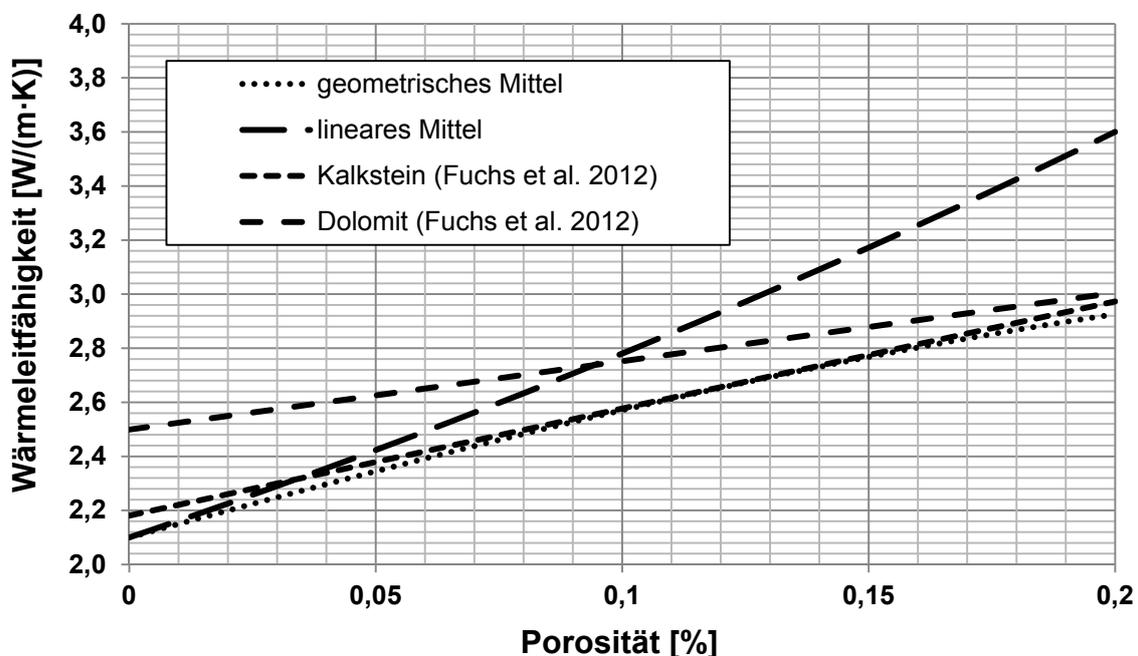


Abb. 8.3: Vergleich der drei vorgestellten Konversionsgleichungen (mixing models) zur Korrektur auf gesättigte Verhältnisse im Porositätsbereich 0-20% bei einer exemplarischen an trockenen Bohrkernen gemessenen Wärmeleitfähigkeit von 2,1 W/(m·K).

Die Kristallgitter-Wärmeleitfähigkeit variiert invers mit der Temperatur. Während bei einem Anstieg der Temperatur die thermische Expansion, in Abhängigkeit vom Mineraltyp,

zunimmt, werden durch thermisch induzierte Spannungen Mikrorisse und damit Kontaktwiderstände zwischen einzelnen Mineralkörnern erzeugt, was wiederum zur Verringerung der Wärmeleitfähigkeit bei zunehmender Temperatur führt (Clauser & Huenges 1995). Dieser Effekt ist in gesättigten Gesteinen weniger signifikant als in trockenen Gesteinen. Generell nimmt die Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen mit steigender Temperatur ab und mit steigendem Druck zu. Bei Klastika und Karbonaten ist bei Temperaturen bis zu 300 °C eine Abnahme der Wärmeleitfähigkeit um ca. den Faktor 2 zu beobachten. Über 300 °C zeigt sich nur noch eine geringe bis gar keine Reduktion der Wärmeleitfähigkeit (Clauser & Huenges 1995). Die wesentlichen Effekte beruhen hierbei einerseits auf der Abnahme der Porosität mit der Tiefe, was bei den hier untersuchten Karbonaten nur bedingt zutrifft, sowie andererseits auf der steigenden Temperatur, die das Verhalten von Fluid und Matrix bestimmt (Clauser et al. 2002). Dabei ist bei Karbonatgesteinen die temperaturabhängige Abnahme der Wärmeleitfähigkeit der dominierende Faktor.

Bei grobskaligen Modellierungen der Oberen Erdkruste sowie für Reservoirprognosen tiefegeothermischer Projekte ist die Gleichung nach Zoth & Hänel (1988) zur Temperaturkorrektur der Wärmeleitfähigkeit für verschiedene Gesteinsarten weit verbreitet:

$$\lambda(T) = \frac{A}{350+T} + B \quad [8.5]$$

In dieser Gleichung werden petrographiespezifische Koeffizienten verwendet. Im Falle der Malmkarbonate sind dies die Koeffizienten $A = 0,13$ und $B = 1073$ gültig für einen Temperaturbereich von 0 – 500 °C (Zoth & Hänel 1988). Im Gegensatz zu den nachfolgend vorgestellten Gleichungen von Vosteen & Schellschmidt (2003) und Somerton (1992) können bei der vereinfachten Gleichung nach Zoth & Hänel (1988) keine eigenen Messwerte zur Berechnung der Wärmeleitfähigkeit unter Reservoirtemperaturbedingungen eingesetzt werden, d. h. unter Verwendung dieser Gleichung würden die eigenen Messwerte keine Berücksichtigung finden. Zudem weicht der verallgemeinerte Ansatz deutlich von den Wärmeleitfähigkeits-Tiefenkurven ab, die mit eigenen Eingangswerten ermittelt wurden (Abb. 8.5). Deshalb wurde der Ansatz nach Zoth & Hänel (1988) in der nach Clauser (2003) abgewandelten Form gültig für den Temperaturbereich kleiner 400°C für die Reservoircharakterisierung verwendet:

$$\lambda(T) = \left(\frac{1073}{350+T} + 0,13 \right) \cdot \left[\frac{\lambda_r(20^\circ\text{C})}{\frac{1073}{350+20^\circ\text{C}} + 0,13} - \left(\frac{\lambda_r(20^\circ\text{C})}{\frac{1073}{350+20^\circ\text{C}} + 0,13} - 1 \right) \left(\frac{T-20^\circ\text{C}}{400-20^\circ\text{C}} \right) \right] \quad [8.6]$$

mit: $\lambda_r(20^\circ\text{C})$ = Wärmeleitfähigkeit bei 20°C

Die Korrekturfunktion von Vosteen & Schellschmidt (2003) ist ebenfalls für einen Temperaturbereich von 0 – 500 °C gültig (Abb. 8.4). Die gesteinspezifischen Koeffizienten a/b sind für Karbonate $a = 0,0034 \pm 0,0006$ und $b = 0,0039 \pm 0,0014$.

$$\lambda_0 = 0,53 \cdot \lambda_{25} + \frac{1}{2} \sqrt{1,13 \cdot (\lambda_{25})^2 - 0,42 \cdot \lambda_{25}} \quad [8.7]$$

$$\lambda(T) = \frac{\lambda_0}{0,99 + T \cdot (a - b / \lambda_0)} \quad [8.8]$$

mit: λ_{25} = Wärmeleitfähigkeit bei 25 °C
 λ_0 = Wärmeleitfähigkeit bei 0 °C

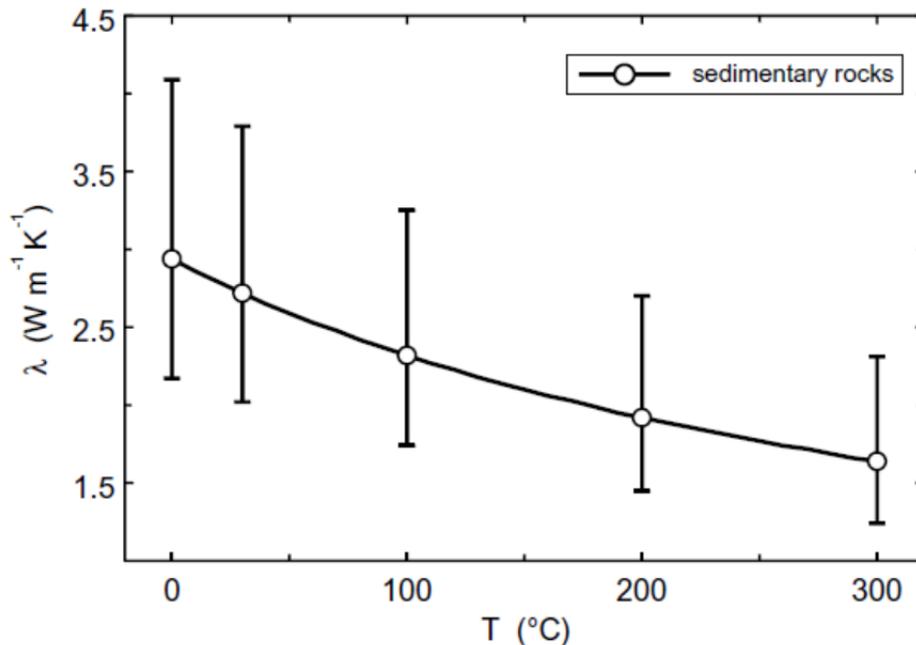


Abb. 8.4: Durchschnittswerte (Kreissymbole) und Schwankungsbereiche der Wärmeleitfähigkeit bei zunehmender Temperatur für sedimentäre Gesteine (Vosteen & Schellschmidt 2003).

Das Modell nach Sass et al. (1971) ist in Gln. [8.9] und [8.10] aufgeführt:

[8.9]

$$\lambda(T) = \frac{\lambda_0}{1,007 + T \cdot \left(0,0036 - \frac{0,0072}{\lambda_0} \right)}$$

$$\lambda(0) = \lambda_{25} \cdot \left[1,007 + 25 \cdot \left(0,0037 - \frac{0,0074}{\lambda_{25}} \right) \right] \quad [8.10]$$

mit: λ_{25} = Wärmeleitfähigkeit bei 25 °C
 λ_0 = Wärmeleitfähigkeit bei 0 °C
T = Temperatur in °C

Die Gleichung nach Somerton (1992) für Sedimentgesteine ist eine der am häufigsten verwendeten Korrekturfunktionen. Diese Gleichung ist gültig für unter Raumtemperatur gemessene Wärmeleitfähigkeiten von unter 9 W/(m·K):

$$\lambda(T) = \lambda_{20} - 10^{-3} \cdot (T - 293) \cdot (\lambda_{20} - 1,38) \cdot \left[\lambda_{20} (1,8 \cdot 10^{-3} \cdot T)^{-0,25 \cdot \lambda_{20}} + 1,28 \right] \cdot \lambda_{20}^{-0,64} \quad [8.11]$$

mit: λ_{20} = wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit bei 20 °C [W/(m·K)]
 T = Temperatur [K]

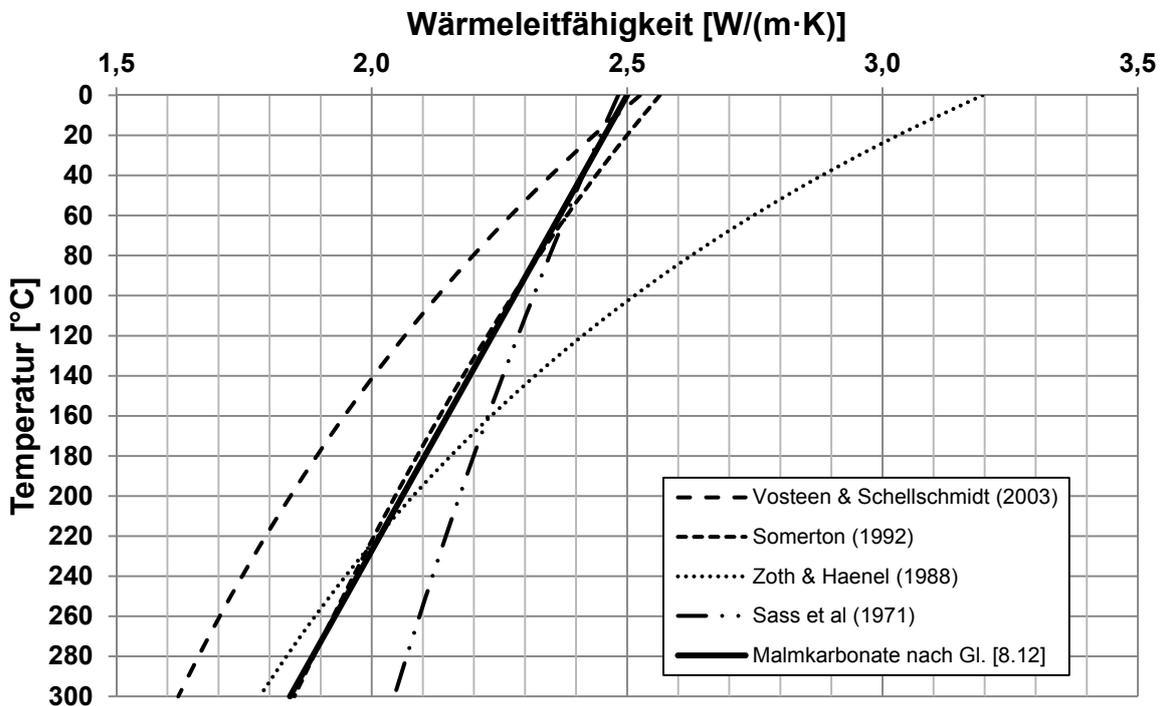


Abb. 8.5: Vergleich der vorgestellten Korrekturfunktionen für die Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit mit einer für Kalksteine typischen mittleren Ausgangswärmeleitfähigkeit von 2,5 W/(m·K) bei Raumtemperatur.

Aus den in Kapitel 6.4.1 vorgestellten temperaturabhängigen Messungen der wassergesättigten Wärmeleitfähigkeit (n = 15 Versuche) konnte die Gleichung [8.12] abgeleitet werden:

$$\lambda(T) = -0,0022 \cdot T + \lambda_{20} \quad [8.12]$$

mit: λ_{20} = wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit bei 20 °C [W/(m·K)]
 T = Temperatur [K]

Diese neue an Malmkarbonaten bestimmte Korrekturfunktion ist in Abb. 8.5 im Vergleich zu weiteren in diesem Kapitel vorgestellten Funktionen dargestellt und zeigt vor allem eine sehr gute Korrelation mit der Funktion nach Somerton (1992).

Wird bei einer Gesteinsprobe zuerst der Druck bis ca. 15 MPa erhöht schließen sich Trennflächen, die gewöhnlich mit einem Fluid geringerer Wärmeleitfähigkeit als das sie umgebende Gestein erfüllt sind, damit einhergehend werden die thermischen Kontaktwiderstände reduziert, wodurch die Wärmeleitfähigkeit des Gesteines steigt (Clauser & Huenges 1995). Eine weitere Druckerhöhung bis zu 40 MPa zieht keinen wesentlichen Anstieg der Wärmeleitfähigkeit nach sich. Wird der Druck weiter erhöht, kommt es zur Reduktion der intrinsischen Porosität. In einem Druckbereich zwischen 0-500 MPa kann generell eine Zunahme der Wärmeleitfähigkeit von ca. 10% beobachtet werden, wobei die Zunahme im Bereich der ersten 50 MPa am deutlichsten ist, bedingt durch die Verringerung

sekundärer Porositäten (Schließung von Trennflächen) einer Gesteinsprobe (Clauser & Huenges 1995). Da die Wärmeleitfähigkeit überwiegend an kompakten Gesteinsproben (Bohrkerne) bestimmt wurde, kann von einer nur geringfügigen Druckkorrektur für die Reservoirprognose ausgegangen werden. Der lithostatische Druck hat im Falle von geringporösen Karbonaten wohl nur geringen Einfluss auf die Porositäts-Permeabilitätsbeziehung.

Kukkonen et al. (1999) haben eine lineare Druckfunktion der Wärmeleitfähigkeit an geringporösen Gesteinen abgeleitet, wobei die Linearität erst ab einem Druckbereich von 50 MPa (entspricht eine Tiefe von ca. 2 km) und höher zutrifft. Für den Bereich unterhalb von 50 MPa kann ein exponentieller Verlauf basierend auf den oben beschriebenen Effekten der Risschließung angesetzt werden.

$$\lambda_{Res} = \lambda_0 \cdot (1 + \alpha p) \quad [8.13]$$

In Gleichung [8.13] ist λ_0 die unter atmosphärischem Druck bestimmte Wärmeleitfähigkeit in W/(m·K) der Gesteinsprobe, α ein dimensionsloser Anpassungsparameter ($3,4 \cdot 10^{-4}$) und p der anzusetzende Reservoirdruck in MPa.

Fuchs & Förster (2013) geben basierend auf Laborexperimenten folgende Druckkorrekturfunktion für Wärmeleitfähigkeiten unter Reservoirdrücken λ_{Res} an:

$$\lambda_{Res} = (1,095 \cdot \lambda_{lab} - 0,172) \cdot p^{(0,0088 \cdot \lambda_{lab} - 0,0067)} \quad [8.14]$$

Wobei λ_{lab} der Wärmeleitfähigkeit unter Atmosphärendruck im Labor in W/(m·K) entspricht und p der angenommene oder bekannte *in situ* Reservoirdruck in MPa ist.

Aus Abbildung 8.6 und Untersuchungen von Cermak & Rybach (1982) sowie Kukkonen et al. (1999) ist wie weiter oben ausgeführt ebenfalls ein unter 10%iger Anstieg der Wärmeleitfähigkeit mit zunehmenden Druck zu erkennen, so dass der Einfluss des Überlagerungsdruckes auf die Wärmeleitfähigkeit besonders bei geringporösen Gesteinen nur eine untergeordnete Größe darstellt. Die druckabhängige Zunahme der Wärmeleitfähigkeit ist im Wesentlichen bei hochporösen und unkonsolidierten Gesteinen von Relevanz.

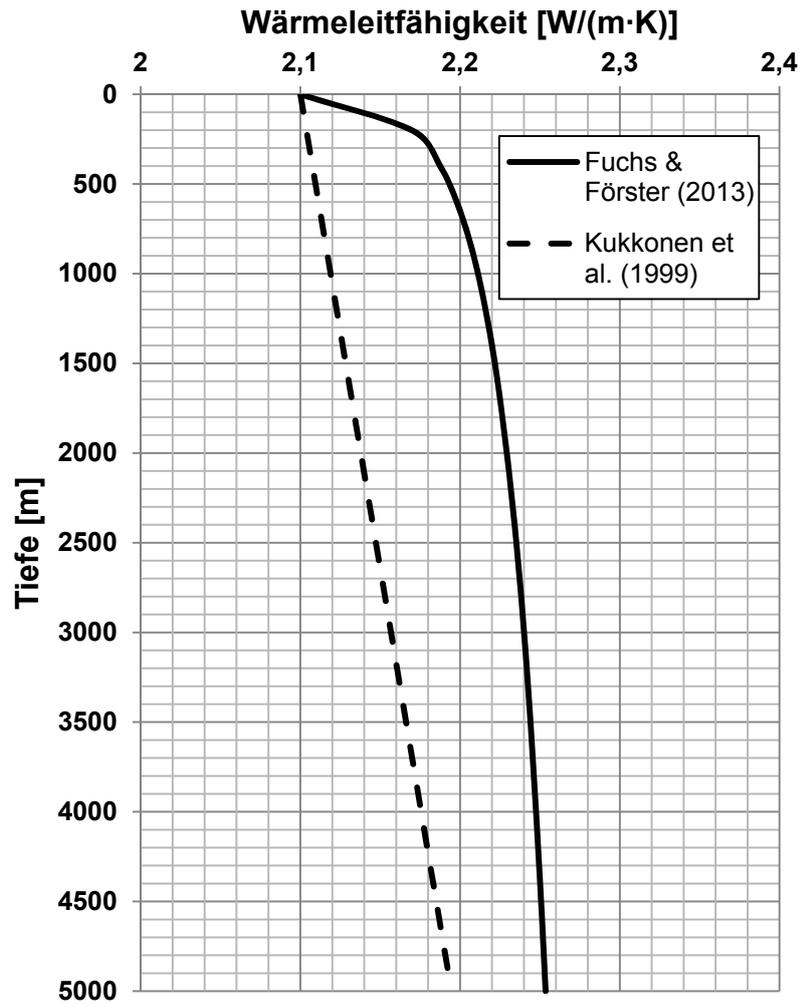


Abb. 8.6: Vergleich der aufgeführten Druckkorrekturen für die Wärmeleitfähigkeit.

Die dominante Mineralphase hat ebenso entscheidenden Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeit. Prinzipiell ist die Wärmeleitfähigkeit von Mineralen wesentlich besser als bei Gesteinen zu bestimmen, da Minerale eine spezifische Kristallstruktur entsprechend ihrer chemischen Verbindungen ausbilden. Bei der Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit auf Mineralebene ist die Probengröße und Reinheit des Minerals zu beachten. Eine Betrachtung der Endglieder von Karbonatgesteinen mittels Tabelle 8.1 und eine entsprechende Klassifizierung der im Untersuchungsgebiet auftretenden Gesteinstypen gemäß deren mineralischen Zusammensetzung ist hilfreich für die Prognose von Wärmeleitfähigkeiten anhand des Gesteinstyps (Abb. 8.7).

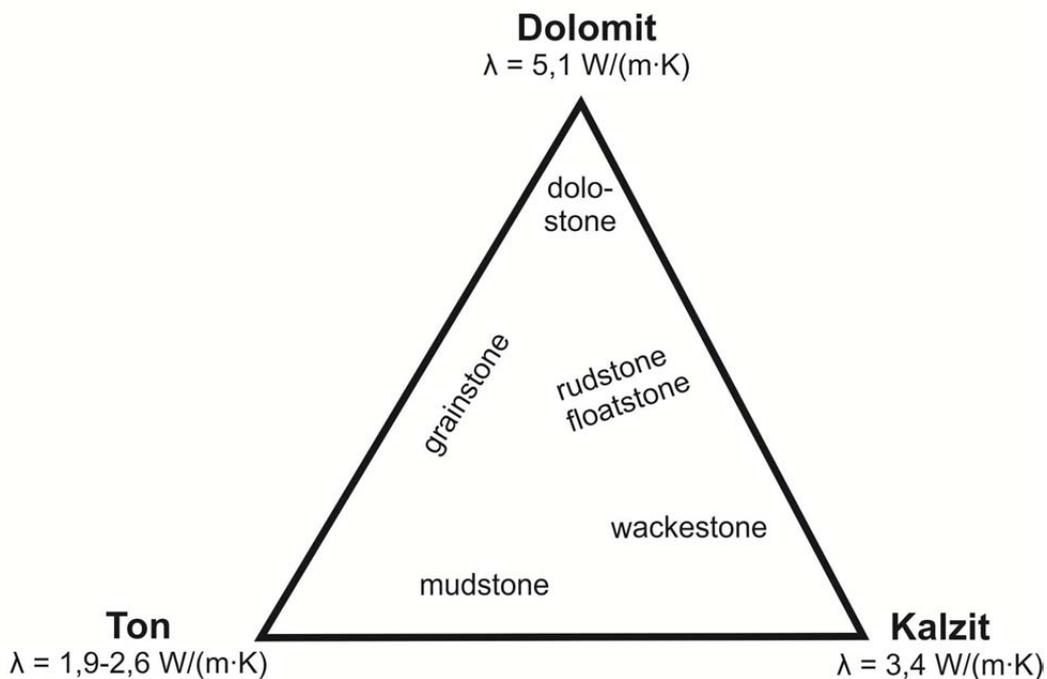
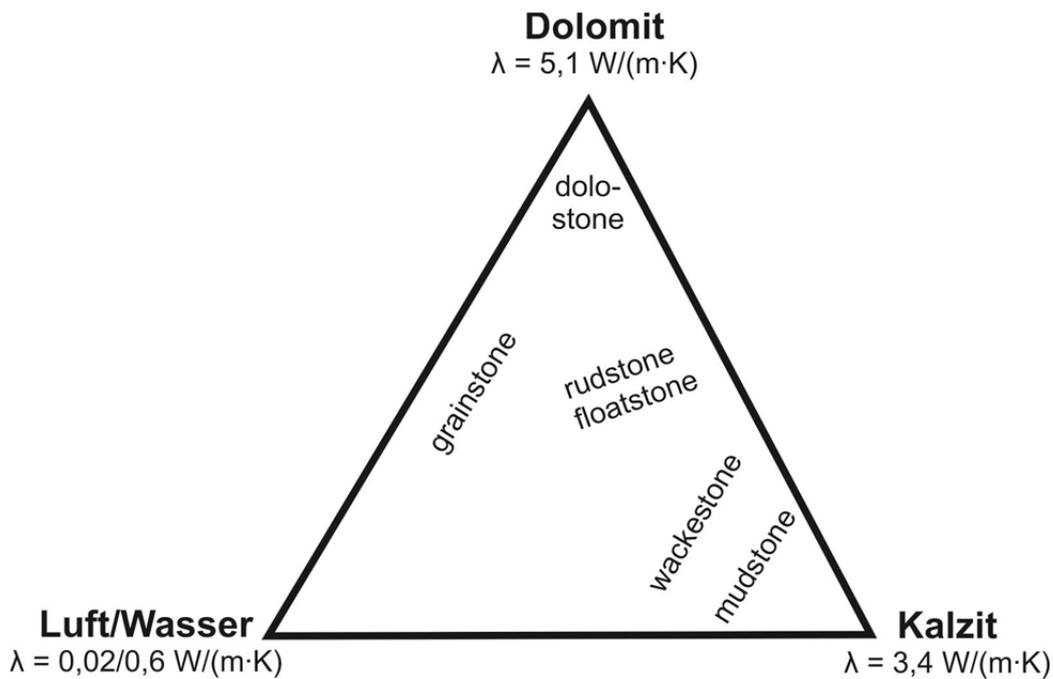


Abb. 8.7: Wärmeleitfähigkeiten (Mittelwerte aus Literaturangaben, Tab. 8.1) der im Untersuchungsgebiet dominierenden Minerale Kalzit und Dolomit (oben) sowie Tonminerale (unten) zur Einordnung der klassifizierten Gesteinstypen (Dunham-Lithotypen). Das Porenfluid (Luft, Wasser) ist hier in Anlehnung an Clauser & Huenges (1995) als „dritte“ Mineralphase dargestellt.

Eine Anisotropie der Wärmeleitfähigkeit kann auf Mineralmaßstab gemäß der Kristallgitterstruktur als gegeben angesehen werden, jedoch ist eine Differenzierung auf Gesteinsmaßstab nicht umfänglich möglich. Die Massenkalkfazies ist als Hochenergieablagungsmilieu zu heterogen aufgebaut, lediglich teilweise in den Niedrigenergieablagungsmilieus der Beckenfazies (Plattenkalke, Zementmergel) können Einregelungen und damit bevorzugte Kristallgitterstrukturen und damit auch richtungsabhängige Änderungen der Wärmeleitfähigkeit vermutet werden.

Tab. 8.1: Wärmeleitfähigkeiten von Karbonatmineralen orthogonal oder parallel zur maximalen Wärmeleitfähigkeitsanisotropie (nach Clauser & Huenges 1995).

Karbonatmineral	Temperatur(-bereich) [°C] / Wärmeleitfähigkeit des Minerals [W/(m·K)]		
	(a): Birch & Clack (1940), (b): Diment, & Pratt (1988)	Dreyer (1974)	Horai (1971)
Kalzit, CaCO ₃	T/λ: 30/3,16 – 3,63 (a)	4,2 – 5,0	3,59
Kalzit (orthogonal)	T/λ: 0/3,48; 50/3,00; 100/2,72; 150/2,52; 200/2,37; 250/2,25; 300/2,16; 350/2,09; 400/2,06 (a)	-	-
Kalzit (parallel)	T/λ: 0/4,00; 50/3,40; 100/2,99; 150/2,73; 200/2,55; 250/2,41; 300/2,29; 350/2,20; 400/2,13 (a)	-	-
Aragonit, CaCO ₃	T/λ: 25-100/2,37 ± 0,22 (b)	-	2,24
Magnesit, MgCO ₃	orthogonal: T/λ: 25-100/7,32 ± 0,57 parallel: T/λ: 25-100/7,86 ± 0,17 T/λ: 34-35/8,18 ± 1,20 (b)	-	5,84
Siderit, FeCO ₃	T/λ: 35/2,99 ± 0,12 (b)		3,01
Dolomit, CaMg(CO ₃) ₂	T/λ: 25-35/4,78 ± 0,54 (b)	4,9	5,51

In Tabelle 8.2 sind die Wertebereiche für die Wärmeleitfähigkeit verschiedener Faziesbereiche der Malmkarbonate angegeben. Ebenfalls dort dargestellt sind die unter Berücksichtigung der oben vorgestellten Korrekturfunktionen ermittelten Wärmeleitfähigkeiten unter den angesetzten Reservoirbedingungen (150 °C, 5.000 m Teufe = 132 MPa).

Es zeigt sich eine gute Übereinstimmung der mittels verschiedenen Transferfunktionen berechneten Reservoirwertebereiche mit denen aus eigenen temperaturabhängigen Messungen (Gl. [8.12]/Abb. 8.5) der wassergesättigten Wärmeleitfähigkeit ermittelten Korrekturfunktion.

Tab. 8.2: Nach Faziestypen untergliederte Änderung der Wärmeleitfähigkeit unter Labor- (gemessen) und Reservoirbedingungen (berechnet nach Gl. [8.6 bis 8.11] und [8.14]); Matrix-gestützt: Mud-/Wackestone, Korn-/Komponenten-gestützt: Rud-/Floatstone, Grainstone. Fettgedruckt = Reservoirwertebereich (150 °C, 5.000 m Teufe = 132 MPa).

Gesteins-kennwert	Fazies-typ	Werte-bereich, ofentrocken, bei 20°C, gemessen	Werte-bereich, wasser-gesättigt bei 20°C	Werte-bereich, wasser-gesättigt bei 150°C	Temperatur-transfer-modell	Druck-korrektur nach Fuchs & Förster (2013)
Wärme-leit-fähigkeit [W/(m·K)]	Matrix gestützt	1,35 – 2,62	1,60 – 2,79	1,80 – 2,46	Zoth & Hänel (1988), modifiziert nach Clauser (2003)	1,88 – 2,71
	Korn-/Komp. gestützt	1,72 – 4,87	1,85 – 4,94	1,92 – 3,53		2,03 – 4,16
	Matrix gestützt	1,35 – 2,62	1,60 – 2,79	1,83 – 2,51	Sass et al. (1971)	1,92 – 2,78
	Korn-/Komp. gestützt	1,72 – 4,87	1,85 – 4,94	1,92 – 3,92		2,03 – 4,72
	Matrix gestützt	1,35 – 2,62	1,60 – 2,79	1,41 – 2,25	Vosteen & Schell-schmidt (2003), Clauser et al. (2002)	1,41 – 2,44
	Korn-/Komp. gestützt	1,72 – 4,87	1,85 – 4,94	1,56 – 3,71		1,59 – 4,42
	Matrix gestützt	1,35 – 2,62	1,60 – 2,79	1,53 – 2,52	Somerton (1992)	1,55 – 2,79
	Korn-/Komp. gestützt	1,72 – 4,87	1,85 – 4,94	1,70 – 3,58		1,76 – 4,23
	Matrix gestützt	1,35 – 2,62	1,60 – 2,79	1,27 – 2,46	nach Gl. [8.12]	1,32 – 2,71
	Korn-/Komp. gestützt	1,72 – 4,87	1,85 – 4,94	1,52 – 4,61		1,54 – 4,82

8.1.2 Temperaturleitfähigkeit

Da die Temperaturleitfähigkeit von der Wärmeleitfähigkeit, der Dichte und der Wärmekapazität abhängt, sinkt diese ebenfalls mit steigender Temperatur und steigt mit zunehmendem Druck an. Nach Vosteen & Schellschmidt (2003) sinkt die Wärmeleitfähigkeit eines Gesteins im Temperaturintervall von 1 bis 300 °C um 35 ± 10 %, während die Temperaturleitfähigkeit im selben Temperaturintervall um 48 ± 6 % abnimmt (Abb. 8.8), demnach also stärker temperaturbeeinflusst ist. Diese Größenordnungen werden auch von anderen Autoren (Beck 1988, Somerton 1992, Clauser et al. 2002) angegeben.

Basierend auf Vosteen & Schellschmidt (2003) wurde für die temperaturabhängige Temperaturleitfähigkeit folgende Korrekturfunktion abgeleitet:

$$\kappa(T) = x \cdot T^2 - y \cdot T + \kappa_{(20)} \quad [8.15]$$

mit: κ = Temperaturleitfähigkeit [$10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$]
 $\kappa_{(20)}$ = Temperaturleitfähigkeit bei 20°C [$10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$]
 x, y = gesteinsabhängige Koeffizienten [-]
 T = Temperatur [°C]

Die gesteinspezifischen Koeffizienten sind für Sedimentgesteine $x = 4 \cdot 10^{-6}$ und $y = 3,4 \cdot 10^{-3}$. Diese Korrekturfunktion ist für den Temperaturbereich 0-300 °C gültig.

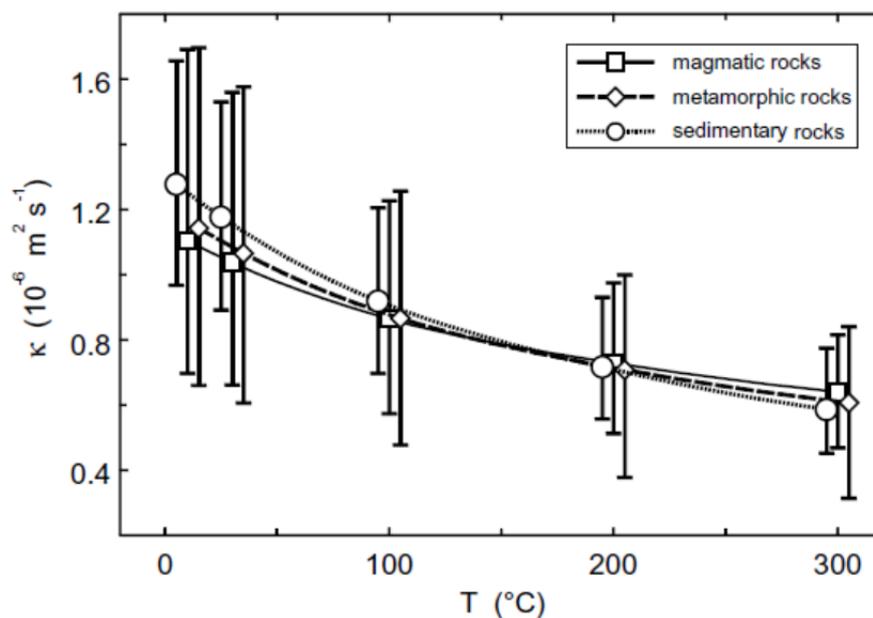


Abb. 8.8: Durchschnittswerte (Symbole) und Schwankungsbereiche der Temperaturleitfähigkeit als Funktion der Temperatur (Vosteen & Schellschmidt 2003).

Die ermittelten Temperaturleitfähigkeiten für das Reservoir sind in Tabelle 8.3 angegeben.

Tab. 8.3: Nach Faziestypen untergliederte Änderung der Temperaturleitfähigkeit unter Labor- (gemessen) und Reservoirbedingungen (berechnet nach Gl. [8.15]); Matrix-gestützt: Mud-/Wackestone, Korn-/Komponenten-gestützt: Rud-/Floatstone, Grainstone. Fettgedruckt = Reservoirwertebereich.

Gesteins-kennwert	Faziestyp	Wertebereich, ofentrocken, bei 20°C	Wertebereich, wassergesättigt bei 150°C	Verwendetes Transfermodell
Temperaturleitfähigkeit [$10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$]	Matrix gestützt	0,66 – 1,48	0,28 – 1,11	Vosteen & Schellschmidt (2003)
	Korn-/Komponenten gestützt	0,89 – 1,97	0,51 – 1,60	

8.1.3 Wärmekapazität

Da die Temperatur- und Druckabhängigkeit der spezifischen Wärmekapazität in der Literatur weitaus weniger oft mathematisch beschrieben ist als die der Wärmeleitfähigkeit, wurde eine Gleichung für die Temperaturabhängigkeit der spezifischen Wärmekapazität aus Vosteen & Schellschmidt (2003) (Abb.8.9) abgeleitet (Bär 2012).

$$c_p(T) = x \cdot T^3 - y \cdot T^2 + z \cdot T + c_{p(20)} \quad [8.16]$$

mit: c_p = spezifische Wärmekapazität [J/(kg·K)]
 $c_{p(20)}$ = spezifische Wärmekapazität bei 20°C [J/(kg·K)]
 x, y, z = gesteinsabhängige Koeffizienten [-]
 T = Temperatur [°C]

Die gesteinspezifischen Koeffizienten sind für Sedimentgesteine $x = 4,619 \cdot 10^{-6}$, $y = 3,945 \cdot 10^{-3}$ und $z = 1,46$. Diese Korrekturfunktion ist für den Temperaturbereich 0-300 °C gültig.

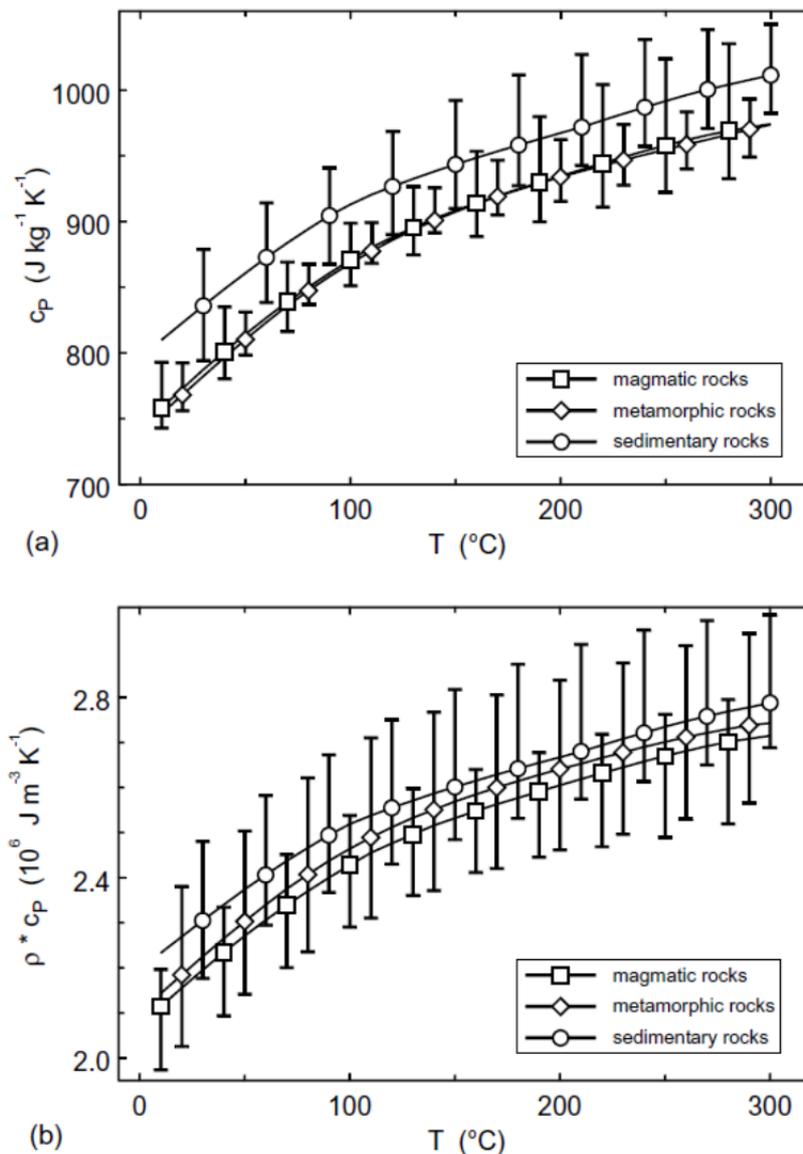


Abb. 8.9: Durchschnittswerte (Symbole) und Schwankungsbereiche der (a) spezifischen Wärmekapazität c_p bei konstantem Druck und (b) der volumenbezogenen Wärmekapazität

(Wärmespeicherzahl) ($\rho \cdot c_p$) als Funktion der Temperatur für magmatische, metamorphe und sedimentäre Gesteine (Vosteen & Schellschmidt 2003).

Eine allgemeine Gleichung zur Berechnung der Temperaturabhängigkeit der spezifischen Wärmekapazität von Festgesteinen basierend auf Messungen an Karbonatgesteinsproben aus dem westlichen Molassebecken wird von Clauser et al. (2002) angegeben.

$$c_p(T) = 0,75 + 4,63 \cdot 10^{-4} \cdot T - 1,45 \cdot 10^{-4} \cdot T^{-2} \quad [8.17]$$

mit: c_p = spezifische Wärmekapazität [J/(kg·K)]
T = Temperatur [K]

Ähnlich wie bei der allgemeinen Gleichung zur Wärmeleitfähigkeitskorrektur von Zoth & Hänel (1988) können hier keine eigenen Messwerte eingesetzt werden. Prinzipiell verhält sich die Wärmekapazität invers zur Wärmeleitfähigkeit und nimmt mit steigender Temperatur zu (Abb. 8.10).

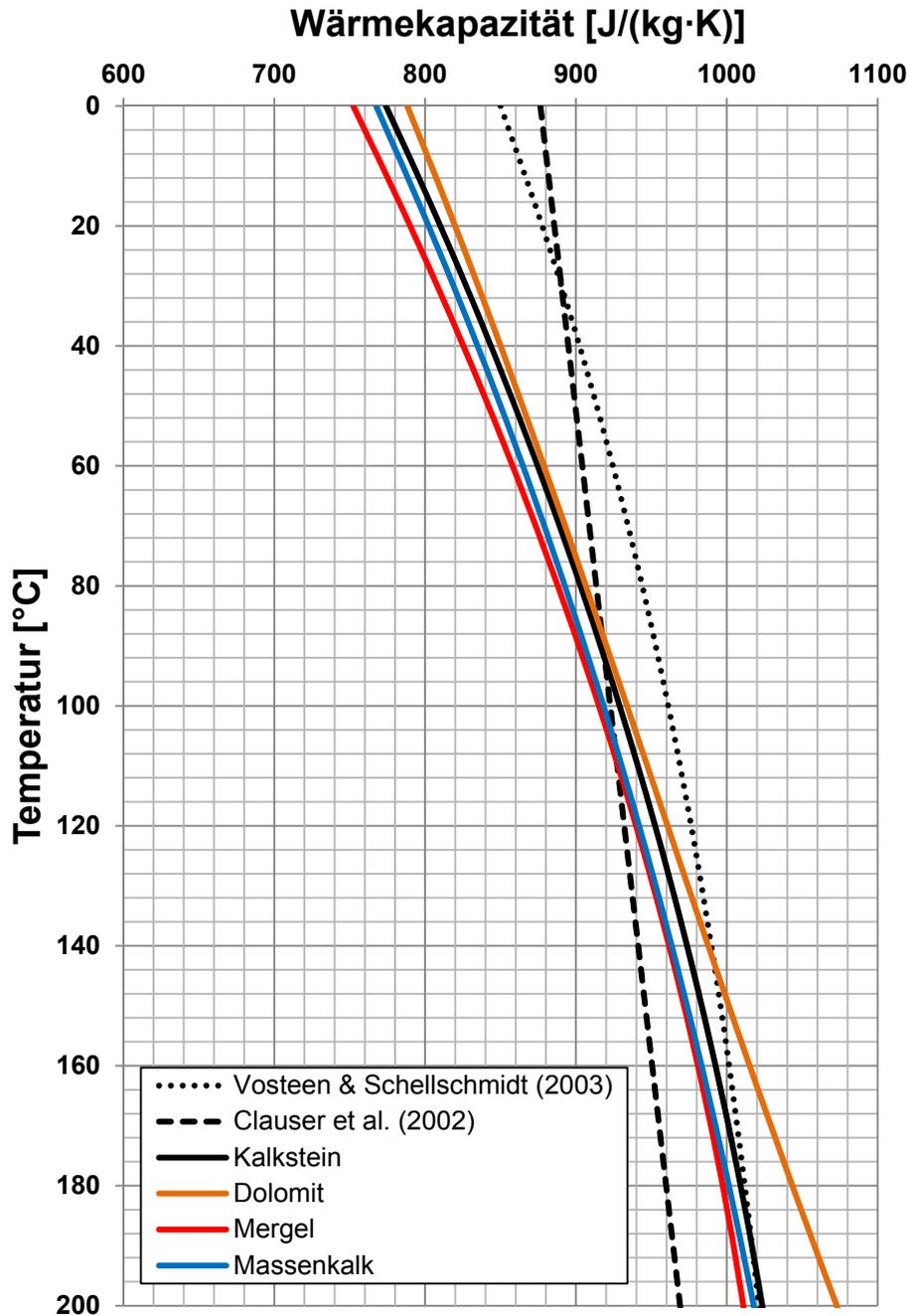


Abb. 8.10: Vergleich beider vorgestellten Korrekturfunktion zur Ermittlung der temperaturabhängigen Wärmekapazität, Ausgangswert 850 J/(kg·K) sowie aus eigenen Kalorimetermessungen abgeleitete Temperaturkorrekturfunktionen für Malmkarbonate (gültig bis 200 °C).

Basierend auf den temperaturabhängigen Messungen der spezifischen Wärmekapazität (Kap. 6.4.2) an Bohrkernen aus Oberflächenaufschlüssen und Bohrungen sowie Bohrklein (Cuttings) der Tiefenbohrung GEN-1 im Bereich von 30-200 °C konnten eigene Wärmekapazitäts-Temperaturfunktionen abgeleitet werden. Gemäß der Regressionsgleichung

$$c_p(T) = A_0T + A_1T^2 + A_2T^3 \quad [8.18]$$

ergeben sich für die Gesteine des Malm die in Tabelle 8.4 angegebenen gemittelten Koeffizienten, wobei die Koeffizienten dimensionslos sind und die Temperatur T in K angegeben wird.

Tab. 8.4: Koeffizienten der Wärmekapazitäts-Temperaturfunktion (gültig bis 200 °C).

Gestein	A ₀	A ₁	A ₂
Mergelkalkstein	3,51E-03	-2,57E-06	-7,03E-10
Kalkstein	3,87E-03	-4,04E-06	9,15E-10
Massenkalkstein	3,97E-03	-4,79E-06	2,00E-09
Dolomit	4,69E-03	-8,63E-06	7,42E-09

In Tabelle 8.5 sind die ermittelten Wertebereiche der spezifischen Wärmekapazität verschiedener Faziesbereiche der Malmkarbonate angegeben, sowie die unter Berücksichtigung der oben vorgestellten Korrekturfunktionen ermittelten Kennwerte für die angesetzten Reservoirbedingungen.

Tab. 8.5: Nach Faziestypen untergliederte Änderung der spezifischen Wärmekapazität unter Labor- (gemessen) und Reservoirbedingungen (berechnet nach Gl. [8.16 und 8.18]); Matrix-gestützt: Mud-/Wackestone, Korn-/Komponenten-gestützt: Rud-/Floatstone, Grainstone; Fettgedruckt = Reservoirwertebereich.

Gesteins-kennwert	Faziestyp	Wertebereich, ofentrocken, bei 20°C	Wertebereich, wasser-gesättigt bei 20°C	Wertebereich, wasser-gesättigt bei 150°C	Transfer-modell
spezifische Wärme-kapazität [J/(kg·K)]	Matrix gestützt	613 - 1045	645 - 1081	806 - 1227	Vosteen & Schell-schmidt (2003)
	Korn-/Komponenten gestützt	547 - 1167	565 - 1184	711 - 1330	
	Kalkstein, Matrix gestützt	613 - 1045	645 - 1081	976 (Mittelwert)	nach Gl. [8.18] mit Koeff. aus Tab. 8.4
	Dolomit, Korn-/Komponenten gestützt	547 - 1167	565 - 1184	1007 (Mittelwert)	

8.1.4 Porosität

Eine übergeordnete Gesetzmäßigkeit bei der Abnahme der Porosität mit der Tiefe gibt es generell nicht, sondern muss für jedes Becken und jede Lithologie empirisch bestimmt werden (Abb. 8.11). Nach Welte et al. (1997) ist dies begründet durch das Zusammenspiel verschiedener Faktoren zu denen maßgeblich die Korngröße, die Versenkungstiefe, die Versenkungsdauer und vor allem die diagenetischen Prozesse zählen. Diese Faktoren kontrollieren die Abnahme der Porosität einer Lithologie und hängen wiederum von der Fazies, dem mineralogischen Modalbestand, dem Vorhandensein oder Fehlen einer tonigen Matrix und den Reservoirfluiden ab.

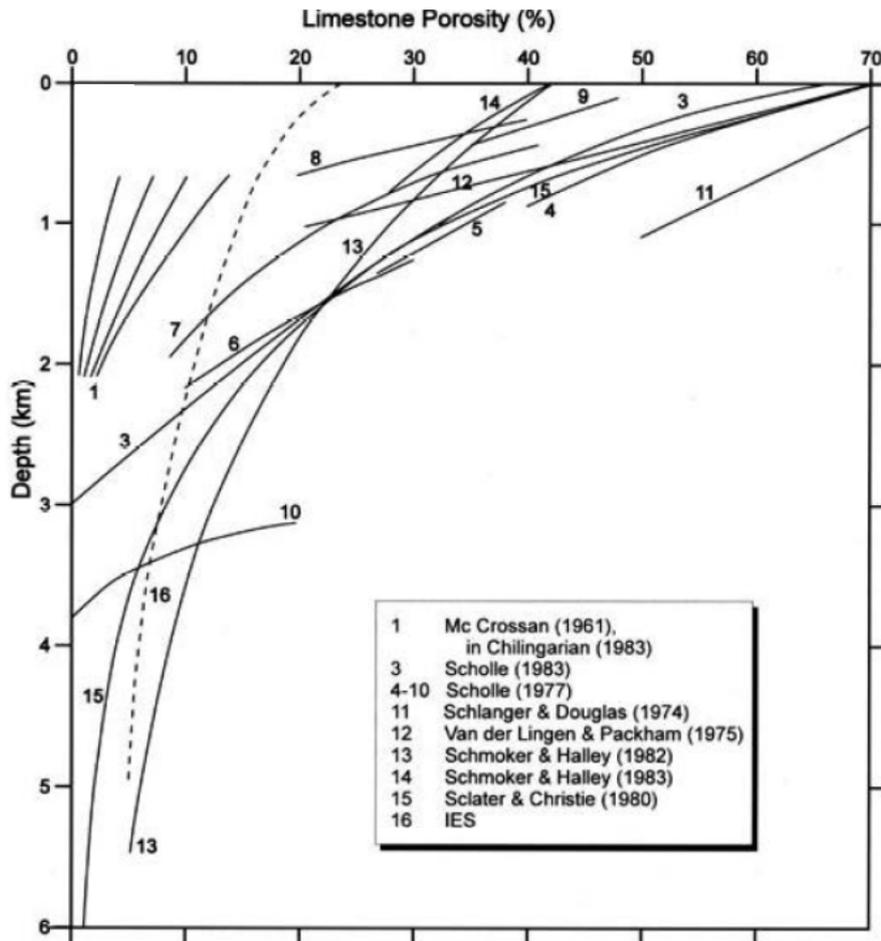


Abb. 8.11: Vergleich verschiedener Porositäts-Tiefenbeziehungen für Kalkstein- und Dolomitreservoir. Die gestrichelte Linie stellt eine gemittelte Regressionsfunktion dar (Welte et al. 1997).

In Abbildung 8.12 und Tabelle 8.6 sind Porositäts-Tiefenfunktionen von überwiegend jurassischen Karbonatreservoirs dargestellt, wobei sich die beste Übereinstimmung der Molassekarbonate mit dem Model von Schmoker & Halley (1984) [1] zeigt, das ebenfalls aus einer oberjurassischen Karbonatformation (Swift Formation, North Dakota) abgeleitet wurde. Am geeignetsten für die Reservoirprognose ist jedoch die Funktion von Sclater & Christie (1980), da hier eine an Gesteinsproben ermittelte Ausgangsporosität eingesetzt und so die in Reservoirtiefe anstehende Porosität auf Grundlage von Messwerten prognostiziert werden kann. Untersuchungen an Karbonatgesteinen unterschiedlichen Alters aber vergleichbarer Versenkungstiefe zeigen keine systematischen Unterschiede in der Porosität der Formationen (Schmoker & Halley 1982). Dies impliziert, dass der Alterungsprozess von untergeordneter Bedeutung und die Versenkungstiefe und damit einhergehend der Temperaturgradient der Formation entscheidend für die Porositäts-Tiefenbeziehung eines Karbonatreservoirs ist. Zudem ist zu beobachten, dass die Porosität in dolomitischen Formationsbereichen weniger stark abnimmt als in reinen Kalksteinbereichen (Schmoker & Halley 1982, Ehrenberg et al. 2006). Jedoch ist mit zunehmendem Alter der Reservoirformation und bei länger andauernden diagenetischen Prozessen bei ansteigendem geothermischen Gradienten eine Verringerung der Porosität zu erwarten (Ehrenberg et al. 2009).

Tab. 8.6: Porositäts-Tiefenfunktionen verschiedener Karbonatreservoirre.

Modell	Porositäts-Tiefenfunktion, z in [m]	Reservoirformation	Stratigraphie
Schmoker & Halley (1984)	[1]: $\phi = 14,1e^{\frac{-z}{1310}}$	Swift Formation, North Dakota	Oberer Jura
	[2]: $\phi = 55,8e^{\frac{-z}{2014}}$	Kalkstein/Dolomit der Smackover Formation, zentrale Golfküste USA	Oberer Jura
	[3]: $\phi = 30,9e^{\frac{-z}{1647}}$	Kalkstein/Dolomit der Madison Formation, North Dakota/Montana	Unterkarbon
Schmoker & Halley (1982)	$\phi = 41,73e^{\frac{-z}{2498}}$	Kalkstein-/Dolomit-reservoirre, Florida	verschieden
Halley & Schmoker (1983)	$\phi = 43,2e^{-0,000575 \cdot z}$	Karbonatreservoir, Florida	Känozoikum
Sclater & Christie (1980)	$\phi = \Phi \cdot e^{-0,00071 \cdot z}$ mit Φ in %, in Abb. 8.12 angesetzte Ausgangsporosität 15%	Kalksteinreservoirre, Nordsee	verschieden

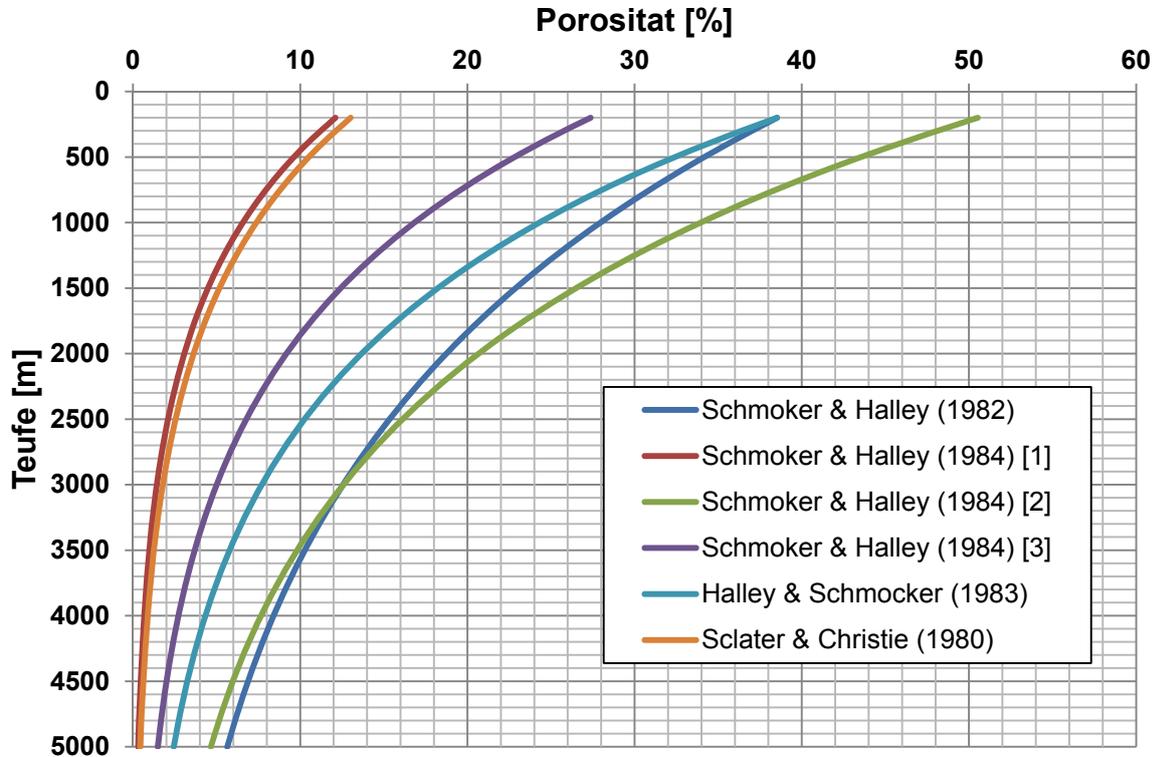


Abb. 8.12: Vergleich verschiedener Porositäts-Tiefenfunktionen. Die Funktionen sind in Tab. 8.6 aufgeführt.

Hinsichtlich der Matrixporosität bzw. -permeabilität kann jedoch davon ausgegangen werden, dass die bereits im Aufschluss vorliegende z. T. sehr geringe Porosität sich mit zunehmender Tiefe nur geringfügig ändert. Bei der Betrachtung der durchschnittlichen Reservoirporosität spielt die Temperatur in Karbonatsystemen eine wesentlich wichtigere Rolle hinsichtlich der Karbonatchemie und damit auch der Porosität als die Tiefe des Reservoirs (Schmoker 1984, Bjørkum & Nadeau 1998, Ehrenberg et al. 2009). Ein Vergleich mit anderen Karbonatreservoiren bekräftigt diesen Ansatz (Abb. 8.13 und 8.14). Daher kann für niedrig poröse Kalksteine (Porosität geringer als 5%) von annähernd unveränderter hydraulisch nutzbarer Matrixporosität bzw.-permeabilität auch unter Reservoirbedingungen ausgegangen werden, sofern diagenetische Vorgänge wie z. B. Dolomitisierung die Porosität nicht zusätzlich beeinflusst haben (Kap. 4.4).

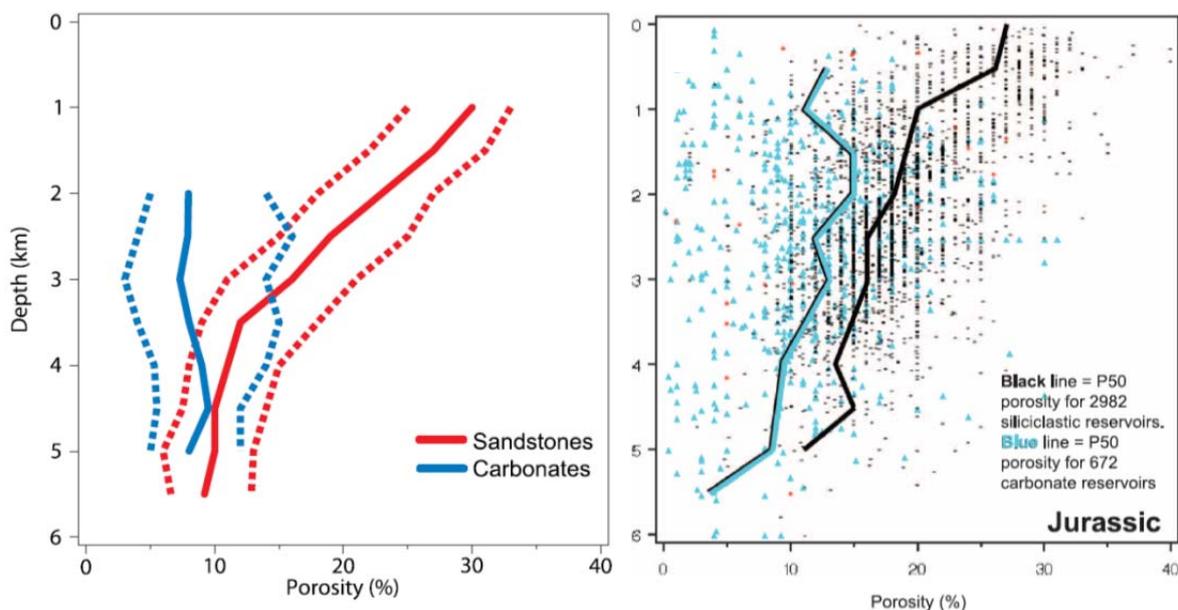


Abb. 8.13: Trends (links: global; rechts: Jura) der Porositäts-Tiefenfunktion von Karbonatreservoiren im Vergleich zu Sandsteinreservoiren; P90: 90% der Reservoiren haben Porositäten größer als dieser Wert, P50 (median), P10: 10% der Reservoiren haben Porositäten größer als dieser Wert (Ehrenberg & Nadeau 2005, Ehrenberg et al. 2009).

Tabelle 8.7 zeigt die für die Reservoirtiefe prognostizierten Wertebereiche der Matrixporosität der Malmkarbonate. Eine Untergliederung in verschiedene Faziesbereiche kann nicht vorgenommen werden, da im Falle der Porosität keine eindeutig faziesbezogenen Trends nachgewiesen wurden (Kap. 7.3.6). Aus den berechneten Reservoirporositäten ist zu erkennen, dass nur ein geringer bis vernachlässigbarer Anteil der Produktivität einer geothermischen Tiefbohrung aus dem Matrixpotenzial zu erwarten ist. Der wesentliche Anteil des zu fördernden Thermalwassers muss demnach aus geklüfteten Formationen und/oder störungsbeeinflussten sowie verkarsteten Reservoirbereichen zuströmen. Die Gesteinsporosität ebenso wie die Gesteinspermeabilität kann jedoch in dolomitiserten Bereichen eine deutlich verringerte Abnahme der Porosität/Permeabilität mit zunehmender Tiefe aufweisen (Kap. 7.3.7 und 4.4).

Tab. 8.7: Änderung der Porosität unter oberflächennahen- (gemessen) und Reservoirbedingungen (berechnet nach Gl. in Tab. 8.6); Fettgedruckt = Reservoirwertebereich.

Gesteins-kennwert	Wertebereich oberflächennah	Wertebereich in Reservoirtiefe (5.000 m)	Transfer-modell
Porosität [%]	0,11 – 15,23	0 – 0,37	Sclater & Christie (1980)
	12,1	0,31	Schmoker & Halley (1984) [1]

8.1.5 Permeabilität

Prinzipiell ist die Gesteinspermeabilität mit der Porosität verknüpft und nimmt ebenso wie diese mit der Tiefe ab. Aufgrund der oben bereits beschriebenen Einflussfaktoren auf die Porositäts-Tiefenfunktion gilt für die Beziehung zwischen Gesteinspermeabilität und Tiefe sowie für die Beziehung zwischen Porosität und Gesteinspermeabilität, dass keine übergeordnete und für alle Gesteinstypen oder Faziesbereiche gültige Funktion aufgestellt werden kann. Typischerweise besitzen Porositäts-Permeabilitätskorrelationen für Karbonatreservoirs eine große Variabilität, was nahe legt, dass andere Faktoren neben der Porosität wie die Größe und Verteilung des Porenraumes einen wichtigen Einfluss auf die Permeabilitätsentwicklung haben (Lucia 2007). Zudem ist die Gesteinspermeabilität nicht von der absoluten Porosität, sondern vor allem von der Größe, Interkonnektivität und geometrischen Ausbildung des Porenraums abhängig ist. Auch zeigen Porositäts- und Permeabilitätsmessungen an Bohrkernen skalenbedingt nicht die ganze Bandbreite der Reservoirheterogenität, können aber aufgrund der typischerweise hohen Variabilität der Messwerte ein Indikator für die Heterogenität der Matrixkennwerte des Reservoirs darstellen (Nadeau & Ehrenberg 2006).

Die in Abbildung 8.14 aufgeführten Permeabilitäten aus Thermo-Triaxial-Versuchen (Pei et al. 2014) wurden an Karbonatgesteinsproben aus Aufschlussanalogon mit initialer unter Laborbedingungen gemessener Permeabilität von $3,5 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$ bestimmt. Nach vollständiger Sättigung und Aufbringung eines typischen Reservoirdruckes (vertikaler Druck: 130 MPa, Umgebungsdruck: 30 MPa, Porendruck: 1 MPa) konnte eine durchschnittliche Abnahme der Permeabilität um eine Größenordnungen beobachtet werden (Abb. 8.14, links). Die anschließende Erhöhung der Temperatur (150°C) resultiert in einer Reduzierung der Permeabilität bei Reservoirbedingungen um insgesamt etwa 2-3 Größenordnungen (Abb. 8.15). Die Verringerung der Permeabilität mit steigender Temperatur ist bedingt durch die thermische Expansion der Gesteinsmatrix in den verbleibenden Porenraum (Kap 8.1.6).

Aus der experimentell bestimmten Permeabilitäts-Temperaturbeziehung (Abb. 8.15) kann demnach folgende Funktion der temperaturabhängigen Permeabilität K_{temp} ($n = 6$) für die Malmkarbonate abgeleitet werden:

$$K_{temp} = K_{0,sat} \cdot T^{-1,213} \quad [8.19]$$

$K_{0,sat}$ ist hier die wassergesättigte Permeabilität in m^2 und T ist die Temperatur in °C.

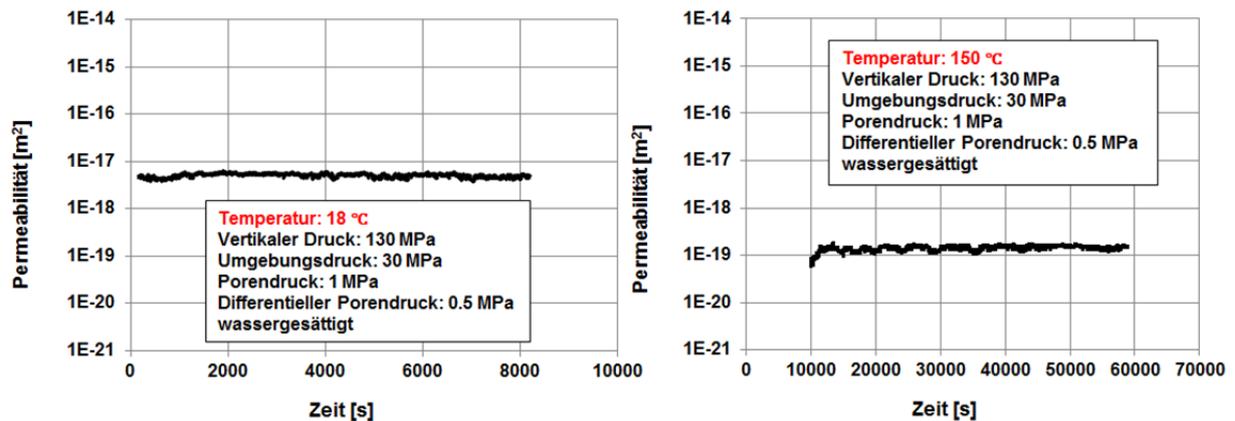


Abb. 8.14: links: Permeabilität nach Sättigung und Aufbringung des Reservoirdruckes bei 18 °C, rechts: Permeabilität unter gleichen Sättigungs- und Druckbedingungen bei 150°C, Ausgangspermeabilität $3,5 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$.

Es ist zu beachten, dass die durch die aus Thermo-Triaxial-Versuchen bestimmte Gleichung [8.19] für eine bestimmte Temperatur bzw. bei bekanntem geothermischen Gradient auch Tiefe berechnete Permeabilität nur einen Mittelwert darstellt, während die Permeabilitäten des Reservoirgesteins um typischerweise zwei bis vier Größenordnungen (Schulz et al. 2012) schwanken können. Dies gilt insbesondere für geklüftete und/oder verkarstete Aquifere, wie es für den Oberen Jura im Molassebecken typisch ist. Hier erfolgen sowohl Fluidbewegung als auch Speicherung auf den vorhandenen Kluffnetzwerken und Verkarstungsbereichen.

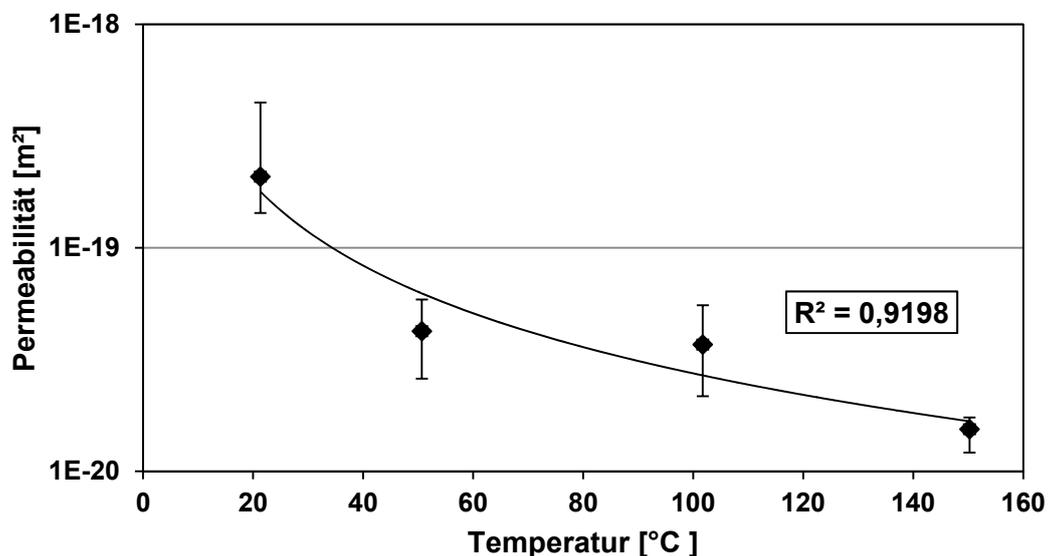


Abb. 8.15: Abnahme der Permeabilität von Aufschlussproben (n = 6) unter Reservoirdruck und ansteigender Temperatur im Bereich von 20°C bis 150°C (Reservoirtemperatur).

Die in großer Tiefenlage in der Regel sehr geringe Gesteinspermeabilität (Tab. 8.8) trägt dabei nur untergeordnet zur Fluidbewegung und -speicherung bei, während das Trennflächengefüge und angegliederte Verkarstungsbereiche maßgeblichen Einfluss auf die Reservoirpermeabilität haben. Das Trennflächengefüge umfasst zudem alle Skalenbereiche

und ist sowohl in Form von Mikrorissen als auch in Form von Störungssystemen mit Größenordnungen von bis zu mehreren Kilometern Länge im Reservoir zu beobachten (Lüschen et al. 2011). Der Vernetzungsgrad des Trennflächengefüges und die Orientierung zum in situ Spannungsfeld als auch die Verkarstungsfähigkeit des Gesamtsystems stellen die für die Permeabilität des Malmreservoirs entscheidenden Parameter dar (Kap. 7.2 und 5.5).

Tab. 8.8: Änderung der Permeabilität unter oberflächennahen- (gemessen) und Reservoirbedingungen (berechnet nach Gl. [8.18]); Fettgedruckt = Reservoirwertebereich.

Gesteinskennwert	Wertebereich oberflächennah	Wertebereich in Reservoirtiefe	Transfermodell
Permeabilität [m ²]	1,1 · 10 ⁻¹⁸ – 1,8 · 10 ⁻¹⁴	2,5 · 10⁻²¹ – 4,1 · 10⁻¹⁷	Gl. [8.19]

8.1.6 Thermischer Expansionskoeffizient

Mittels der Thermo-Triaxial-Zelle konnten Expansionskoeffizienten von 6 verschiedenen Lithotypen bestimmt werden. Das Testprogramm sah folgenden Versuchsablauf vor: (a) Aufbringung des Spannungsgefüges (hier: $\delta_1=15$ MPa und $\delta_{2/3}=10$ MPa); (b) Aufheizung der Probenzelle von 20°C auf 150°C mit einer Heizrate von 10°C pro Stunde. Die Maximaltemperatur wurde hierbei solange konstant gehalten bis sich die laterale Längenänderung stabil um einen Wert einpendelte und anschließend auf 20°C heruntergefahren und erneut konstant gehalten bis sich keine Veränderung am Probenkörper mehr feststellen ließ (Abb. 8.16).

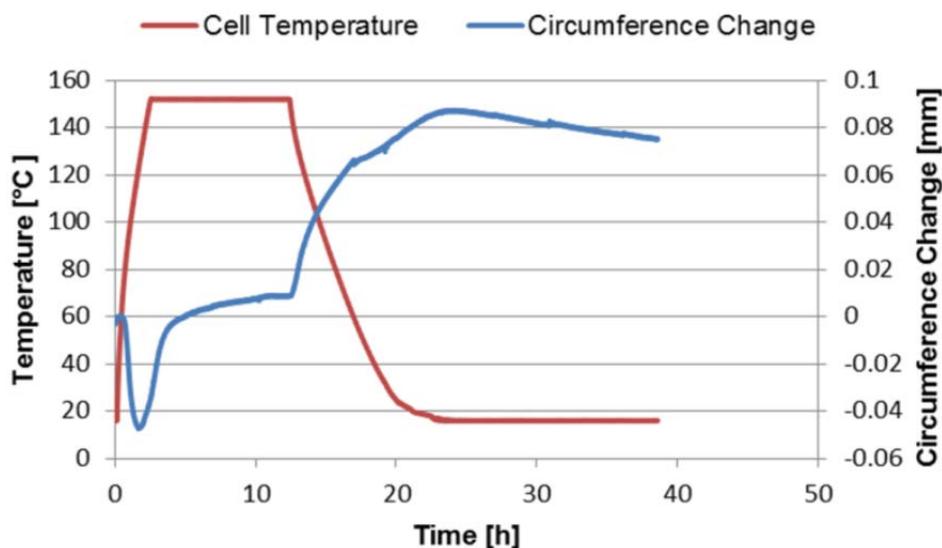


Abb. 8.16: Exemplarischer Ablauf eines Thermo-Triaxial Versuchs zur Bestimmung des thermischen Expansionskoeffizienten an Karbonatgesteinen des Oberen Jura (Rühaak et al. 2015).

Die Änderung des Umfangs der jeweiligen Probe wurde während der Heiz- und Kühlphasen durch laterale Extensiometer aufgezeichnet und in Änderung des Durchmesser und der lateralen Spannung konvertiert. Hierbei ist zu beachten, dass auch die verwendeten

Extensiomter sensitiv auf Temperaturänderung reagieren, so dass eine Kalibrierung der Messergebnisse notwendig ist (Rühaak et al. 2015). Bei den in Abbildung 8.18 vorgestellten Versuchsergebnissen ist die Kalibrierung bereits berücksichtigt. Es wurde der Durchmesser der Probe nach Aufbringung der maximalen Druckstufe ($\delta_1=15$ MPa, $\delta_3=10$ MPa, 20 °C) als Ausgangsdurchmesser für die Bestimmung der thermischen Expansion verwendet. Wie in Abbildung 8.17 und Tabelle 8.9 zu erkennen kann beim temperaturabhängigen Expansions- bzw. Kontraktionsprozess neben der reversiblen thermischen Expansion eine irreversible Veränderung des Materials durch den thermischen Stress beobachten werden, d. h. nach Abkühlung der Probe werden die Ausgangswerte vor der Aufheizphase nicht wieder erreicht. Eine mögliche Erklärung könnte die Anisotropie der thermischen Expansion von Kalzitmineralen sein. Durch das aufgebrachte Spannungsgefüge kann es zu plastischen Verformungen im Mineralgefüge während der Temperaturänderungen kommen und sich somit die Gesteinsmatrix irreversibel ausdehnen.

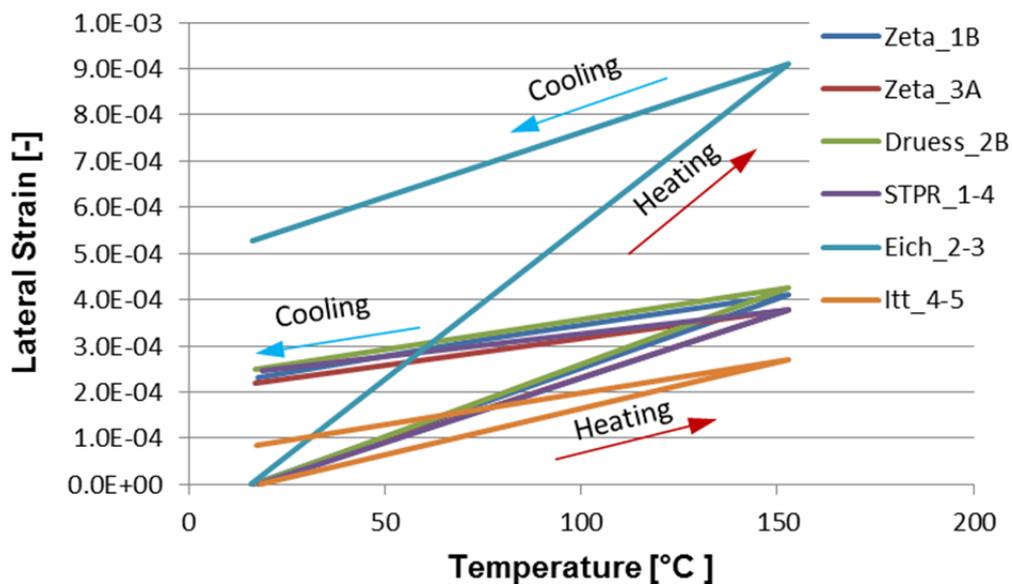


Abb. 8.17: Laterale Änderung der Gesteinsproben mit Zu- bzw. Abnahme der Temperatur. Probenbezeichnungen: Eich2-3: Dolomit, $\Phi = 2,5$ %; Itt 4-5: bioklastischer Massenkalk, $\Phi = 4$ %, Klüftung; Zeta1B & 3A, Drü 2B und STRA 1-4: mikritische Bankkalk mit geringer Porosität (0,5-2,36%) (Pei et al. 2014).

Der irreversible Anteil der temperaturabhängigen Verformung ist besonders hinsichtlich einer Beurteilung des Injektionsverhaltens eines geothermischen Dublettensystems von Bedeutung. Über die Messung der Expansionskoeffizienten kann somit eine bessere Abschätzung zu Injektionsvolumen und Injektivität eines Reservoirs ermöglicht werden.

Tab. 8.9: Thermische Expansionskoeffizienten bei ansteigender und abnehmender Temperatur bei lithostatischem Druck von 15 MPa und Umgebungsdruck von 10 MPa.

Gesteinsart (n = Probenanzahl)	Initiale Porosität [%]	Expansionskoeffizient bei ansteigender Temperatur [1/°C]	Expansionskoeffizient bei abnehmender Temperatur [1/°C]
Dolomit (n = 1)	2,5	$6,7 \cdot 10^{-6}$	$2,8 \cdot 10^{-6}$
Massenkalk (n = 1)	4,0	$2,0 \cdot 10^{-6}$	$1,4 \cdot 10^{-6}$
Bankkalk (n = 4)	0,5 – 2,36	$2,8 \cdot 10^{-6} - 3,1 \cdot 10^{-6}$	$9,8 \cdot 10^{-7} - 1,3 \cdot 10^{-6}$

Diese Annahme muss jedoch noch durch weiterführende Experimente bestätigt werden. Trotzdem würde ein solcher Ansatz die mit zunehmender Temperatur und damit einhergehender Expansion der Gesteinsmatrix die abnehmende Gesteinspermeabilität erklären (Kap. 8.1.5). Im Umkehrschluss muss jedoch auch von einer Permeabilitätssteigerung durch Einpressen von kalten Injektionswässern in das Reservoirsystem ausgegangen werden. Der Einfluss des verhältnismäßig kühlen Injektionsfluids in einem geothermischen Dublettensystem ist derzeit Gegenstand aktueller Untersuchungen (Rühaak et al. 2015). Da die hydraulischen Zuflussbereiche jedoch überwiegend an Störungen gekoppelt sind, wird angenommen, dass die relevanten Effekte auch das angeschlossene Kluftnetzwerk betreffen. Eine Einpressung von „kaltem“ Wasser in das Reservoir kann demnach zu Kluftweitung durch Abkühlung des Gesteins, Kluftweitenänderung am Bohrungszufluss durch Druckänderung und thermisch getriebene Karbonatlösung führen. All diese Effekte führen wahrscheinlich langfristig zu einer Verbesserung der Injektivität, wobei kurzfristig eine Viskositätszunahme um die Injektionsbohrung durch Abkühlung und turbulentes Fließen bei hohen Strömungsgeschwindigkeiten in Bohrungsnähe zu einer Verringerung der Injektivität führen können. Diese Annahmen werden gestützt durch Beobachtungen von Bohrlochdrücken und hydraulischen Pumptestdaten aus verschiedenen Tiefbohrungen im Molassebecken (Rühaak et al. 2015).

8.2 Validierung mit Reservoirdaten

Zum Abgleich der an oberflächennahen Aufschlüssen gewonnenen Kennwerte und deren Übertragung auf das Reservoir mittels Transfermodellen konnten im Rahmen dieser Arbeit vier Bohrungen (Übersicht in Kap. 6.2, Tab. 6.1) unterschiedlicher Endteufe zu Untersuchungen herangezogen werden. In den nachfolgenden Kapiteln werden zunächst die lithologischen und faziellen Einordnungen der Bohrungen vorgenommen und anschließend erfolgt in Kap. 8.2.5 eine vergleichende Analyse der an Bohrkernen und Bohrklein ermittelten Kennwerte.

8.2.1 Bohrung Oberdolling

Bei der Bohrung Oberdolling handelt es sich um eine im Jahr 1998 abgeteufte, vollständig gekernete Bohrung, die anschließend als Grundwasserbrunnen ausgebaut wurde. Die Bohrung Oberdolling hat ihren Bohransatzpunkt (BAP) auf 411 m ü. NN und durchteuft den Malm ζ_3 bis Malm δ bis in 236,0 m u. BAP. Tabelle 8.10 zeigt die beprobten Bereiche der Bohrung. Der Malm ζ_3 steht bis 44,8 m u. BAP an und ist als mikritischer Kalkstein mit abschnittsweise (16,9 – 28 m und 30 – 39,2 m) stark verkarsteten Bereichen ausgebildet. Der Malm ζ_2 steht bis 96 m u. BAP an und ist charakterisiert durch dünnplattigen bis dickbankigen mikritischen Kalkstein, der im unteren Abschnitt (89 – 96 m) Fossilschutt, Brekzien und Bitumenresiduen aufweist. Der Malm ζ_1 reicht bis 136,25 m u. BAP, ist dünnplattig bis dickbankig ausgebildet, überwiegend mikritisch und hat eine von 114,8 – 119 m u. BAP anstehende feinschuttführende Zone. Der ebenfalls vollständig durchteufte Malm ϵ reicht bis 194 m u. BAP und zeigt generell eine intensive Wechsellagerung von mikritischen Kalk- und Mergelsteinen auf. Der Malm ϵ ist im oberen (149 – 170 m) Bereich geprägt durch feinschichtige schräg bis bankig abgelagerte Intramikrit-Feinschuttbänke. Ab ca. 170 – 173 m u. BAP schließen sich Grobschuttbänke, die teilweise verkieselt und als Partikelkalke ausgebildet sind sowie erneut bituminöse Lagen an. Im unteren Abschnitt des Malm ϵ (173 – 194 m) stehen erneut feinkörnigere Schuttlagen teils mit Kieselknollenbildung und Bitumenführung gekennzeichnet an. Die Wechsellagerung zwischen Intramikritkalkstein und

Kalkmergelstein nimmt in diesem Abschnitt ebenfalls zu. Ab 194 m u. BAP bis Endeufe (236 m. u. BAP) ist der Malm δ angetroffen worden, der durch tuberculolithische überwiegend durch Feinstschutt aufgebaute Kalksteinbänke charakterisierbar ist. Mit zunehmender Teufe wird eine Dolomitierungsfront erschlossen. Dolomitischer Kalkstein zeigt sich bereits ab 195,7 m u. BAP in Wechselfolge mit Kieselkalk- und Mergelsteinen und ab 203,3 m u. BAP steht dann tafelbankiger, zuckerkörniger teilweise mit Kieselknollen versehener Dolomit bis Endeufe an. Die petrophysikalischen Eigenschaften der Bohrung Oberdolling spiegeln den lithofaziellen Aufbau wider. Die Kalksteine stellen, abgesehen von dem verkarsteten oberflächennahen Bereich, typische gering poröse und gering permeable Einheiten dar, wohingegen der ab 203 m u. BAP einsetzende Dolomit erhöhte hydraulische Durchlässigkeit über ansteigende Porositäts- und Permeabilitätswerte anzeigt (Kap. 8.2.5).

Tab. 8.10: Probenahmepunkte der Bohrung Oberdolling mit zugeordneter lithologischer und stratigraphischer Einordnung.

Probenteufe [m]	Lithologie	Stratigraphie
14	mikritischer Kalkstein	Malm $\zeta 3$
17	mikritischer Kalkstein	Malm $\zeta 3$
24	mikritischer Kalkstein	Malm $\zeta 3$
27	mikritischer Kalkstein	Malm $\zeta 3$
30	mikritischer Kalkstein	Malm $\zeta 3$
39	mikritischer Kalkstein	Malm $\zeta 3$
42	mikritischer Kalkstein	Malm $\zeta 2$
50	mikritischer Kalkstein	Malm $\zeta 2$
60	mikritischer Kalkstein	Malm $\zeta 2$
67	mikritischer Kalkstein	Malm $\zeta 2$
78	mikritischer Kalkstein	Malm $\zeta 2$
92	mikritischer Kalkstein	Malm $\zeta 2$
99	mikritischer Kalkstein	Malm $\zeta 1$
114	mikritischer Kalkstein	Malm $\zeta 1$
128	Mergel	Malm $\zeta 1$
139	Mergel	Malm ϵ
149	mikritischer Kalkstein	Malm ϵ
157	Mergel-Kalkstein Wechselfolge	Malm ϵ
168	Tonmergelstein mit Schilllagen	Malm ϵ
176	Tonmergelstein Wechsellagerung	Malm ϵ
181	Mergelkalkstein	Malm ϵ
189	Mergelkalkstein	Malm ϵ
194	Dolomit	Malm ϵ
198	Dolomit	Malm δ
206	Dolomit	Malm δ
212	Dolomit	Malm δ
213	Dolomit	Malm δ
215	Dolomit	Malm δ
221	Dolomit	Malm δ
232	Dolomit	Malm δ

8.2.2 Bohrung Solnhofen-Maxberg

Die Bohrung Solnhofen-Maxberg befindet sich im Abbaubereich des Solnhofener Aktienvereins am Oberen Maxberg (R 4426900, H 5416500) südlich von Solnhofen. Von dem 533,7 m ü. NN liegenden Bohransatzpunkt im Westen der südlichen Frankenalb, hat die Bohrung eine Teufe von 111,60 m, und durchteuft die Schichten des Malm ζ2 bis Malm δ (Abb. 8.18).

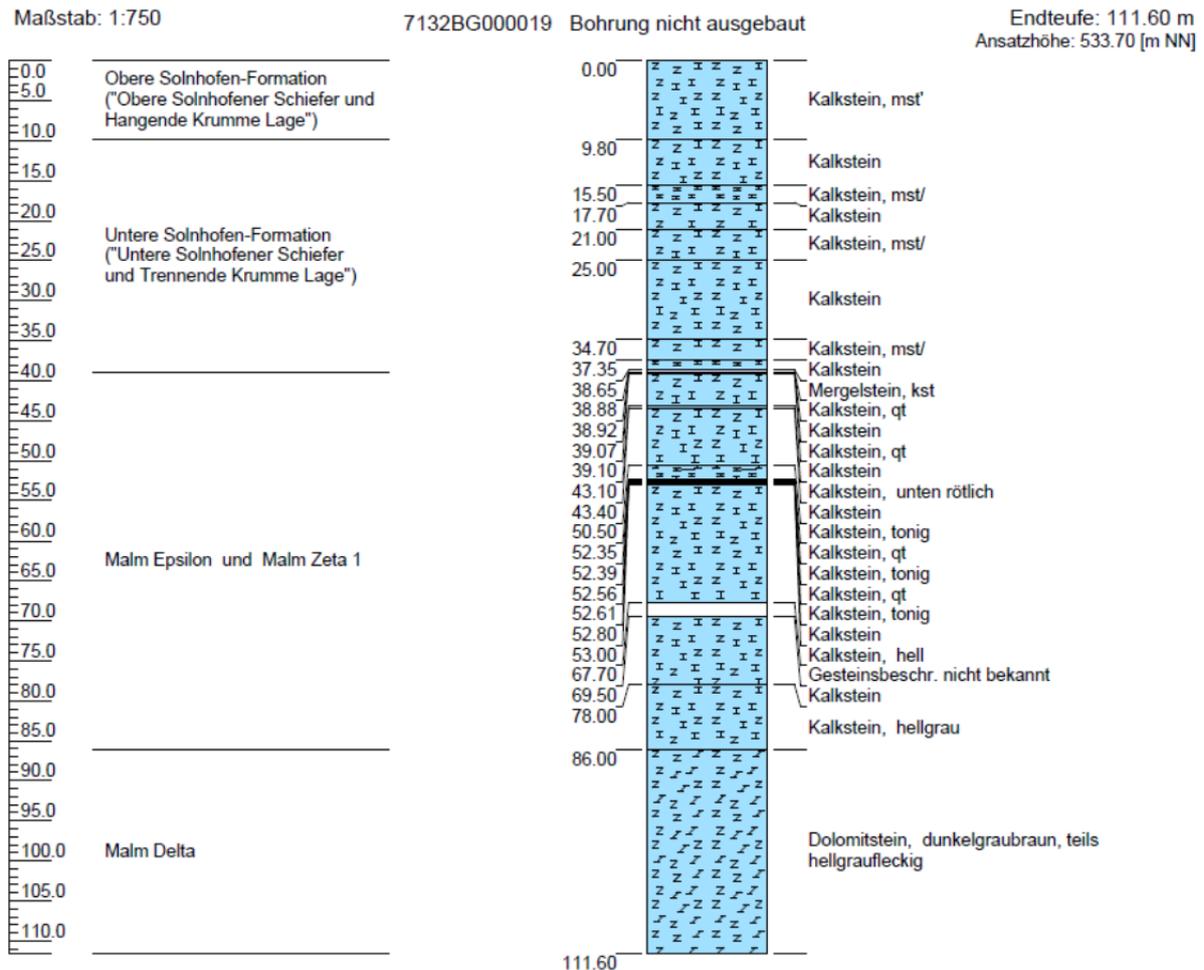


Abb. 8.18: Bohrprofil der Bohrung Solnhofen-Maxberg, Maßstab 1:750 (LfU 2013).

Nach dem von Meyer & Schmidt-Kaler (1989) erstellten Bohrprofil, liegt bis 9,8 m unter BAP der Obere Schiefer des Malm ζ2 vor. Der Begriff Schiefer wird hier petrographisch nicht korrekt verwendet. Der Begriff stammt aus der Steinbrechersprache und beschreibt eben- und dünnplattige Kalkgesteine unter 1 cm Dicke. Dicke Flinze wechseln mit Fäulen- und Schieferzwischenlagen. Als dicke Flinze werden hier kalziumkarbonatreiche (bis zu 98 %, Meyer & Schmidt-Kaler 1989), gut spaltbare und dezimeterdicke Plattenkalke bezeichnet. Diese befinden sich im Wechsel mit den geringmächtigeren mergeligen Lagen, den sogenannten Fäulen, haben einen geringeren Kalziumkarbonatgehalt von 80 bis 90 %, und besitzen eine geringere Festigkeit wie die Flinze. Zwischen 8,4 bis 8,8 m liegt ein flächiger, feinkörniger Plattenkalk mit subaquatischen Rutschungsstrukturen vor.

Tab. 8.11: Beprobte Teufenabschnitte mit Angaben zur Lithologie und Stratigraphie.

Probe	Teufenabschnitt [m]	Lithologie	Stratigraphie
1	0,25-0,5	Mikrit-Kalkstein	Obere Solnhofen Formation
2	4,7-4,9	Mikrit-Kalkstein	Obere Solnhofen Formation
3	8,5-8,65	Mikrit-Kalkstein	Obere Solnhofen Formation
4	12,25-12,45	Mikrit-Kalkstein	Untere Solnhofen Formation
5	19,6-19,75	Mikrit-Kalkstein	Untere Solnhofen Formation
6	27,2-27,45	Mikrit-Kalkstein	Untere Solnhofen Formation
7	37,8-38,0	Mikrit mit Stylolithen	Untere Solnhofen Formation
8	38,9-39,0	Mikrit (rötlich)	Untere Solnhofen Formation
9	45,3-45,5	Mikrit (Mergel-Wechselagerung)	Malm ζ1
10	54,5-54,75	Mikrit (Mergel-Wechselagerung)	Malm ζ1
11	65,4-65,6	Mikrit-Kalkstein	Malm ζ1
12	73,3-73,5	Mikrit-Kalkstein	Malm ε
13	81,0-81,3	Mikrit-Kalkstein	Malm ε
14	87,8-87,95	Dolomit, Zellenkalk	Malm δ
15	89,0-89,2	Dolomit, Zellenkalk	Malm δ
16	93,8-94,0	Dolomit, Zellenkalk	Malm δ
17	96,35-96,5	Dolomit, Zellenkalk	Malm δ
18	99,3-99,5	Dolomit, Zellenkalk	Malm δ
19	103,25-103,55	Dolomit, Zellenkalk	Malm δ
20	108,85-109,0	Dolomit, Zellenkalk	Malm δ
21	110,5-110,65	Dolomit, Zellenkalk	Malm δ

Bis 38,88 m besteht eine vierfache Wechselagerung mit unterschiedlicher Mächtigkeit von Krümmen Lagen und dem Unteren Schiefer. Die Krümmen Lagen sind subaquatisch gerutschte Sedimente mit deutlichen Gleit- und Faltungsstrukturen. Die abschließende Lage der Unteren Schiefer stellt die Grenze zum Malm ζ1 dar. Beginnend mit einer zentimeterdicken Kieselplatte folgt bis 77,85 m die für den Malm ζ1 typische Röglinger Fazies. Sie besteht aus hellen mächtigen Bankkalken, die bei etwa 52 m Teufe von zwei 5 cm mächtigen Kieselplatten durchzogen werden. Außerdem treten bei 43,4 m und 53 m Teufe Grobschuttbänke von 20 bis 30 cm Mächtigkeit auf. Die Röglinger Fazies schließt mit einer 15 cm dicken Grobschuttbank mit Brachiopodenschill ab. Bis 86 m unter Bohransatzpunkt liegt ein hellgrauer Bankkalk mit Stylolithen im Dezimeterabstand vor. Auch sind kleine Hornsteinknollen eingeschaltet. Zwischen 83 und 86 m treten verstärkt Mergelzwischenlagen auf. Die Wechselagerung von hellgrauen Bankkalken und Mergelzwischenlagen ist eigentlich typisch für die untere Grenze des Malm ζ1 zu den helleren reinen Bankkalken des Malm ε. Bei 86 m unter Bohransatzpunkt beginnt jedoch eindeutig der Dolomit des Malm δ, belegt durch die von Meyer & Schmidt-Kaler (1996) durchgeführte Röntgenfluoreszenzanalyse, welche eine Abnahme von Magnesium und Zunahme von Kalzium und somit deutlich die Dolomitierungsgrenze anzeigt. Warum der Malm ε an dieser Stelle höchstwahrscheinlich nicht mehr oder nur noch geringmächtig vorhanden ist, müsste über weitere Aufschlussbohrungen in der näheren Umgebung untersucht werden. Der bei 86 m beginnende dunkelgraubraune teils hellgraufleckige Dolomit setzt sich bis zur Endteufe der Bohrung bei 111,60 m fort. Es ist oft löchrig und mit wenigen weiß verwitterten Hornsteinen durchsetzt. Die Einteilung der Mikrofazies wurde von

Meyer & Schmidt-Kaler (1989) wie folgt vorgenommen: Bis 34 m zum Teil feingeschichteter Mikrit, der ab 22 m lagig Radiolarien und Schwammrhexen enthält. Dann folgen bis 52 m Mikrite mit Radiolarien sowie bei 38 m gelbe Phosphat- und weiße Kalzitaugen. Von 52,8 bis 53 m liegt eine Fossilschuttbank vor, die neben Brachiopodenschutt auch Tubiphyten, Onkoide, Foraminiferen, Bryozoen sowie Echinodermen- und Schwammreste enthält. Bis zum Beginn des Dolomit folgt bis 86 m ein mikritischer Kalkstein mit Feinschill, Saccocomen, Filamenten, Radiolarien und mehreren fossilen Grobschuttbänken.

Auch die Bohrung Solnhofen-Maxberg weist die Tendenz höherer Porosität und Permeabilität im Bereich der liegenden Dolomite auf. Die mikritischen Kalksteine sind im Mittel nicht permeabel (Kap. 8.2.5).

8.2.3 Bohrung Moosburg SC4

Die Forschungsbohrung Moosburg SC4 wurde 1990 auf eine Endteufe von 1585,20 m abgeteuft. Hierbei wurden das Purbeck (134 m Mächtigkeit) und der Malm (453 m Mächtigkeit) durchgehend gekernt. Die tafelbankigen Dolomite des Malm δ , ϵ , ζ_1 und ζ_2 (236 m Mächtigkeit) bestehen aus einer alternierenden Folge von mittel- bis grobkristallinen, mit zwischengeschalteten sehr fein- bis feinkristallinen Dolomiten. Sie stellen einen geschichteten Aufbau (layer cake) mit bevorzugt horizontalen Wegsamkeiten für Fluide und vertikale Permeabilitätsbarrieren dar (Abb. 8.19). Die Mächtigkeiten der hydraulisch nutzbaren Einheiten bei wechselnden petrophysikalischen Eigenschaften betragen laut Böhm et al. (2011) etwa 106 m für den Malm δ und ϵ , 37 m innerhalb des Malm ζ_1 und 61 m innerhalb des Malm ζ_2 . Es wurden Porositäten zwischen 0,5 und 17,8 % sowie Permeabilitäten von $3,95 \cdot 10^{-18}$ bis $2,87 \cdot 10^{-14}$ m² gemessen. Die von Böhm et al. (2011) ermittelten Porositäten bewegen sich zwischen kleiner 1 und 17,1 %. Die Matrixpermeabilitäten sind durch Interkristallporen zwischen den Dolomitkristallen bedingt und streuen von 0,03 mD bis zu 62,7 mD, wobei die Größe, Morphologie und Verzahnung der Dolomitkristalle die Permeabilität steuern (Böhm et al. 2011). Im Malm δ/ϵ weisen Dolomite fein- bis grobkristalline, hypidiomorphe und idiomorphe Kristalle (bis 300 μm) und Permeabilitäten von bis zu 48,0 mD und 62,7 mD auf. In den Bereichen mit höherem Tonanteil (Maxima im Gamma-Log) sind dagegen überwiegend xenomorphe bis hypidiomorphe Dolomitkristalle von bis 100 μm Größe anzutreffen und die Permeabilitäten liegen im Bereich von 0,03 bis 0,26 mD (Böhm et al. 2011). Sehr poröse Zonen (bis 17,8 %) im Malm ζ bestehen aus idiomorphen Kristallen (20-70 μm), die ein loses Kristallgefüge bilden (6,5 und 46,2 mD Permeabilität). Basierend auf den ermittelten Permeabilitäten von 0,03 mD bis 62,7 mD berechnen sich unter Reservoirbedingungen ($T = 77$ °C; $c = 650$ mg/l) für die Bohrung Moosburg SC4 Produktivitäten der Gesteinsmatrix von ca. $8,0 \cdot 10^{-6}$ bis 0,016 l/(s·bar) pro m Bohrlochstrecke im Bereich der tafelbankigen Dolomite, bezogen auf die 236 m Mächtigkeit der dolomitischen Einheiten ergibt sich somit ein maximaler Produktivitätsindex von 3,8 l/(s·bar), dem eine Gesamtproduktivität der Bohrung von 5,4 l/(s·bar) gegenübersteht (Böhm et al. 2011). Das heißt, die Gesteinsmatrix kann, ob dolomitisiert oder nicht, keinen ausreichenden hydraulisch wirksamen Beitrag zur Produktivität des geothermischen Reservoirs leisten, so dass wesentliche Zuflüsse in einer vergleichbaren Geothermiebohrung im Malmaquifer dementsprechend aus geklüfteten und verkarsteten Bereichen erfolgen müssen.

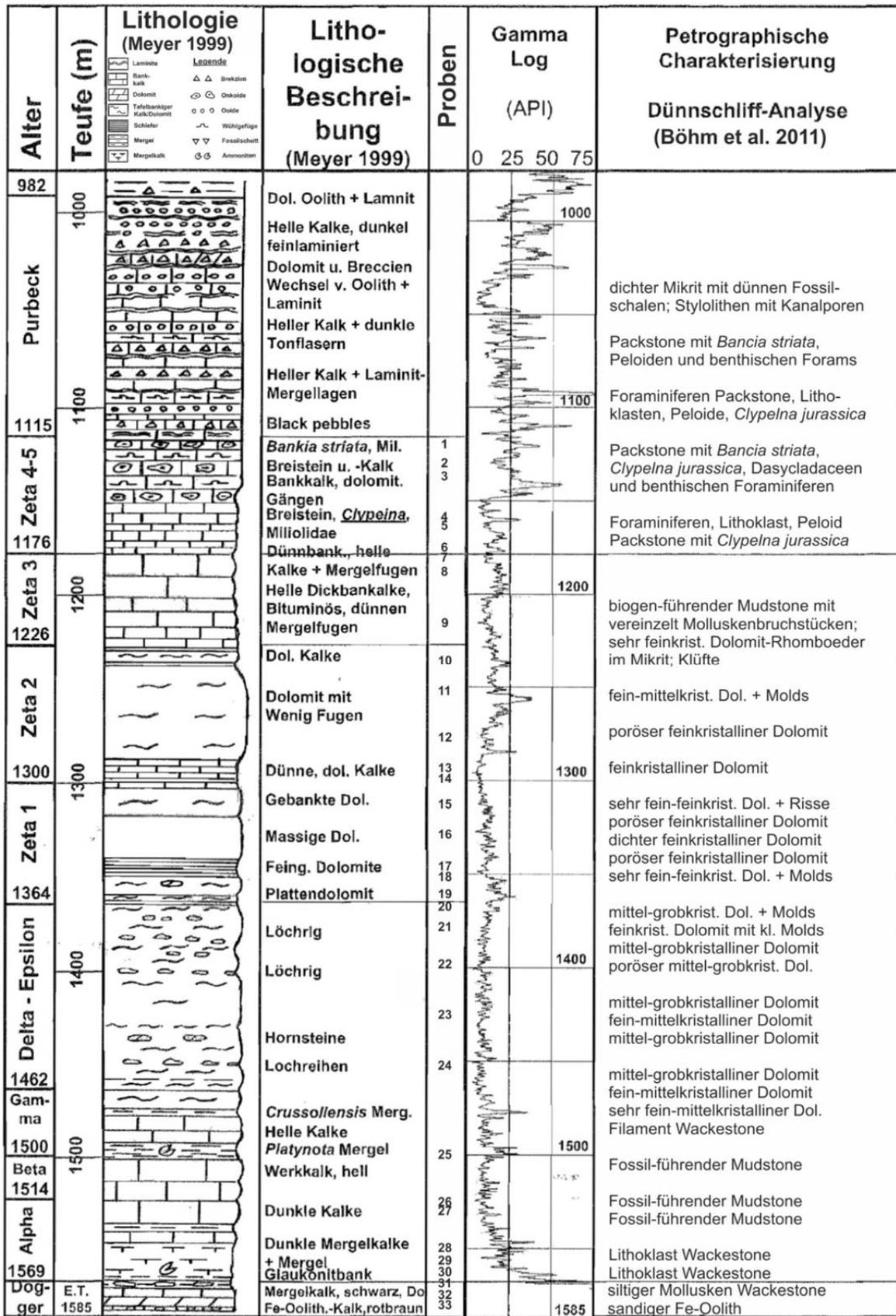


Abb. 8.19: Lithologische Beschreibung und stratigraphische Untergliederung der Kernstrecke Purbeck-Malm-Dogger der Bohrung Moosburg SC4 nach Meyer (1994). Die in dieser Arbeit untersuchten Proben 1-33 sind teufenorientiert gekennzeichnet. Zusätzlich sind ein Gamma-Log und eine petrographische Kurzbeschreibung einer von Böhm et al. (2011) durchgeführten Dünnschliffanalyse aufgeführt (verändert, Böhm et al. 2011).

8.2.4 Bohrung Geretsried GEN-1

Von Januar bis Juli 2013 wurde die gerichtete Bohrung Geretsried GEN-1 bis zu einer Endteufe von 6.036 m MD (measured depth (Bohrungslänge), entspricht 4.852 m TVD: true vertical depth (vertikale Bohrteufe)) abgeteuft (Abb. 8.20). Die Enx Geothermieprojekt Geretsried Nord GmbH & Co. KG hat die Absicht, mittels einer hydrothermalen Dublette ein Fernwärmenetz mit geothermischer Wärme zu versorgen sowie geothermisch erzeugten Strom zu produzieren. Als Zielhorizont soll der obere Malm von den Bohrstandorten „Breitenbach“ (Produktionsbohrung) und „Tierheim“ (Reinjektionsbohrung) in der Gemeinde Wolftrathausen erschlossen werden. Es wurde mit 145 °C heißem Thermalwasser bei einer Schüttung von 100 Litern pro Sekunde gerechnet. Geplante Produktionskapazitäten sind 40 MW thermisch und 5,3 MW elektrisch, womit bis zu 10.000 Drei-Personen-Haushalte mit Strom und Wärme versorgt werden könnten. Die nach der ersten Tiefbohrung (Abb. 8.21) durchgeführten Produktionstests zeigten, dass die Bohrung mit einer Schüttung von nur 5 Litern Thermalwasser pro Sekunde nicht fündig ist, wobei ungewöhnlich hohe Thermalwassertemperaturen von 169 °C angetroffen wurden (Erdwerk 2013). Die im Folgenden dargestellten und interpretierten bohrlochgeophysikalischen Logs (Gamma-Ray, Resistivity, Image, Temperatur) wurden von der Firma Schlumberger gemessen. Die hier diskutierten Bohrlochmessungen sowie die Ergebnisdarstellungen der Bohrkleinanalysen sind in Anhang 13.4 graphisch dargestellt.

Die Bohrung GEN-1 durchteuft die quartären und tertiären Deckschichten des Molassebeckens und erschließt den Oberen Jura von Malm ζ bis γ (Tab. 8.12). Im Quartär sind hauptsächlich aus gemischtkörnigem Kies bestehende Deckenschotter, Mergel sowie Konglomerate, im nördlichen Alpenvorland als Nagelfluh bezeichnet, erbohrt worden. In der Oberen Süßwassermolasse (OSM) des Badeniums stehen Sande, Mergel und Kalksandsteine in Wechsellagerung an. Die Kirchberger Schichten der Süßbrackwassermolasse (SBM) bestehen aus Tonmergel und Schluffsanden, die Obere Meeresmolasse (OMM) im Hangenden aus glaukonitischen Sanden und Mergeln und im Liegenden aus den sandig-mergeligen Neuhofener Schichten. In der Sand-Mergelfolge des Aquitans wurden zum Großteil Tonmergelsteine mit Sandsteinzwischen-schichten angetroffen. Im oberen Teil des Chatts befinden sich die Hangenden Tonmergel, gefolgt von der Chatt Sandserie, in der Sandsteine, Mergelsteine und Tonmergelsteine mit zunehmender kalkhaltiger Komponente wechselgelagert sind. Der Rupel ist von (Ton)mergelsteinen dominiert und der darunter liegende Latdorf-Fischschiefer enthält bituminöse Anteile im Tonmergelstein. Im Lithothamnienkalk sind überwiegend Kalksteine, im Liegenden auch Sandsteine erbohrt worden. Die Kreidesedimente sind als Tonmergelsteine, Kalkmergelsteine, Sandsteine und im Übergangsbereich zum Jura als zum Teil dolomitisierte Kalksteine ausgebildet.

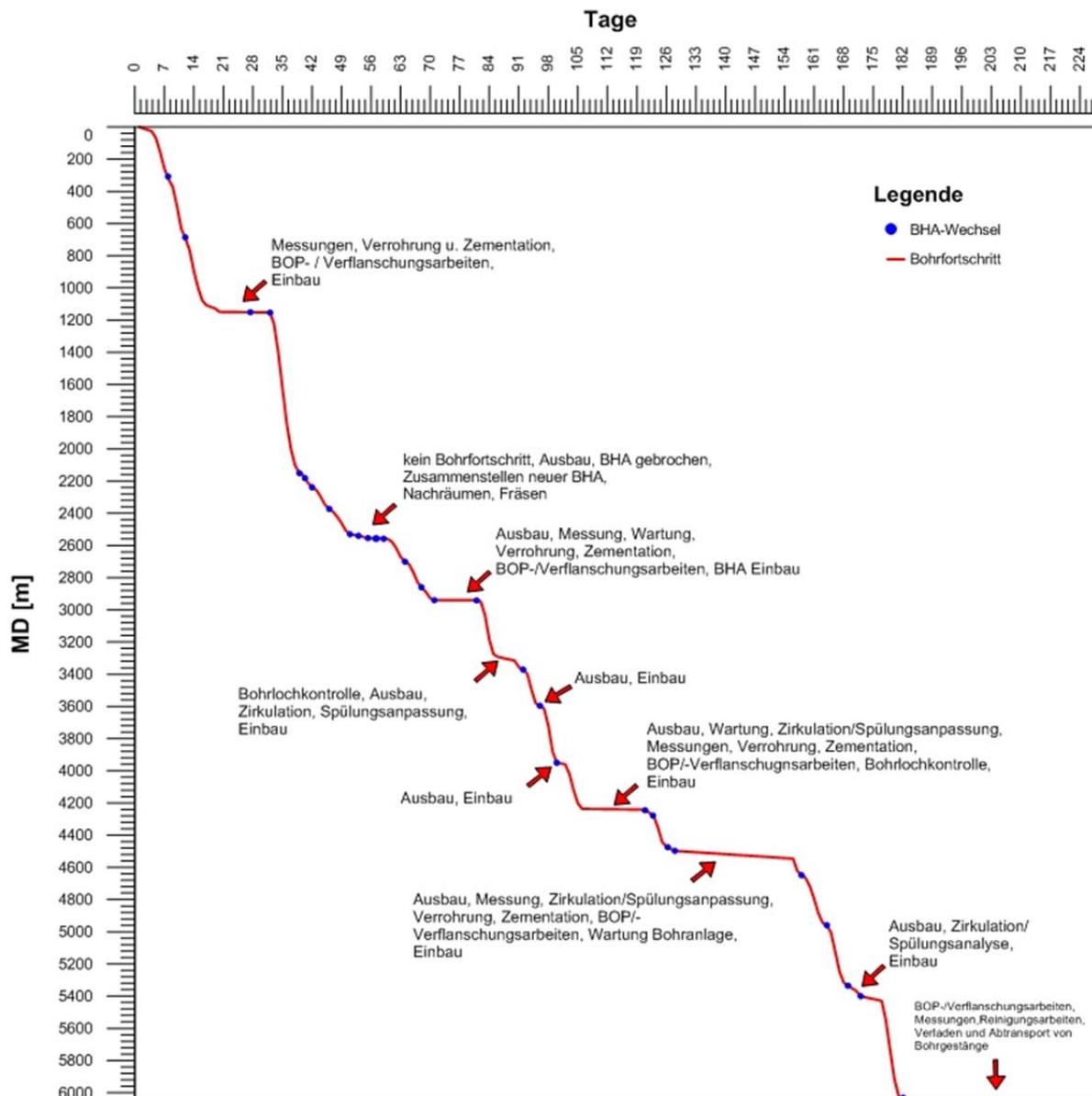


Abb. 8.20: Zeitlicher Verlauf der Bohr-, Ausbau- und Bohrlochmessarbeiten, MD: measured depth (Bohrungslänge), BHA: bottom hole assembly, BOP: Blow-out Preventer.

Im Erschließungshorizont des offenen Bohrlochabschnittes wurde der obere Malm ζ in einer überwiegend massigen, jedoch kalkig ausgebildeten Beckenfazies angetroffen. Damit wurde im oberen Malm entlang des Bohrpfad der GEN-1 entgegen der ursprünglich aus der 3D-Seismik abgeleiteten Interpretation und verfolgten Explorationsstrategie, keine potenziell hydraulisch günstige, dolomitisierte Massenfazies erbohrt. Nach Durchteufen der Kalke in Beckenfazies im oberen Malm, wurde der mittlere Malm (δ/ϵ) in dolomitisierter Massenfazies über eine Bohrstrecke von ca. 575 m erbohrt. In vergleichbaren Bohrungen im Großraum München stellten diese Dolomite im mittleren Malm (z. B. Bohrung Kirchstockach Gt 2 oder Bohrung Sauerlach Th 3) bisher stets ein Reservoir mit ausreichender Produktivität dar (Erdwerk 2013). Im Fall der Bohrung GEN-1 sind diese Dolomite jedoch diagenetisch überprägt (wahrscheinlich durch eine rezente anhaltende Dolomitisierung) und weisen nahezu keine effektive Porosität und demzufolge nur sehr geringe Permeabilität auf. Im Liegenden der Dolomite hat die Bohrung bei 6.036 m MD (4.852 m TVD) ihre Endteufe im Malm γ erreicht.



Abb. 8.21: Tiefbohranlage Bentec Euro Rig 450 t am Bohrstandort GEN-1 (Breitenbach) im Januar 2013.

Für die stratigraphische und lithologische Interpretation wurde neben den geologischen Tagesberichten der Firma Geosevice GmbH, welche die Ansprache des Bohrkleins (Mud Logging) vor Ort durchgeführt haben, auch das Gamma-Ray-Log (GR-Log) (Ellis & Singer 2008) verwendet. Demnach stehen nach den quartären 65 m mächtigen Deckenschottern der OSM (bis 450 m TVD) Mergel und Sande in Wechsellagerung an. Überwiegt die tonhaltige Komponente weist das Gamma-Ray-Log meist über 30 API auf, wohingegen bei überwiegend sandigen Sedimentgesteinen unter 30 API registriert wurden. In den Abfolgen der OMM weisen die Glaukonitsande (475 m bis 570 m TVD) durchweg Werte von unter 30 API und die Liegenden Blättermergel aufgrund des höheren Tonanteils über 30 API auf. Die Neuhofener Schichten des unteren Otnangs reichen bis 800 m TVD und bestehen größtenteils aus Mergeln, weshalb das GR teilweise Werte von über 40 API erreicht. Im Liegenden haben die Gesteine der Neuhofener Schichten einen hohen Kohleanteil, wodurch das GR-Log auf zum Teil unter 20 API sinkt. Die Sand-Mergel-Wechselfolge des Aquitans zeigt vergleichbare Wertebereiche. Abschnitte in denen der sandige Gesteinsanteil überwiegt, liegen unter 30 API, Bereiche mit mergeligen oder tonigen Anteil bis zu 40 API. Weist die lithologische Zusammensetzung einen signifikanten Kohleanteil auf, dann ist das GR-Log trotz Mergel- oder Tonanteil mit unter 30 API entsprechend niedrig, wie im Bereich von 800 bis 810 m und 840 bis 860 m TVD. Bei der Absetztiefe der ersten Rohrtour in 1.149 m TVD steigt der GR-Wert in mergeligen Bereichen sprunghaft auf fast 100 API und in sandigen Bereichen auf immer noch über 70 API an. Dies ist bedingt durch den Ausbau der Bohrung, da die technische Rohrtour ebenso wie die Ankerrohrtour ab dieser Teufe bis an die Geländeoberfläche geführt wird, musste im oberen Bohrlochabschnitt durch zwei Verrohrungen gemessen werden, während es im zweiten Bohrlochabschnitt nur eine Verrohrungstour gibt und deshalb die GR-Messungen im oberen Abschnitt entsprechend gedämpft sind. Im Bereich von 1.680 bis 1.720 m TVD ist zu erkennen, dass der anstehende Kalkstein GR-Werte von unter 80 API anzeigt. Im darauffolgenden Bereich bis 1.760 m TVD, in dem die kalkhaltige Komponente einer mergeligen weicht, steigt der GR-Wert wieder auf deutlich über 80 API. Schichten mit überwiegend Sandstein oder kalkhaltigen Sandstein

(1.800 m bis 1.850 m TVD) haben teilweise Werte von um die 50 API, wohingegen Abschnitte mit Tonmergelstein (1.900 m bis 2.070 m TVD), wie die Chatt Tonmergel, fast 100 API aufweisen. In der Chatt-Sandserie bis zur technischen Rohrtour bei 2921 m TVD stehen im Wechsel Mergel mit vergleichsweise hohen GR-Werten von 80 bis 100 API und (Kalk)sandstein mit niedrigen GR-Werten von 50 bis 80 API an.

Tab. 8.12: Stratigraphische Gliederung der Bohrung GEN-1.

Basis [m TVD]	System	Serie	Stufe	Formation	
65	Quartär	Pleistozän	Mittel-Altpleistozän	Deckenschotter	
450	Neogen	Mittleres Miozän	Badenium	OSM	
475		Unteres Miozän	Oberes Ottnang	Süßbrackwassermolasse	
625			Mittleres Ottnang	OMM / Glaukonit-Sande & Blättermergel	
800			Unteres Ottnang	OMM / Neuhofen Schichten	
2015			Oberes Eger (Aquitän)	Aquitän	
2070		Paläogen	Oberes Oligozän	Unteres Eger (Chatt)	Hangende Chatt-Tonmergel
3427				Chatt-Sandserie	
4065	Unteres Oligozän		Kiscell (Rupel)	Liegende Chatt-Tonmergel / Rupel-Tonmergel	
4102				Rupel-Bändermergel	
4108				Heller Mergelkalk	
4120			Latdorf	Fischschiefer	
4190	Oberes Eozän		Priabon	Lithothamnienkalk	
4236					Basissandstein
4285	Kreide		Obere Kreide	Turonian	Tonmergel
4295				Cenomanian	Gault-Sandstein
4317		Untere Kreide	Valanginian / Hauterivian	-	
4338			Berriasian	Purbeck	
4852	Jura	Oberer Jura	Tithonian-Kimmeridgian	Malm	

In den Bausteinschichten des Chatts kann ein ähnliches Verhältnis von Mergel- und Sandsteinschichten beobachtet werden. Bei 3.255 m TVD besteht ein markanter Übergang von Mergelstein zu Sandstein was sich in der Reduzierung des GR-Wertes um 20 bis 30 API zeigt. Die Chatt-Tonmergel bis 3.430 m TVD weisen wieder entsprechend höhere GR-Werte auf. Auch die Rupel-Tonmergel bis 4.065 m TVD und die Bändermergel des Kiscell liegen fast durchgängig im Bereich von 80 bis 100 API. Im Bereich der Absetztiefe des 9 5/9 Liners bei 4.121 m TVD sinkt der GR-Wert im Lithothamnienkalk auf unter 60 API. Im Malm zeigt sich stellenweise ein größerer Schwankungsbereich in der Gammastrahlung, wie abschnittsweise auch in der Bohrung Moosburg SC4 beobachtet (Abb. 8.19). Da im Malm kein wesentlicher Tonanteil vorhanden ist, kann es bereichsweise zur Unterscheidung von kalzitisch oder dolomitisch dominierten Bereichen herangezogen werden.

Zusätzlich zur Bohrgutansprache erfolgte durch die Geoservice GmbH eine quantitative Bestimmung des Kalzit- bzw. Dolomitgehaltes für den Bereich des Purbeck und Malm. Für den Teufenabschnitt des Purbeck-Dolomits (4.337 bis 4.375 m TVD) wurde ein Dolomitgehalt von über 60 % bis max. 80 % gemessen, wohingegen der Kalzitgehalt mit um die 20 % dementsprechend gering ist. Im oberen Malm ζ ist zunächst bis in eine Tiefe von ca. 4.400 m TVD noch Dolomit vorherrschend (Dolomitgehalt teilweise 100 %). Ab 4.400 m TVD ist der Malm ζ und der liegende Malm ϵ von dolomitischem Kalkstein dominiert. Der Dolomitgehalt liegt bis zu einer Tiefe von etwa 4.700 m TVD bei durchschnittlich 20-40 % und damit deutlich niedriger als der Kalzitanteil. Bei 4.700 m TVD kehrt sich dieser Trend wieder um, weshalb hier auch der Übergangsbereich vom Malm ϵ zum Malm δ interpretiert wird. Im Malm δ steigt der Dolomitgehalt wieder auf fast 80 % in 4.795 m TVD an, um dann bis zur Basis des Malm δ wieder zu fallen. Ab ca. 4.840 m TVD ist wieder der Kalzitgehalt mit über 80 % dominant. Trotz der angetroffenen dolomitisierten Bereiche wurden keine nennenswerten Thermalwasserzuflüsse im offenen Bohrlochabschnitt des Purbeck/Malms festgestellt. Es ist zu vermuten, dass die Dolomite zunächst in einer günstigen diagenetischen Ausbildung (idiomorphe Kristallstruktur) vorlagen, dann jedoch aus bisher nicht geklärten Gründen weitergewachsen sind. In den Dünnschliffen, die aus Bohrklein dieser Formation hergestellt wurden sind häufig initiale idiomorphe, dunkel erscheinende Dolomitkristalle zu erkennen, die von einem hellen Anwachssaum umgeben sind (Erdwerk 2013). Diese Anwachssäume verfüllen die zuvor durch die Dolomitisierung geschaffenen Porenräume und wirken sich damit negativ auf die hydraulischen Eigenschaften des Gesteins aus.

Das für den Teufenabschnitt des Malm durchgeführte Widerstandslog (Resistivity Log) (Ellis & Singer 2008) lässt für die kompakten Kalksteine der Beckenfazies sowie der dolomitisierten Bereiche des Malms kein einheitliches Bild erkennen, weist aber im Allgemeinen eine Korrelation mit der Interpretation (Klüftung, Bohrlochwandausbrüche) des Image Logs auf. In Bereichen mit offenen Klüften und Bohrlochwandausbrüchen ist der elektrische Widerstand aufgrund von Thermalwasserzufluss entsprechend reduziert. Im Übergangsbereich schwanken die Werte und werden im dolomitischen Bereich tendenziell niedriger, was darauf schließen lässt, dass der Dolomit eine etwas höhere Porosität als der Kalkstein besitzt und mehr Porenwasser einlagern kann. Da die gesteinsbildenden Minerale prinzipiell als elektrische Nichtleiter fungieren und nur das Thermalwasser Strom leiten kann, bedeutet ein niedriger elektrischer Widerstand, dass im Porenraum Thermalwasser eingelagert ist. Auch wenn durch die höhere Porosität im Dolomit verhältnismäßig mehr Thermalwasser im Vergleich zum Kalkstein eingelagert ist, bedeutet diese höhere Porosität (auf geringem Niveau) nicht unbedingt, dass auch die Permeabilität erhöht sein muss. Der Zufluss von Thermalwasser ins Bohrloch wird maßgeblich durch die Gebirgspermeabilität bestimmt, die aufgrund unzureichender Klüftung bei der Bohrung GEN-1, nicht gegeben ist.

Das Sonic Log (Ellis & Singer 2008) zeigt generell für Dolomit niedrigere Werte als für Kalkstein. Auf diese Weise können die stratigraphischen Übergangsbereiche von Purbeck-Dolomit zu Malm ζ , Malm ϵ zu Malm δ bestimmt werden. Die niedrigen Werte für den Dolomit korrelieren mit der aus dem Widerstandslog abgeleiteten Annahme, dass die Porosität im Dolomit leicht zunimmt, da Gesteine mit einer höheren Porosität generell auch niedrige Werte für die Geschwindigkeiten akustischer Wellen aufweisen.

Die maximale horizontale Hauptnormalspannung ist im Süddeutschen Molassebecken nach Reinecker et al. (2010) Nord-Süd gerichtet, und somit rechtwinklig zum Streichen der alpinen

Front orientiert. Dies kann im Image Log (Ellis & Singer 2008) anhand der Bohrlochrandausbrüche (breakouts) ebenfalls beobachtet werden, da Bohrlochwandausbrüche stets im rechten Winkel zur maximalen Horizontalspannung auftreten. Die in der Bohrung GEN-1 kartierten Bohrlochrandausbrüche weisen ausnahmslos einem Azimut von etwa 90° bzw. 270° auf. Prinzipiell treten Bohrlochwandausbrüche im Bereich des erbohrten Malms relativ selten auf. Die erste Schar an Bohrlochwandausbrüchen ist bei 4.830 m MD in den dolomitischen Kalksteinen im unteren Bereich des Malm ζ zu erkennen. Es folgen mit zunehmender Teufe weitere vereinzelte Bohrlochwandausbruchszonen, die alle in etwa N-S orientiert sind. Ab ca. 5.400 m MD, dem Übergangsbereich der dolomitischen Kalksteine des Malm ε zum Dolomit des Malm δ, nimmt die Anzahl der Breakouts deutlich zu, was darauf hindeutet, dass der Dolomit in diesem Bereich nicht so standfest wie der Kalkstein zu sein scheint. Im Abschnitt des unteren Malm δ erhöht sich die Anzahl der Bohrlochwandausbrüche ab 5.850 m MD noch einmal merklich. In diesem Bereich sind bis zur Endteufe (6.048 m MD) die meisten Breakouts identifiziert worden. Für die Schichtung bzw. Schichtflächen gilt für das Molassebecken im Bereich des Malms der Bohrung GEN-1 nach Reinecker et al. (2010) ein flaches Einfallen nach Süden, bedingt durch die Auflast der Alpen und die nach Norden drückende apulisch-afrikanische Platte. Die Einfallrichtungen der Schichtflächen liegen zum Großteil zwischen Südost und Südwest. Für den Einfallswinkel sind Werte von bis zu maximal 20° bestimmt worden, wobei die meisten Einfallswerte um 10° liegen. Die Schichtflächen im Dolomit des oberen Malm ζ sind, Südost orientiert. Im Bereich von 4.590 m bis 4.800 m MD ändert sich die Einfallrichtung von Südost nach Südwest und bleibt bis etwa 5.100 m MD, dem Übergang von Malm ζ zu ε, gleichbleibend orientiert. Im Malm δ schwanken die Werte für das Einfallen von zunächst südlicher Orientierung (5.300 bis 5.400 m MD), über südwestlicher (5400 bis 5500 m MD) wieder hin zu südlicher Orientierung. Für den Bereich bis zum Ende der Bohrung schwanken die Werte für die Einfallrichtung zwischen Südost und Südwest. Im oberen Abschnitt des Zielreservoirs weist der Purbeckdolomit vereinzelt Klüfte auf, die größtenteils Richtung SSE oder WSW orientiert sind. Der Bereich des dolomitischen Kalksteins (ca. 4.600 m bis etwa 5.450 m MD) weist fast keine Klüfte auf. Lediglich drei Klüftscharen sind bei 4650 m (Einfallrichtung nach Westen), 4.760 m und 4.940 m MD (beide Einfallrichtung nach Osten) zu finden. Bis zum Übergang in den Dolomit des Malm δ tritt keine Klüftung mehr auf. Auch im untersten Teil des erschlossenen Reservoirs sind nur wenige Klüfte identifizierbar. Einzig im Bereich von 5.670 m bis 5.700 m MD, der mit Abstand die meisten Klüfte im Reservoir aufweist, und 5.750 m bis 5.800 m sind vereinzelte Klüftscharen zu erkennen. Im Bereich der klüftigen Zonen und Bohrlochwandausbrüchen sinkt der elektrische Widerstand deutlich ab, so dass hier die wenigen, eng begrenzten Thermalwasserzuflusszonen liegen müssen.

Die durch einen Pumpversuch ermittelten und als sehr gering zu betrachtenden Transmissivitäten liegen im bohrlochnahen Bereich bei $3,7 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ bzw. im bohrlochfernen Bereich bei $1,62 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ (Erdwerk 2013). Die Bohrung Geretsried GEN-1 ist damit als nicht fündig zu bezeichnen und stellt im Vergleich zu anderen Geothermiebohrungen des Großraum Münchens auch bedingt durch das nicht Antreffen einer hydraulisch durchlässigen Störungszone eine Ausnahme dar.

Die Angaben zur gemessenen Temperatur beziehen sich auf die durch den Bohrbetrieb beeinflusste Spülungstemperatur, die mit zunehmender Tiefe aufgrund des vorliegenden geothermischen Gradienten kontinuierlich ansteigt. Die in einer Tiefe von 4.845 m TVD gemessene Temperatur betrug 140°C, wodurch sich ein durchschnittlicher geothermischer

Gradient von 2,7°C pro 100 m für die Bohrung GEN-1 ergibt. Die Temperatur muss aber spülungsbedingt korrigiert werden. Die nach einer unbestimmten Wartezeit mit dem MWD gemessene Temperatur wird mit 169°C angegeben (Erdwerk 2013). Wird eine oberflächennahe Untergrundtemperatur von 11 °C angenommen, ergibt sich ein geothermischer Gradient über die gesamte Bohrtiefe von 3,3 °C pro 100 m. Auf Grundlage der bislang verfügbaren Informationen kann nicht abschließend beantwortet werden, inwiefern die in GEN-1 gemessene ungewöhnlich hohe Temperatur und der Überlagerungsdruck für die angetroffene hydraulisch abdichtende diagenetische Überprägung des Reservoirs verantwortlich ist. Es ist jedoch bedingt durch den stetigen Temperaturanstieg und das hohe Temperaturniveau im Reservoir von einem konduktiv dominierten Wärmetransport auszugehen. Auf Grundlage der vorliegenden Bohrungsdaten der GEN-1 kann folgende Modellvorstellung zu Grunde gelegt werden: Die von Süden (nur Generalrichtung, Details sind unbekannt) im mittleren Malm konvektiv aufsteigenden Thermalwässer stauen sich am dolomitierten Beckenbereich (Stillwasserfazies), erhitzen diesen erheblich und zirkulieren in den strukturell bedingten Verkarstungszonen der umliegenden Störungssysteme (Grabenstruktur). Dabei wird es Aufstiegsbereiche heißer Wässer und Abstiegsbereiche abgekühlter und gemischter Wässer geben.

Das durch den Bohrmeißel zerkleinerte Gestein wird als Bohrklein (cuttings) mit der Bohrspülung von der Bohrlochsohle zur Geländeoberfläche befördert und konnte dort an den Rüttelsieben der Bohranlage zur Probengewinnung entnommen werden. Je nach verwendetem Bohrmeißel bzw. Gesteinshärte liegt das Bohrklein als feinkörniges Pulver oder in Korngrößen von bis zu maximal wenigen Zentimetern Größe vor. Im Rahmen dieser Arbeit wurde das gesamte Bohrprofil der GEN-1 alle 10 Meter beprobt. Die somit erhaltenen ca. 600 Bohrkleinproben wurden unter Berücksichtigung lithologischer und stratigraphischer Gesichtspunkte zu 112 Mischproben zusammengefasst. So wurde in Teufenabschnitten in denen eine lithologische Einheit vorherrscht, aus mehreren Einzelproben gleicher Lithologie eine Mischprobe hergestellt. Des Weiteren wurde bei der Herstellung der Mischproben auf Einhaltung der stratigraphischen Grenzen geachtet. An allen 112 Mischproben wurden Dichtemessungen mit dem Pyknometer durchgeführt. Aufgrund der langen Messzeiten des Kalorimeters von ca. 24 Stunden pro Messung wurden an 36 ausgewählten Proben Wärmekapazitätsbestimmungen im Temperaturbereich von 30 – 200 °C durchgeführt. Hauptaugenmerk bei der Auswahl der Mischproben lag zum einen darauf, dass verhältnismäßig viele Proben aus dem Bereich des Malms untersucht werden können, und zum anderen, dass mindestens eine Mischprobe aus jeder stratigraphischen Einheit berücksichtigt wird. Vor der Messung der Gesteinskennwerte wurden alle Mischproben im Trockenofen 24 Stunden bei 105 °C bis zur Gewichtskonstanz getrocknet.

Prinzipiell ist eine erwartungsgemäße Zunahme der Gesteinsdichte mit steigender Tiefe, u. a. bedingt durch zunehmenden Überlagerungsdruck, zu beobachten. Im jüngeren Neogen des Badeniums und Ottnangs sind Dichtewerte im Bereich von 2,67 bis 2,74 g/cm³ gemessen worden. Die Sandsteine weisen im Gegensatz zu den Mergelsteinen eine etwas höhere Dichte auf. Das im Ottnang die Messwerte für den Sandstein niedriger ausfallen als für den Mergelstein, liegt wahrscheinlich an dessen Glaukonitgehalt, und daran dass der Mergelstein eine sandige Komponente aufweist. Im älteren Neogen des Auitans wurden mit 2,35 g/cm³ für den Mergelstein die niedrigsten Dichtewerte aller Messungen beobachtet. Der tonhaltige Mergelstein weist wegen seines höheren tonigen Anteils im Vergleich zum Mergelstein mit Werten von 2,65 bis 2,82 g/cm³ höhere Werte auf. Dichten von bis zu 2,87 g/cm³ sind wiederum bei Proben mit Quarzanteil, wie den sandhaltigen Mergelsteinen und

den kalkhaltigen Sandsteinen gemessen worden. In der Chatt-Serie des Jungtertiärs sind hauptsächlich Mergelsteine und Sandsteine wechselgelagert, was sich im inhomogenen Verlauf der Messkurve widerspiegelt (Anhang 13.4). Die Werte schwanken im Bereich der Wechsellagerungen zwischen $2,71 \text{ g/cm}^3$ für einen tonhaltigen Mergelstein und $2,89 \text{ g/cm}^3$ für einen Sandstein. Kalkhaltige Mergelsteine weisen eine höhere Dichte als nicht karbonatisch gebundene Mergelsteine auf. Die Dichten der Mergelsteine des Rupels sind im Bereich von $2,72$ bis $2,74 \text{ g/cm}^3$ gemessen worden. Die beiden Peaks von $2,84 \text{ g/cm}^3$ und $2,89$ sind auf kalkhaltige Mergelsteine zurückzuführen. Die Proben des Lithothamnienkalksteins und des Basissandsteins im Priabon haben mit $2,79$ bzw. $2,77 \text{ g/cm}^3$ typische mittlere Dichten. Die kalkhaltigen Mergelsteine des Turons und Hauterive der Kreide zeigen vergleichsweise etwas höhere Dichten als der Gault-Sandstein. Der Purbeck-Dolomit, hat mit $2,78 \text{ g/cm}^3$ eine deutlich geringere Dichte als die dolomitisierten Bereiche des Malm δ , welche Dichtewerte von $2,82$ bis maximal $2,91 \text{ g/cm}^3$ aufweisen. Allgemein kann festgestellt werden, dass die Dolomitisierung besonders im untersten Bereich des Reservoirs (Malm γ) relativ zu den Mergel- und Kalksteinen, in einer höheren Gesteinsdichte resultiert.

Generell nimmt die spezifische Wärmekapazität mit der Temperatur und Tiefe zu. Im Badenium und Otnang ist für die Mergelsteine ein abnehmender Trend der Wärmekapazität von $0,84 \text{ J/(g}\cdot\text{K)}$ hin zu $0,81 \text{ J/(g}\cdot\text{K)}$ zu beobachten. Im Oberen Aquitan weisen die Sandsteine mit $0,89$ und $0,87 \text{ J/(g}\cdot\text{K)}$, die höchsten gemessenen Wärmekapazitäten auf. Es ist also davon auszugehen, dass mit steigendem Quarzanteil auch die Wärmekapazität steigt. Die kalkhaltigen Mergelsteine des Fischschiefers, der Lithothamnienkalkstein und die Kalksteine des Malms besitzen mit $0,83$ bis $0,85 \text{ J/(g}\cdot\text{K)}$ vergleichsweise hohe Wärmekapazitäten, was auf die mit der Tiefe zunehmende Dichte und einen ebenfalls zunehmenden karbonatischen Anteil zurückzuführen ist. Die Dolomite des Malms liegen bei eine Wärmekapazität von $0,84$ bis $0,87 \text{ J/(g}\cdot\text{K)}$ und sind somit höher als die des dolomitischen Kalksteins, welcher Wärmekapazitäten von $0,83$ bis $0,85 \text{ J/(g}\cdot\text{K)}$ aufweist. Dies lässt den Rückschluss zu, dass mit dem Grad der Dolomitisierung ebenfalls die spezifische Wärmekapazität ansteigt.

Da die Wärmeleitfähigkeit aufgrund der zu geringen Probengröße des Bohrkleins nicht direkt messbar ist, wurde sie gemäß Gleichung [6.5] aus Dichte, spezifischer Wärmekapazität und Temperaturleitfähigkeit berechnet. Zur Abschätzung der Temperaturleitfähigkeit wurden Literaturwerte (Clauser & Huenges 1995) und bestehende eigene Datenbanken für die Berechnung von Mittelwerten der verschiedenen lithologischen Einheiten verwendet. Die Wärmeleitfähigkeiten bis 800 m TVD liegen innerhalb typischer Werte für Mergelsteine von $2,65$ bis $2,75 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$. Ab 800 m TVD stehen Sandsteine an, die aufgrund ihres Quarzanteils (reiner Quarz: $\lambda=7,7 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$) hohe Wärmeleitfähigkeiten von bis zu $3,75 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$ besitzen. Im darauf folgenden Bereich des Aquitans, haben Mergelsteine wieder geringere Wärmeleitfähigkeiten mit wenig Schwankungsbreite, die aber bedingt durch sandige Anteile etwas höher liegen als die Wärmeleitfähigkeiten der Mergelsteine bis 800 m TVD , denen diese sandige Komponente fehlt. Ab ca. 1.600 m TVD bis ca. 2.000 m TVD wurden die geringsten Wärmeleitfähigkeiten von $2,53 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$ und $2,43 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$ gemessen, was auf den tonigen Anteil in diesem Abschnitt zurückzuführen ist. Tonminerale besitzen eine relativ geringe Wärmeleitfähigkeit und haben somit thermisch isolierende Wirkung. Im Chatt steigt die Wärmeleitfähigkeit bis etwa 3.400 m TVD auf $3,15 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$ an, was zum einen an einem höheren Quarzanteil der Chatt-Sandserie und zum anderen an dem durch die auflastenden Drücke kompakter und damit auch dichter werdenden Gesteinsverband

liegt (vgl. Dichtemessungen). Des Weiteren nimmt der Karbonatanteil zu. In den Schichten des Rupel-Tonmergels bis etwa 4.000 m TVD nimmt die Wärmeleitfähigkeit aufgrund des ansteigenden Tonanteils wieder bis auf 2,53 W/(m·K) ab. Der Verlauf der Wärmeleitfähigkeit im Teufenbereich von 4.100 bis 4.400 m TVD, mit teilweise hohen Werten von bis zu 3,63 W/(m·K) und niedrigen Werten von bis zu 2,46 W/(m·K), spiegelt die frequente Wechsellagerung von Mergel- und Sandsteinen wieder. Erwartungsgemäß ist mit bis zu 3,46 W/(m·K) die Wärmeleitfähigkeit des Dolomits im Bereich des Malms im Vergleich zu den Kalksteinen deutlich höher. Die durch den Dolomitierungsprozess hervorgerufene mineralogische Umbildung der primär kalzitischen Gesteine führt hier zu signifikant höheren Wärmeleitfähigkeiten als bei karbonatischen Gesteinen, bei denen dieser Umwandlungsprozess nicht oder nur teilweise stattgefunden hat.

8.2.5 Vergleichende Analyse

Grundsätzlich bestätigen die Messungen der Dichte, Wärmeleitfähigkeit, spezifischen Wärmekapazität, Porosität und Permeabilität an Bohrkernen und Bohrklein aus größerer Tiefe die oben angeführten Annahmen und Korrekturfunktionen für oberflächennahe Messwerte auf Reservoirbedingungen. Es kann in der Tiefe ein für Aufschlussproben typischer Wertebereich für die Permeabilität und Porosität beobachtet werden, wobei Dolomite oder dolomitische Kalksteine ihre Porosität und Permeabilität mit zunehmender Tiefe beibehalten oder gar vergrößern können, was bei Kalksteinen nicht zu beobachten ist (Abb. 8.22).

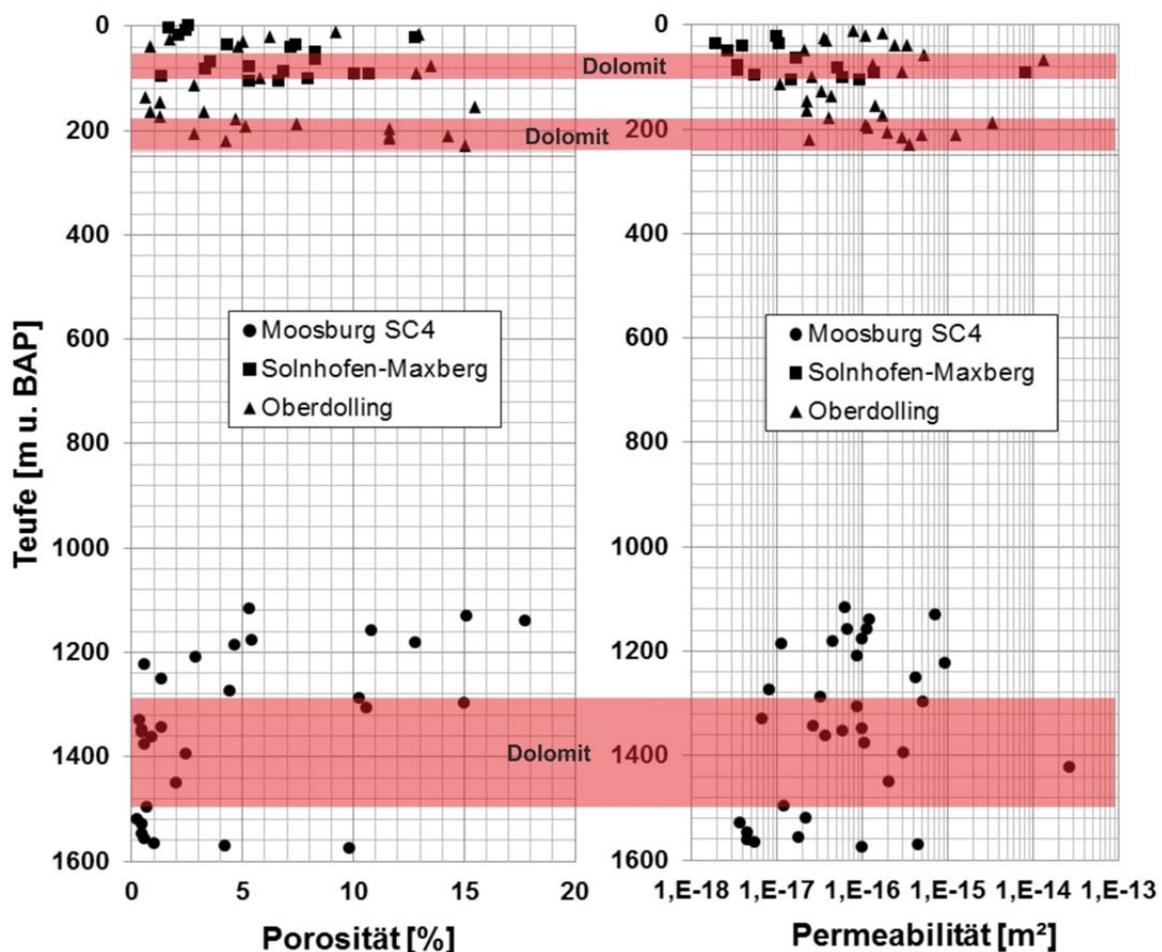


Abb. 8.22: Porositäts- und Permeabilitätsentwicklung in Bohrungen unterschiedlicher Teufe.

Die Dolomitisierung z. B. im Bereich 1.300 – 1.500 m der Bohrung Moosburg SC4 resultiert hier in einer bereichsweise sehr hohen Porosität (17,8%) und Permeabilität (10^{-14} m^2). Die Porosität nimmt für Kalksteine mit zunehmender Tiefe ab. Ausnahmen stellen dolomitisierte Bereiche dar, die ihre Ausgangsporosität beibehalten bzw. unabhängig von der Tiefenlage sogar deutlich höhere Porositäten erreichen können als oberflächennahe Kalksteine. Ein wichtiges Ergebnis ist, dass die Abhängigkeit der verschiedenen gemessenen thermophysikalischen Eigenschaften von der Versenkungstiefe im Falle der dolomitierten Kalksteine/Dolomite nicht mit der Porosität korreliert. Die Gesteinspermeabilität zeigt sich mit zunehmender Tiefe für Kalksteine weitgehend unverändert. Auch im Falle der Permeabilität zeigen sich Dolomitisierungseffekte, d. h. erhöhte Permeabilität ist durch ansteigende interkristalline Porosität und Permeabilität in den Dolomitbereichen zu erkennen.

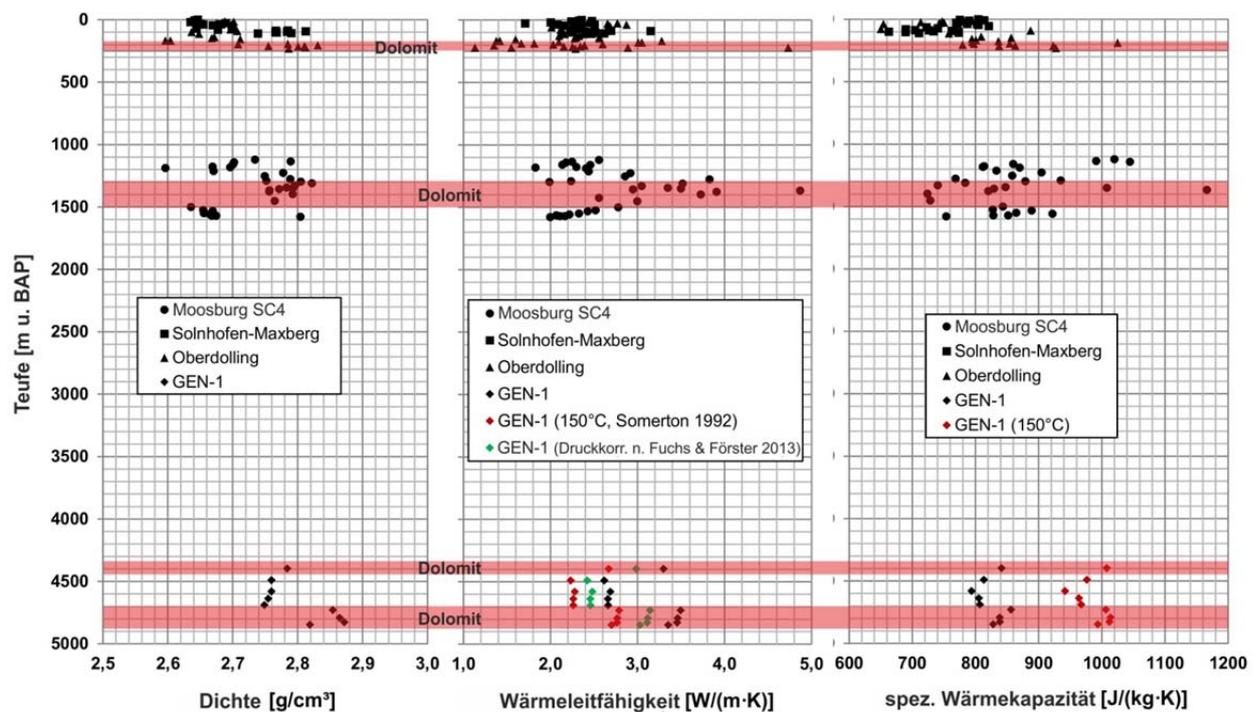


Abb. 8.23: Dichte-, Wärmeleitfähigkeits- und spezifische Wärmekapazitätsbeziehung mit zunehmender Teufe.

Die Dichte nimmt tendenziell unabhängig von der Fazies oder Gesteinsart mit der Tiefe zu, wobei Dolomitbereiche aufgrund der höheren Mineraldichte im Vergleich zu kalzitischen Karbonatgestein charakteristisch höhere Dichtewerte aufweisen. Dies spiegelt sich in den dichteabhängigen thermophysikalischen Gesteinskennwerten ebenfalls wieder. Die Wärmeleitfähigkeit ist primär mineralbestandsabhängig. Im Trend ist eine mit zunehmender Tiefe gemäß der Dichteerhöhung leicht zunehmende Wärmeleitfähigkeit zu erkennen. Die deutlich über 3 W/(m·K) liegenden Messwerte im Tiefenbereich von ca. 1.300 – 1.500 m sind dolomitierte Massenfazies des Malm ζ_1 und ζ_2 der Bohrung Moosburg SC4 zuzuordnen. Dolomitgesteine besitzen zum Teil deutlich höhere (Anstieg um bis $2,5 \text{ W/(m·K)}$) Wärmeleitfähigkeiten als gering dolomitierte oder rein kalzitische Karbonate. Ebenso deutlich zeigt sich dieser lithologische Unterschied in den thermophysikalischen Kennwerten der Bohrkleinauswertung der Bohrung GEN-1 (Abb. 8.24). Unter Berücksichtigung der Reservoirbedingungen (150°C , 5.000 m Teufe = 132 MPa) kommt es durch die

Temperaturzunahme zu einer Reduktion der Wärmeleitfähigkeit um ca. $0,8 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$, wobei dieser Effekt bei Berücksichtigung des lithostatischen Druckes um ca. $0,4 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$, also etwa die Hälfte des Temperatureinflusses, verringert wird. Die spezifische Wärmekapazität steigt erwartungsgemäß deutlich mit zunehmender Tiefe und Temperatur, im Vergleich zu den Werten aus den Aufschlussanalogen unter Oberflächenbedingungen, an (Abb. 8.23).

9. Thermofaziesmodell und Explorationsstrategie

Die räumliche Verteilung der thermo- und petrophysikalischen Reservoirkennwerte ist gebunden an die räumliche Verteilung der Ablagerungsbedingungen und der anschließenden Diagenese dieses Raumes. Der Diagenese kommt im Falle von Karbonatreservoir eine besondere Bedeutung zu, da sie typischerweise zu einer Verringerung der Porosität, Neuverteilung des Porenraumes und damit Veränderung der Permeabilitäts- und Kapillaritätscharakteristik führt. Als wesentliche diagenetische Prozesse sind die Kalzitcementation, mechanisch und chemische Kompaktion, selektive Karbonatlösung, Dolomitisierung, Mineralisation von Evaporiten, großflächige Karbonatlösung (Verkarstung) und tektonisch bedingte Zerklüftung zu nennen (Lucia 2007). Eine Schlüsselrolle zum Systemverständnis des Oberen Jura im Bereich des Molassebeckens nimmt der diagenetische Prozess der Dolomitisierung ein und wurde daher bereits im Kapitel 4.5 ausführlicher behandelt. In diesem Kapitel werden die Ergebnisse aus der Analogstudie (Kap. 7) und der Übertragung der Kennwerte auf Reservoirbedingungen (Kap. 8) für die jeweiligen Faziesräume zusammengestellt und bewertet.

Aus den zuvor vorgestellten Ergebnissen der Analogstudie und dem Abgleich mit Bohrungen aus Reservoirtiefe kann ein direkter Zusammenhang von diagenetisch bedingter Dolomitisierung und Gebirgspermeabilität abgeleitet werden. Basierend auf Bohrkleinanalysen und bohrlochphysikalischen Untersuchungen haben Wolfgramm et al. (2011) eine Abschätzung des Dolomitierungsgrades für verschiedene Faziesbereiche vorgenommen. Quantitativ haben Böhm et al. (2013) den Dolomitanteil in der Massenfazies zwischen 58% und 80% und in der Beckenfazies von 19% bis 55% bestimmt. Eine Zusammenstellung aller verfügbaren thermo-/petrophysikalischen Daten der verschiedenen lithofaziell gegliederten Bereiche des Malm inklusive der prozentualen Abschätzung der Dolomitisierung kann Abbildung 9.1 entnommen werden.

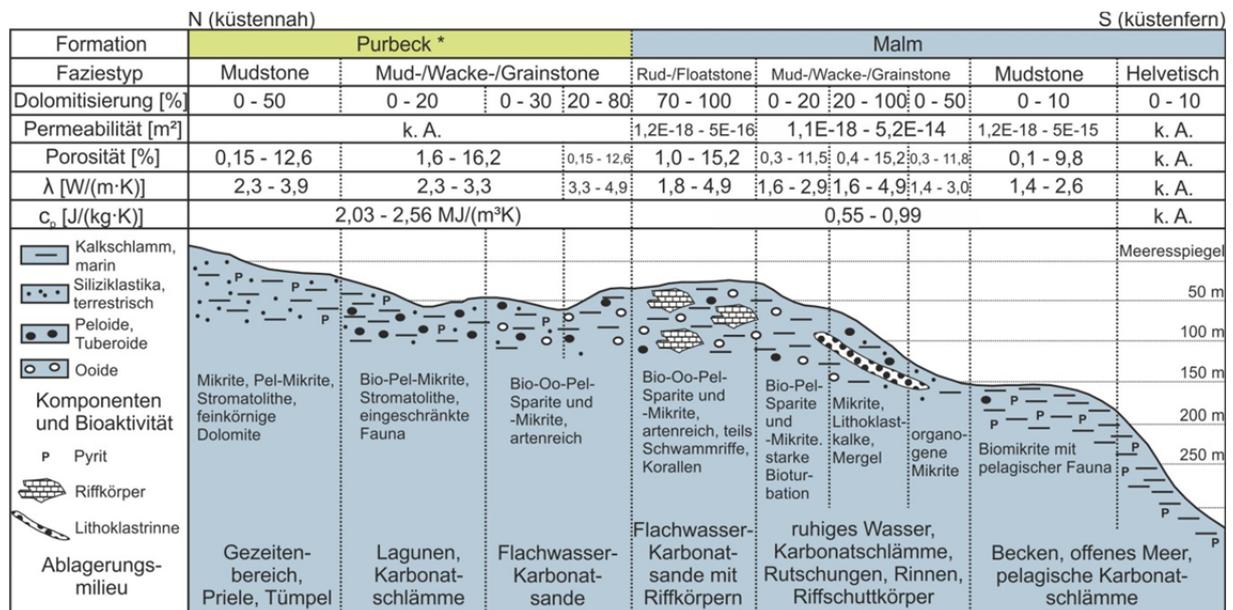


Abb. 9.1: Schematische Darstellung der marinen Bildungsbereiche von Karbonatgesteinen des Purbeck und Malm und deren thermo- und petrophysikalischen Gesteinskennwerte sowie deren Intensität der Dolomitisierung; Zeichnung der Bildungsräume und Abschätzung der Dolomitisierung basierend auf Wolfgramm et al. 2011; k. A.: keine Angaben; * Daten des Purbeck aus Koch et al. (2007, 2009) entnommen.

Da der Malm und das Purbeck in hydraulischem Kontakt stehen und häufig in Tiefbohrungen als ein Aquifersystem erschlossen werden können, sind Daten des Purbeck ergänzend mitaufgeführt. In Tabelle 9.1 ist der Datenbestand anhand von Mittelwerten und Standardabweichungen sowie Messwertanzahl aufbereitet. Es ist häufig jedoch nicht sinnvoll, nur Mittelwerte für verschiedene Lithofaziestypen anzugeben, daher wird in dieser Arbeit meist der Wertebereich eines Kennwertes angegeben, um die Varianz der Mess- bzw. Reservoirkennwerte aufzuzeigen.

Tab. 9.1 Mittelwerte \pm Standardabweichung der thermo- und petrophysikalischen Gesteinskennwerte des Oberen Jura (Malm) gegliedert nach Lithofaziestypen, n = Messwertanzahl.

Lithofaziestyp	λ [W/(m·K)]	n	κ [10 ⁻⁶ m ² /s]	n	c_p [J/(kg·K)]	n
Mergelkalk	1,90 \pm 0,29	164	0,99 \pm 0,18	141	756,44 \pm 65,83	134
Bankkalk	2,16 \pm 0,29	314	1,11 \pm 0,15	265	774,59 \pm 72,46	276
Massenkalk	2,41 \pm 0,32	233	1,28 \pm 0,18	218	733,20 \pm 61,51	224
Partikelkalk	2,11 \pm 0,17	79	1,24 \pm 0,17	78	705,22 \pm 70,28	68
Dolomit	2,54 \pm 0,48	106	1,28 \pm 0,15	98	778,21 \pm 78,76	94
Lithofaziestyp	ϕ [%]	n	log K [m ²]	n	ρ [g/cm ³]	n
Mergelkalk	5,47 \pm 3,72	232	-16,14 \pm 1,03	202	2,63 \pm 0,12	30
Bankkalk	5,05 \pm 3,55	409	-16,30 \pm 1,15	367	2,68 \pm 0,05	108
Massenkalk	3,43 \pm 1,87	298	-16,66 \pm 0,64	274	2,69 \pm 0,05	33
Partikelkalk	9,75 \pm 3,40	82	-15,58 \pm 0,63	79	2,66 \pm 0,02	13
Dolomit	3,70 \pm 3,38	105	-16,29 \pm 0,96	91	2,74 \pm 0,06	50
Lithofaziestyp	δ_1 [MN/m ²]	n	α [1/°C]	n		
Mergelkalk	170,41 \pm 55,96	4	-			
Bankkalk	183,77 \pm 60,47	24	2,9 · 10 ⁻⁶	4		
Massenkalk	154,20 \pm 51,65	12	2,0 · 10 ⁻⁶	1		
Partikelkalk	70,18 \pm 16,29	7	-			
Dolomit	140,16 \pm 15,05	4	6,7 · 10 ⁻⁶	1		

Die Beckenfazies erfuh eine deutlich geringere Dolomitierung aufgrund primär geringpermeabler Strukturen, kann jedoch dort, wo es Fluiden möglich war diese Bereiche zu durchströmen (meist in Form trennflächengebundener Zirkulationspfade) und es zu Dolomitierung kam, auch höhere interkristalline Porositäten aufweisen, die jedoch meist geringer ausgeprägt sind als in der Massenfazies. Grundsätzlich ist die Beckenfazies aber als nicht permeabel bzw. Grundwassergeringleiter anzusprechen. Die Verkarstung ist allgemein nicht signifikant und an Trennflächen gebunden. Der höhere Tonanteil (Mergellagen) wirkt zu dem verkarstungshemmend. Die thermophysikalischen Kennwerte sind bedingt durch die meist dichte Gesteinsmatrix und den meist höheren Tonanteil im Vergleich zu anderen Faziesbereichen im unteren bis mittleren Wertebereich angesiedelt. Die Beckenfazies stellt also einen Reservoirbereich dar, der als Explorationsziel nur in Verbindung mit nachgewiesener struktureller Permeabilität von Interesse sein dürfte. Die Matrixeigenschaften dieser Fazieszone müssen als nicht hoffig angesprochen werden. Diese Faziescharakteristik kann häufig auf den kalkig-mergelig ausgeprägten tieferen Malm (α bis γ) übertragen werden (Abb. 9.2).

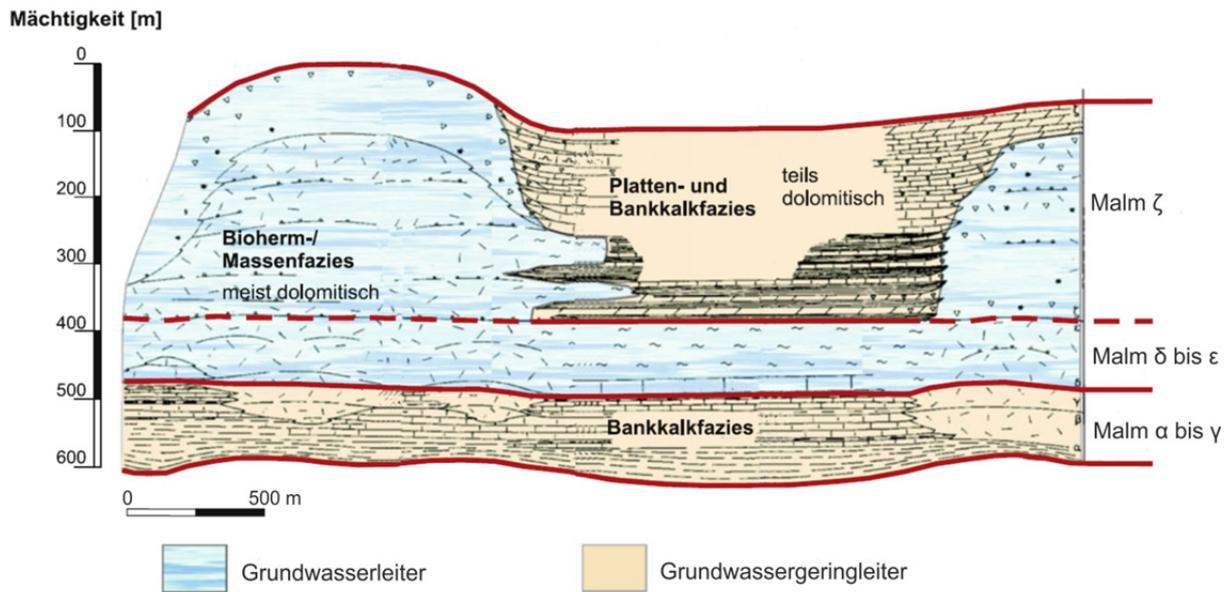


Abb. 9.2: Schematisches faziell-hydrostratigraphisches Profil für den Malm im süddeutschen Molassebecken basierend auf Meyer & Schmidt-Kaler (1996) (verändert, Böhm et al. 2013).

Im Übergangs- oder Schwellenbereich von Beckenfazies zu Massenfazies (Riffazies) können auch im Aufschluss bevorzugt subvertikale Klüfte beobachtet werden, die durch differentielle Kompaktion zwischen Massenfazies und angrenzender Beckenfazies verursacht wurden. Die Verkarstung kann aufgrund der erhöhten Klüftigkeit in diesen Bereichen mit der Lösung der Karbonate ansetzen, wodurch neue Wegsamkeiten entstehen, was wiederum den Zerfall in Dolomitsand als auch den Prozess der Dedolomitisierung (Rekalzifizierung) begünstigt. Hierbei ist zu beachten, dass die Dolomitbereiche aufgrund der primären Faziesverzahnungen und deren Genese auch im kleineren Maßstab lateral variabel und auch über Schichtfugen und/oder allgemein poröse Zonen unterschiedlich weit in angrenzende Faziesbereiche ausgebildet sein können (Koch 2011). Daher ist im Sinne einer Explorationsstrategie eine Verortung dieser dolomitisierten Bereiche des Malm bei der Reservoirprognose im Hinblick auf fündige Reservoirhorizonte von besonderer Bedeutung.

Die Massenfazies zeichnet sich primär durch die Tendenz der höheren Dolomitisierungs- und Verkarstungsfähigkeit aus, was zu verbesserten effektiven Fluidwegsamkeiten führen kann. Jedoch sind häufig Überprägungen festzustellen, die das Porositäts-Permeabilitätsverhältnis erneut signifikant negativ beeinflussen können. Der höhere Dolomitisierungsgrad führt hinsichtlich der thermophysikalischen Kennwerte aufgrund der günstigeren thermophysikalischen Eigenschaften des Dolomites zu einer deutlichen Erhöhung dieser Kennwerte. Insgesamt gesehen stellt die Massenfazies mit potenziell besseren thermo- und petrophysikalischen Eigenschaften das fazielle Primärziel einer Exploration dar. Basierend auf der großen Schwankungsbreite der Gesteinskennwerte sollte eine Explorationsstrategie jedoch grundsätzlich zuerst auf strukturelle hydraulisch wirksame Durchlässigkeit ausgelegt sein und erst in zweiter Priorität die Lithofazies berücksichtigen, um ausreichende Volumenströme im Reservoir erschließen zu können. Die potenziell hydraulisch und thermophysikalisch günstige Massenfazies ist stratigraphisch gesehen meist im Mittleren (δ bis ϵ) bis Oberen Malm (ζ) anzutreffen, was den Oberen Malm als Explorationsziel hervorhebt. Jedoch ist zu beachten, dass der Malm ζ im Fall von paläographischen Schwellen als Grundwasserleiter, in Beckenposition jedoch überwiegend als Grundwassergeringleiter einzustufen ist (Abb. 9.2, Böhm et al. 2013).

Tabelle 9.2 enthält eine Übersicht zu den je übergeordnetem Faziesbereich (Becken- bzw. Massenfazies) zugeordneter Änderung der Gesteinskennwerte bei Umrechnung auf Reservoirbedingungen von 150°C in 5.000 m Teufe.

Tab. 9.2: Bereich der thermo- und petrophysikalischen Gesteinskennwerte unter Berücksichtigung der Reservoirbedingungen. Wertebereiche gemittelt aus den in Kapitel 8 vorgestellten Transfermodellen.

Faziestyp	λ [W/(m·K)]	κ [10 ⁻⁶ m ² /s]	c_p [J/(kg·K)]	Φ [%]	K [m ²]
Beckenfazies	1,69 – 2,68	0,28 – 1,11	806 - 1227	0 – 0,37	2,46 · 10 ⁻²¹ –
Massenfazies	1,85 – 4,38	0,51 – 1,60	711 - 1330		4,08 · 10 ⁻¹⁷

Für eine Standortbestimmung geothermischer Anlagen besonders im schwäbischen Teil des Molassebeckens ist demnach eine genaue Kenntnis der faziellen Ausbildung des Malm eine der wichtigsten Voraussetzungen (Jobmann et al. 1988). Im Bereich der Fränkischen Fazies spielen fazielle Unterschiede eine geringere Rolle als im Bereich der Schwäbischen Fazies, da die aus den verschiedensten Gründen in den Malm abgeteuften Tiefbohrungen häufig wassergefüllte Karsthohlräume antrafen (z.B. Moosburg, Haimhausen, Erding, Köfering, niederbayerisches Bäderdreieck). Grundsätzlich scheint demzufolge das Bohr- und Fündigkeitsrisiko in Bayern geringer als in Baden-Württemberg zu sein. Zudem wird eine signifikante Abnahme sowohl der Häufigkeit verschiedener Hohlräumtypen (Klüfte, kavernöses Gestein, Lösungshohlräume) als auch bezüglich größerer Hohlraumstrukturen im westlichen Teil des Molassebeckens beobachtet (Stober et al. 2013).

10. Fehlerdiskussion

Die Aussagekraft der statistischen Daten und deren thermofazielle Interpretation ist maßgeblich von der Quantität und Qualität der geothermischen Eingangsdaten sowie deren Teufenkorrelation abhängig. Hierbei kommt der Auswahl der Aufschlüsse und Bohrungen eine besondere Bedeutung zu, da sie möglichst repräsentativ für die zu untersuchende Reservoirformation sein sollten. Über die große Anzahl der Aufschlusspunkte und die Vielzahl an Messungen ist die Abbildung der Heterogenitäten aller im Reservoir auftretenden faziellen Bereiche Rechnung getragen worden. Dies spiegelt sich auch wider in der Angabe der Schwankungsbreiten von Messwerten. Um diese Faziesheterogenität zu berücksichtigen ist die Angabe von gemittelten Kennwerten nicht geeignet. Oberflächennah gewonnene Gesteinsproben sind der Verwitterung ausgesetzt und können folglich eine Änderung der thermophysikalischen Kennwerte und eine Erhöhung der Porosität und Gesteinspermeabilität aufweisen. Dies würde zu einer Überschätzung des Fluid- und Wärmetransportes und zur Unterschätzung des konduktiven Wärmetransportes der betrachteten Gesteinsmatrix führen. Daher wurde darauf geachtet, nur bergfrisches Gesteinsmaterial für die Messungen zu verwenden.

Prinzipiell gilt wie für alle Messungen von Gesteinskennwerten, dass die thermo- und petrophysikalischen Eigenschaften gemessen im Labor signifikant von denen in-situ, obwohl bereits hinsichtlich Fluidsättigung, Temperatur und Druck korrigiert, abweichen können. Dies ist vor allem durch Skaleneffekte begründet. In-situ Messungen repräsentieren i. d. R. einen Durchschnittswert über größere Gesteinsvolumen als Labormessungen, die üblicherweise an kleine Probengeometrien gebunden sind. Andererseits werden bei in-situ Messungen kleinskalige Variationen vernachlässigt bzw. nicht aufgelöst. Schlussendlich ist die der jeweiligen Fragestellung angepasste Definition eines repräsentativen Elementarvolumens entscheidend. Da im vorliegenden Fall Rückschlüsse auf die Heterogenitäten im Reservoirmaßstab nötig sind, erscheint es sinnvoll Reservoirereigenschaften als Wertebereiche anzugeben, um die Information ihrer heterogenen Ausbildung nicht bei der Angabe von gemittelten Werten zu verlieren.

Die von den Messgeräteherstellern angegebenen Genauigkeiten der Messverfahren der eingesetzten Laborgeräte (Kap. 6) liegen stets deutlich unterhalb der durch die Gesteinsheterogenität zu erwartenden natürlichen Varianz der jeweiligen Eigenschaften. Somit kann davon ausgegangen werden, dass die verwendeten Messgeräte keine ausschlaggebende Fehlerquelle darstellen. Diese natürlichen Gesteinsanisotropien und -heterogenitäten können je nach Gesteinsart und Kennwert zu Abweichungen von $\pm 3\%$ bis zu mehr als $\pm 90\%$ führen (Tab. 9.1 in Kap. 9 und Anhang 13.2)

Fehler der aus externen Datenquellen und der Literatur übernommenen Informationen zu hydraulischen Durchlässigkeiten oder Transmissibilitäten sowie zu den bohrtechnischen und geophysikalischen Bohrungsdaten der GEN-1 Bohrung können nur auf Plausibilität und nicht genauer spezifizierbar geprüft werden. Es sind hierbei keine signifikanten Fehler erkannt worden.

Besonders im Hinblick auf die Permeabilität können einzelne Horizonte sehr viel höhere oder geringere Gesteinspermeabilitäten aufweisen, so dass der tatsächliche Schwankungsbereich der Permeabilität aufgrund von Extremwerten eher größer als die hier angegebenen Wertebereiche sind. Dies gilt besonders im Zusammenhang mit störungsbeeinflussten, tektonisierten und verkarsteten Bereichen.

Darüber hinaus stellen diagenetische Veränderungen, die räumlich getrennt von den Aufschlussanaloggebieten stattfanden und vermutlich bereichsweise auch noch rezent anhalten eine wichtige Einflussgröße für die Gesteinseigenschaften dar. Hier kann ein

möglicher diagenetisch begründeter Unterschied an Gesteinskennwerten von analogem Probenmaterial mittels vergleichenden Messungen an Bohrkernen oder Bohrklein aus dem Molassebecken bestimmt werden. Im vorliegenden Fall ist vor allem der diagenetische Prozess der Dolomitisierung als Ursache für signifikante Unterschiede thermo- und petrophysikalischer Gesteinseigenschaften identifiziert worden. In zukünftigen Studien sollte daher ein Fokus auf petrographischen Untersuchungen zur Identifizierung von diagenetischen Prozessen und deren zeitlicher Abfolge liegen, um quantifizierbare Aussagen über diagenetisch bedingte Veränderungen der geothermischen Reservoireigenschaften zu ermöglichen.

11. Schlussfolgerungen und Ausblick

Aufschlussanalogstudien bieten die Möglichkeit, eine umfassende Datengrundlage von geothermischen Gesteinskennwerten vergleichsweise kostengünstig zu erzeugen. Dies ist von besonderem Interesse wenn keine ausreichende Anzahl tiefer Kernbohrungen vorliegt, was derzeit im Bereich des Molassebeckens überwiegend der Fall ist.

Diese Arbeit wurde mit der Motivation begonnen, die z. T. spärliche Datengrundlage thermo- und petrophysikalischer Gesteinseigenschaften des Malm im süddeutschen Raum zu erweitern. Mit den hier dargestellten Ergebnissen wurde erstmalig eine systematische thermofaziell orientierte Untersuchung vorgenommen und ein Datensatz von bisher nicht erreichter Qualität und Quantität erzeugt. Es ist nun möglich, das geothermische Potenzial besser abzuschätzen und die Planungssicherheit für geothermische Anlagen zu erhöhen. Die ermittelten thermischen und hydraulischen Eigenschaften können beispielsweise als Eingangsparameter für Simulationen zur Auslegung und zum Langzeitverhalten von hydrothermalen und petrothermalen Kraftwerksanlagen zur Wärme- und Stromerzeugung aber auch für flache bis tiefe Erdwärmesondenanlagen genutzt werden. Die im Rahmen dieser Arbeit entstandene Datenbank ermöglicht hierbei eine verbesserte Prognose mit einer Quantifizierung der Unsicherheit von Gesteinseigenschaften. Es wurden thermo- und petrophysikalische Gesteinskennwerte wie Wärmeleitfähigkeit, Temperaturleitfähigkeit, spezifische Wärmekapazität, Matrixpermeabilität, Porosität und Gesteinsdichte ermittelt. Die Zuordnung und Anwendung von Faziesmodellen auf die Matrixkennwerte ermöglicht eine Extrapolation in den 3D-Raum, ergibt aber zunächst eine konservative bis unterschätzende Reservoirprognose. Werden anschließend Gesteinskennwerte mittels Korrekturfunktionen auf Reservoirbedingungen übertragen und Informationen zum Spannungsfeld, zur Verkarstung und zu sekundärer Porosität hinzugefügt, ist eine verbesserte Reservoirprognose bereits vor Beginn der eigentlichen geophysikalischen Reservoirerkundung möglich.

Bei den aufgeschlossenen Gesteinen des Malm handelt es sich keineswegs um eine Abfolge homogener Kalksteine. Vielmehr lassen sich auf kleinstem Raum einzelne Faziesbereiche und deren Verzahnung erkennen, die in Geometrie, Struktur, Gefüge und Zusammensetzung unterschieden werden können. Diese Unterschiede wirken sich auch auf die thermo- und petrophysikalischen Eigenschaften der Gesteine aus. Im Rahmen dieser Untersuchungen konnten mehr oder weniger ausgeprägte faziesabhängige Trends für die ermittelten geothermischen Gesteinskennwerte identifiziert werden. Es wurde eine hohe Variabilität der thermophysikalischen Kennwerte beobachtet. Daher ist die Angabe von Mittelwerten nicht geeignet, um alle typischen Reservoirszenarien abbilden zu können. Es wird die Angabe von Schwankungsbereichen für die Gesteinskennwerte des Malm empfohlen. Prinzipiell ist jedoch für die geringporösen Karbonate ein Anstieg der thermophysikalischen Kennwerte mit dem Dolomitierungsgrad und der Gesteinsdichte festzustellen. Die hydraulischen Kennwerte variieren innerhalb von vier Größenordnungen, selbst innerhalb eines Faziesbereichs, einer stratigraphischen Einheit oder gar eines Aufschlusses. Jedoch bewegen sich die Messergebnisse in einem Bereich, der alle Karbonate des Malm nach DIN 18130 als schwach bis sehr schwach durchlässig ausweist. Es lässt sich absehen, dass ergiebige Wegsamkeiten in den Malmkarbonaten der Fränkischen und Schwäbischen Alb, beziehungsweise in den Analogenen des Molassebeckens, an Struktur- und Schwächezonen innerhalb des Gesteinsverbandes, wie Klüfte, Störungen, Zerrüttungszonen und Verkarstung sowie an damit ggf. verbundene dolomitisierte Bereiche geknüpft sind. Die Durchströmung der Gesteinsmatrix tritt dabei stark in den Hintergrund. Während also die Gesteinspermeabilität der Malmkarbonate, unabhängig vom Faziesbereich, als schwach

einzustufen ist, kann hingegen die Gebirgspermeabilität hohe Werte annehmen und faziesbezogen unterschiedlich stark ausgeprägt sein. Dies ist einerseits durch die schon genannten Wegsamkeiten gegeben, andererseits ermöglichen gerade der Chemismus der Karbonate und deren hohe Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet die ebenfalls faziesabhängige Ausprägung der Dolomitisierung und Verkarstung und damit bereichsweise eine hohe Gebirgspermeabilität, welche jedoch erneut abhängig ist von den hydrochemischen Bedingungen im Reservoir um diese Wasserwegsamkeiten offen zu halten. Grundsätzlich stellt die Massenfazies mit im Vergleich zur Beckenfazies potenziell besseren thermo- und petrophysikalischen Eigenschaften das fazielle Primärziel einer Exploration dar. Basierend auf der großen Schwankungsbreite der Gesteinskennwerte sollte jedoch eine Explorationsstrategie grundsätzlich zuerst auf strukturelle hydraulisch wirksame Durchlässigkeit (Störungen, tektonisierte Bereiche) ausgelegt sein und erst in zweiter Priorität die Lithofazies berücksichtigen, um Volumenströme im Sinne einer hinreichenden Fündigkeit erschließen zu können.

In wie weit hydraulisch ungünstige, diagenetische Überprägungen des Malm, wie im Bereich des mittleren Malm im Bohrfad der GEN-1 angetroffen, lokal begrenzt sind oder ob es sich um ein überregionales Phänomen im südlichen Molassebecken bei größerer Tiefe und höherer Temperatur handelt, kann aufgrund fehlender umliegender Bohrinformationen und allein aus seismischer Attributanalyse nicht beurteilt werden. Gegenstand zukünftiger Untersuchungen sollten daher Methoden zur Identifizierung und Quantifizierung diagenetischer Prozesse im Malm sein. Dabei sollten die grundlegenden Arbeiten zur Diagenese der Malmkarbonate von Liedmann (1992) und Reinhold (1996) auch mit weiterführenden Aufschlussanalogstudien und Auswertungen von Bohrklein aus Geothermiebohrungen weitergeführt werden. Hierbei könnten z. B. im Rahmen von Fluidinklusion- und Kathodenlumineszenz-Messungen Bildungstemperaturen und Druckbedingungen bei der Genese dolomitischer Anwachssäume rekonstruiert werden und somit Informationen, ob und ab welchen Temperaturbedingungen und Tiefenlagen die Dolomitisierung kontraproduktiv für die hydraulische Aktivität des Malm sein kann, ermittelt werden. Zusätzlich spielen auch die rezenten und ehemaligen hydrochemischen Fluideigenschaften eine Rolle hinsichtlich des Löslichkeitsgleichgewichts der einzelnen Mineralphasen.

Die hier aufgeführten Wertebereiche und die zugrundeliegende Datenbasis faziesbezogener thermophysikalischer und hydraulischer Gesteinskennwerte ermöglichen unter Berücksichtigung von Übertragungskonzepten auf das Reservoir eine verbesserte realitätsnahe und standortbezogene Reservoirprognose sowie Abschätzung von Produktionskapazitäten einer Tiefbohrung. Ebenfalls ist denkbar, dass mittels der Daten der nachhaltige Wärmetransport ins genutzte Reservoir berechnet wird, um die Langzeitkapazitäten bei verschiedenen Nutzungsszenarien präziser zu evaluieren. Bei Kenntnis der lateralen Ausdehnung und Faziesheterogenität unter Zuhilfenahme von 3D seismischen Datensätzen und einer kalibrierten seismischen Attributanalyse ist es möglich, die Transmissibilität verschiedener Zielhorizonte im Reservoir zu erfassen. Hierbei ist zu beachten, dass Methoden zur Faziesdifferenzierung aus seismischen Datensätzen technisch und wissenschaftlich zunächst weiterentwickelt und an Informationen aus Tiefbohrungen hinreichend kalibriert (history matching) werden müssen, um eine verlässliche Aussagekraft gewährleisten zu können.

Grundsätzlich kann mittels des Datenbestandes der Gesteinskennwerte auch zwischen petrothermalen und hydrothermalen Systemen unterschieden werden (Sass & Götz 2012). Als Konsequenz können eventuell nötige Stimulations- und Bohrarbeiten entsprechend

frühzeitig angepasst und geplant werden. Zusätzlich sind die geothermischen Gesteinskennwerte der einzelnen Faziesbereiche für weitere Berechnungen oder numerische Modellierungen konkreter geothermischer Projekte nutzbar und können im Fachinformationssystem Geophysik (FIS-GP) des Leibniz-Instituts für Angewandte Geophysik (LIAG) abgerufen werden.

Die hier vorgestellten Daten in Verbindung mit Neuinterpretationen, Reprozessierung von Altseismik der Kohlenwasserstoffindustrie sowie neuerer 3D-Seismikdatensätze der Geothermieexploration im Molassebecken können für ein regionales geothermisch-attributiertes Struktur- und Hydraulikmodell für das Gebiet des südöstlichen Molassebeckens verwendet werden. Ein solches Modell könnte maßgeblich zur Abschätzung der Nutzbarkeit und der Quantifizierung der geothermischen Ressourcen sowie zum besseren Systemverständnis beitragen. Dies setzt jedoch die Kooperation einer Vielzahl von Erlaubnisfeldinhabern, einen konstruktiven Datenaustausch und eine enge Zusammenarbeit mit den zuständigen Genehmigungsbehörden voraus. Ein solches Modell könnte neben dem bestehenden lokalen Modell für den Großraum München (Schulz et al. 2012) den zuständigen Genehmigungsbehörden sowie Projektplanern als Grundlage dienen, hydraulische und thermische Wechselwirkungen bestehender und geplanter Kraftwerksprojekte mittels verschiedener Betriebsszenarios besser abzuschätzen und die Standortauswahl dementsprechend zu optimieren.

Der Schlüssel zu einer verlässlichen Reservoirprognose im Malm des Molassebeckens liegt in der Zusammenführung von strukturgeologischen, diagenetischen, hydraulischen und thermofaziellen Modellen auf Grundlage einer statistisch abgesicherten Datenbasis in einem integrierten dreidimensionalen Modellansatz.

12. Literaturverzeichnis

- Abdulagatova, Z., Abdulagatov, I.M., Emirov, V.N. (2009): Effect of temperature and pressure on the thermal conductivity of sandstone. - *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 46: 1055-1071.
- Agar, S., Geiger, S., Léonide, P., Lamarche, J., Bertotti, G., Gosselin, O., Hampson, G., Jackson, M., Jones, G., Kenter, J., Matthäi, S., Neilson, J., Pyrak-Nolte, L., Whitaker, F. (2013): Summary of the AAPG-SPE-SEG Hedberg Research Conference on "Fundamental Controls on Flow in Carbonates". - *AAPG Bulletin*, v. 97, no. 4, pp. 533–552.
- Agemar, T. & Schönhofen, K. (2009): Struktur- und Temperaturmodelle. – In: Schulz, R. [Hrsg.]: *Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland – Endbericht. – LIAG-Bericht, Archiv-Nr. 0128452, Hannover.*
- Agemar, T., Alten, J.-A., Ganz, B., Kuder, J., Kühne, K., Schumacher, S., Schulz, R. (2014): *The Geothermal Information System for Germany – GeotIS.- Z. Dt. Ges. Geowiss., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, DOI: 10.1127/1860-1804/2014/0060.*
- Agentur für Erneuerbare Energien (2014): *Wie funktioniert die petrothermale Geothermie. - <http://www.unendlich-viel-energie.de/mediathek/grafiken/wie-funktioniert-die-petrothermale-geothermie>. [Stand April 2014].*
- Aigner, T. (1985): Storm depositional systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. - *Lecture Notes in Earth Sciences Series, Vol. 3, 174 p., Springer, Berlin.*
- Aigner, T. & Schauer, M. (1998): Exploration for industrial minerals and rocks using "dynamic stratigraphy": example ultra-pure limestones. - *Z. angew. Geol.*, 44: 159-163.
- Andres, G. (1985): *Fränkische Alb und Malmkarst des Molassebeckens. – In: Grundwassergleichenkarte von Bayern 1:500.000 mit Erläuterungen. – Schriftenreihe Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft, 20: 23–25, München.*
- Andres, G. & Frisch, H. (1981): *Hydrogeologie und Hydraulik im Malmkarst des Molassebeckens und der angrenzenden Fränkisch-Schwäbischen Alb. - Schriftenreihe Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft, 15: 108-117. München.*
- Arens, T., Hettlich, F., Karpfinger, Ch., Kockelkorn, U., Lichtenegger, K., Stachel, H. (2008): *Mathematik,- Spektrum Akademischer Verlag, S. 1226.*
- Atkinson, B. K. (1987): Introduction to fracture mechanics and its geophysical applications. In: *Fracture Mechanics of Rock* (ed. B. K. Atkinson), pp 1-26. Academic Press, London.
- Axelsson, G. & Gunnlaugsson, E. (2000): Long-term Monitoring of High- and Low-enthalpy Fields under Exploitation. *International Geothermal Association, World Geothermal Congress 2000 Short Course, Kokonoe, Kyushu District, Japan, May 2000, 226 pp.*
- Axt, G. (1965): *Mischwässer und Kalkaggressivität.- Vom Wasser, 32: 423–439, Weinheim (Verlag Chemie).*
- Bacelle, L. & Bosellini, A. (1965): Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie.- *Ann. Univ. Ferrara, N. S. Sez. IX. In: Sci. Geol. Paleont., Band 1/3, 59–62.*
- Bachmann, G.H., Dohr, G. & Müller, M. (1982): Exploration in a classic thrust belt and its foreland: Bavarian Alps, Germany. – *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 66: 2529–2542.
- Bachmann, G.H., Müller, M. & Weggen, K. (1987): Evolution of the Molasse Basin. – *Tectonophysics*, 137: 77–92.
- Bachmann, G.H. & Müller, M. (1992): Sedimentary and structural evolution of the German Molasse Basin. – *Eclogae geol. Helv.*, 85/3: 519–530.
- Back, W., Hanshaw, B. B., Plummer, L. N., Rahn, P. H., Rightmire, C. T., Rubin, M. (1983): Process and rate of dedolomitization: mass transfer and ¹⁴C dating in a regional carbonate aquifer.- *GSA Bull.* 94, 12:1415–1429.
- Bär, K. (2008): *3D-Modellierung des tiefegeothermischen Potenzials des nördlichen Oberrheingrabens und Untersuchung der geothermischen Eigenschaften des Rotliegend.- 151 S., 64 Abb., 4 Anl., 8 Kt., 1 CD-ROM, unveröff. Diplomarbeit TU Darmstadt.*

- Bär, K. (2012): Untersuchung der tiefengeothermischen Potenziale von Hessen.-
Dissertation, XXVI und 265 S., 111 Abb., 28 Tab., 6 Anh., 1 DVD-ROM, Technische
Universität Darmstadt.
- Bär, K., Arndt, D., Fritsche, J.-G., Götz, A.E., Kracht, M., Hoppe, A. & Sass, I. (2011): 3D-
Modellierung der tiefengeothermischen Potenziale von Hessen: Eingangsdaten und
Potenzialausweisung. – Z. Dt. Ges. Geowiss., 162 (4): 371-388.
- Bär, K., Homuth, S., Rühaak, W., Schulte, D., Welsch, B., Sass, I. (2015, accepted): Coupled
Renewable Energy Systems for Seasonal High Temperature Heat Storage via Medium
Deep Borehole Heat Exchangers.- Proceedings World Geothermal Congress 2015, 19-25
April 2015, Melbourne, Australia.
- Bayerisches Geologisches Landesamt (2004): GeoBavaria – 600 Millionen Jahre Bayern.-
Internationale Edition, 92 S., München.
- Beaumont, E. De (1837): Application de calcul a l'hypothese de la formation par epigenie des
anhydrites, des gypses et des dolomies.- Soc. Geol. France Bull., 8:174–177.
- Bear, J. (1979): *Hydraulics of Groundwater*, p. 592. Dover, New York.
- Bear, J. (1993): Modelling flow and contaminant transport in fractured rocks. - In: Bear, J.,
Tsang, C. F. & de Mersily, G. (Hrsg.): *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock*.
- Academic Press, New York, 1-37.
- Beardmore, G.R. & Cull, J.P. (2001): *Crustal Heat Flow: A Guide to Measurement and
Modelling*.- Cambridge University Press, Cambridge, UK. 321pp.
- Beck, A. E. (1988): Methods for determining thermal conductivity and thermal diffusivity, in
Handbook of Terrestrial Heat Flow Density Determination, edited by R. Hanel, L. Rybach
and L. Stegena, pp. 87-124, Kluwer, Dordrecht.
- Benderitter, Y. & Cormy, G. (1990): Possible approach to the geothermal research and
relative cost estimate, in: M.H. Dickson, and M. Fanelli, eds., *Small Geothermal
Resources: UNITAR/UNDP Centre for Small Energy Resources*, Rome, Italy, 61-71.
- Bertleff, B. W., Joachim, H., Koziowski, G., Leiber, J., Ohmert, W., Prestel, R., Stober, J.,
Strayle, G., Villinger, E., Werner, W. (1988): Ergebnisse der Hydrogeothermiebohrungen
in Baden-Württemberg.- *Jb. Geol. L-Amt Baden-Württemberg*, 30: 27-116.
- Bertleff, B. (1986): Das Strömungssystem der Grundwässer im Malm-Karst des West-Teils
des süddeutschen Molassebeckens. - *Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg* 12, 271
S., Freiburg i. Br.
- Beurlen, K., Gall, H. Schairer, G. (1978): *Die Alb und ihre Fossilien: Geologie und
Paläontologie der Schwaben- und Frankenalb; ein Wegweiser für den Liebhaber*.-
Fränkische Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Birch, F. (1942): Thermal conductivity and diffusivity, in *Handbook of Physical Constants*,
edited by F. Birch, J. F. Schairer, and H. C. Spicer, pp. 243-266, Geological Society of
America, Special Paper 36, New York.
- Birch, F. & Clark, H. (1940): The thermal conductivity of rocks and its dependence upon
temperature and composition, Part 1, *Am. J. Sci.*, 238(8), 529-558.
- Birner, J., Fritzer, T., Jodocy, M., Schneider, M., Stober, I. (2009): Molassebecken. – In:
Schulz, R. [Hrsg.]: *Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland –
Endbericht*. – LIAG-Bericht, Archiv-Nr. 0128452, Hannover.
- Birner, J., Mayr, C., Thomas, L., Schneider, M., Baumann, T., Winkler, A. (2011):
Hydrochemie und Genese der tiefen Grundwässer des Malmaquifers im bayerischen Teil
des süddeutschen Molassebeckens. - *Z. geol. Wiss.*, 39: 291-308.
- Bjørkum, P.A. & Nadeau, P.H. (1998): Temperature controlled porosity/permeability
reduction, fluid migration, and petroleum exploration in sedimentary basins. *Australian
Pet. Prod. & Expl. Assoc. Journal*, 38, 453-464.
- Blackwell, J. H. (1954): A transient flow method for determination of thermal constants of
insulating materials in bulk.- *J. Appl. Phys.*, Jg. 1954, H. 25, S. 137–144.
- Büttner, G., Diepolder, G., Dobner, A., Fritzer, T., Pukowitz, C., Settles, E., Spörlein, T.,
Wagner, B. (2002): *Geowissenschaftliche Landesaufnahme in der Planungsregion
Ingolstadt. Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte 1 : 100.000*. – München (Bayer.
Geol. L.–Amt).

- Bogie, I., Lawless, J.V., Rychagov, S., Belousov, V. (2005): Magmatic-related hydrothermal systems: Classification of the types of geothermal systems and their ore mineralization. In: Rychagov, S. (Ed.), *Geothermal and Mineral Resources of Modern Volcanism Areas, Proceedings of the International Kuril-Kamchatka Field Workshop, July 16–August 6, 2005*. http://web.ru/conf/kuril_kam2005/art3.pdf.
- Böhm, F., Koch, R., Höferle, R., Baasch, R. (2010): Der Malm in der Geothermiebohrung Pullach Th2 – Faziesanalyse aus Spülproben (München, S-Deutschland).- *Geol. Bl. NO-Bayern*, Heft 1-4, 60, Erlangen.
- Böhm, F., Birner, J., Steiner, U., Koch, R., Sobott, R., Schneider, M., Wang, A. (2011): Tafelbankiger Dolomit in der Kernbohrung Moosburg SC4, Ein Schlüssel zum Verständnis der Zuflussraten in Geothermiebohrungen. – *Z. geol. Wiss.*, 39: 117-157, Berlin.
- Böhm, F., Savvatis, A., Steiner, U., Schneider, M., Koch, R. (2013): Lithofazielle Reservoircharakterisierung zur geothermischen Nutzung des Malm im Großraum München. *Grundwasser*, 18, pp 3-13, Heidelberg.
- Brace, W. F., Walsh, J. B., Frangos, W. T. (1968): Permeability of granite under high pressure.- *Journal of Geophysical Research*, Volume 73, Issue 6, pages 2225–2236.
- Buntebarth, G. (1989): *Geothermie – Eine Einführung in die allgemeine und angewandte Wärmelehre des Erdkörpers*. - 156 S., Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Bundschuh, J. & Suárez Arriaga, M.C. (2010): *Introduction to the Numerical Modeling of Groundwater and Geothermal Systems. Fundamentals of Mass, Energy and Solute Transport in Poroelastic Rocks*. - Taylor & Francis, London.
- Bußmann, W. & Rüter, H. (2011): Induzierte Seismizität und geothermische Energienutzung (1). - *Erdöl Erdgas Kohle*. 127(1): 14-19.
- Cacace, M., Blöcher, G., Watanabe, N., Moeck, I., Boersing, N., Scheck-Wenderoth, M., Kolditz, O., Huenges, E. (2013): Modelling of fractured carbonate reservoirs: outline of a novel technique via a case study from the Molasse Basin, southern Bavaria, Germany. *Environ Earth Sci*, Online first, doi: 10.1007/s12665.013.2402.3, 18 pp.
- Caubit, C., Hamon, G., Sheppard, A.P. & Øren, P.E. (2009): Evaluation of the reliability of prediction of petrophysical data through imagery and pore network modelling. In: *Petrophysics* 50 (4).
- Cermak, V. & Rybach, L. (1982): Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks.- In: G. Angenheister (Ed.): *Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, Group V (Geophysics and Space Research), Volume 1a (Physical Properties of Rocks)*, pp. 305-343, Berlin-Heidelberg, Springer.
- Chilingarian, G. V., Mazzullo, S. J., Rieke, H. H., (1992): *Carbonate Reservoir Characterization: A Geologic-Engineering Analysis*. - Elsevier Sci. Publs. B.V., 639 p, Amsterdam (Elsevier).
- Clauser, C. (1992): Permeability of Crystalline Rocks. - *EOS Trans. AGU* 73(21): 233,237-238.
- Clauser, C. (ed.) (2003): *Numerical Simulation of Reactive Flow in Hot Aquifers – SHEMAT and Processing SHEMAT*.- Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, DOI 10.1007/978-3-642-55684-5.
- Clauser, C., Deetjen, H., Höhne, F., Rühaak, W., Hartmann, A., Schellschmidt, R., Rath, V., Zschocke, A. (2002): Erkennen und Quantifizieren von Strömung: Eine geothermische Rasteranalyse zur Klassifizierung des tiefen Untergrundes in Deutschland hinsichtlich seiner Eignung zur Endlagerung radioaktiver Stoffe. – Endbericht zum Auftrag 9X0009-8390-0 des Bundesamtes für Strahlenschutz (BfS), Applied Geophysics and Geothermal Energy E.ON Energy Research Center, RWTH Aachen, 159 p., Aachen.
- Clauser, C. & Huenges, E. (1995): Thermal Conductivity of Rocks and Minerals. – *Rock Physics and Phase Relations, A Handbook of Physical Constants*. AGU Reference Shelf 3: 105-126, American Geophysical Union, Washington.
- Cooper, H. H. & Jacob, C. E. (1946): A generalized method for evaluating formation constants and summarizing well field history.- *Am. Geophys. Union Trans.*, Vol. 27: 526-534.

- Craw, D., Koons, P.O., Zeitler, P.K., Kidd, S.F. (2005): Fluid evolution and thermal structure in the rapidly exhuming gneiss complex of Namche Barwa-Gyala Peri, eastern Himalayan syntaxis. *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 829–845.
- Darcy, H. (1856): Les fontaines publique de la ville de Dijon.- Dalmont, Paris.
- Davies, G. R. & Langhorne, B., S. (2006): Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview.- *AAPG Bulletin*, 90, 11:1641–1690.
- De Boever, E., Varloteaux, C., Nader, F.H, Foubert, A., Békri, S., Youssef, S., Rosenberg, E. (2012): Quantification and prediction of the 3D pore network evolution in carbonate reservoir rocks. In *Oil & Gas Science and Technology – Rev. IFP Energies nouvelles* Vol. 67, No. 1., pp. 161–178.
- De Marsily, G. (1986): *Quantitative Hydrogeology*. - Academic Press, New York.
- De Vries, D.A. & Peck, A.J. (1958): On the cylindrical probe method of measuring thermal conductivity with special reference to soils.- *Australian J. Phys.*, 11, 255 - 271.
- Deutsches Institut für Normung (DIN) [Hrsg.] (1998): DIN 18130 Baugrund-Untersuchung von Bodenproben; Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwerts – Teil 1, Beuth-Verlag.
- Deutsches Institut für Normung (DIN) [Hrsg.] (2007): DIN EN 1926 Prüfverfahren für Naturstein – Bestimmung der einachsigen Druckfestigkeit; Deutsche Fassung EN 1926:2006, 19 S., Beuth-Verlag.
- Dickson, M.H. & Fanelli, M. (2003): *Geothermal Energy: Utilization and Technology*. Earthscan, London. 205 S.
- DIN 18130 (1998): Baugrund - Untersuchung von Bodenproben; Bestimmung des Wasserdurchlässigkeitsbeiwerts.- Teil 1 + 2, 18130-1:1998-05, Beuth-Verlag.
- DIN EN ISO 14689-1 (2004): Geotechnische Erkundung und Untersuchung – Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Fels – Teil 1: Benennung und Beschreibung.- Beuth-Verlag.
- DIN 1054 (2005): Baugrund – Sicherheitsnachweise im erd- und Grundbau.- 1054:2005-01, Beuth-Verlag.
- DIN 1341 (2012): Platten aus Naturstein für Außenbereiche - Anforderungen und Prüfverfahren.- Deutsche Fassung EN 1341:2012, Beuth-Verlag.
- Diment, W. H. & Pratt, H. R (1988): Thermal conductivity of some rockforming minerals: a Tabulation. - U.S.G.S. Open file report 88-690, 15 pp., U. S. Geol. Survey, Denver, Co.
- DiPippo, R. (2008): *Geothermal Power Plants - Principles, Applications, Case Studies and Environmental Impact*. - 2nd Edition. Butterworth-Heinemann (Elsevier), Oxford, 520 S.
- Diersch, H.-J., G. (2014): *FEFLOW - Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media*.- 996 S., Springer, Heidelberg.
- Dreyer, W. (1974): *Properties of Anisotropic Solid-State Materials: Thermal and Electric Properties (Materialverhalten anisotroper Festkörper: Thermische und elektrische Eigenschaften)*, 295 pp., Springer, Wien.
- Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Carbonate Rocks*. In: (eds.: W.E. Ham) *American Association of Petroleum Geologists Memoir 1*, 108-121.
- Dussel, M., Lüschen, E., Thomas, R., Agemar, T., Fritzer, T., Sieblitz, S., Schulz, U., Huber, B., Bartels, J., Wolfgramm, M., Wenderoth, F. Schulz, R. (2011): Entwicklung einer thermisch-hydraulischen Grundwassermodellierung des Malm im Großraum München. - Tagungsband-CD: F9, *Der Geothermiekongress 2011*, Bochum, 15.-17. Nov. 2011, 11 S.
- Ehrenberg, S.N. & Nadeau, P.H. (2005): Sandstone versus carbonate petroleum reservoirs: a global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships. *AAPG Bulletin*, 89: 435-445. Tulsa, USA.
- Ehrenberg S. N., Eberli, G. P., Keramati, M., Moallemi, S. A. (2006): Porosity-permeability relationships in interlayered limestone-dolostone reservoirs, *AAPG Bulletin* 90, 91-114, doi: 10.1306/08100505087.
- Ehrenberg, S.N., Nadeau, P. H., Steen, O. (2009): Petroleum reservoir porosity versus depth: Influence of geological age.- *AAPG Bulletin*, v. 93, no. 10, pp. 1281–1296.

- Ellis, D.V. & Singer, J.M. (2008): *Well Logging for Earth Scientists*.- 2nd Edition, Springer, Dordrecht.
- Embry, A.F. & Klovan, J.E. (1971): A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT: *Canadian Petroleum Geology Bulletin*, 19: 730-781.
- EN ISO 22282 (2012): *Geotechnische Erkundung und Untersuchung – Geohydraulische Versuche – Teil 3: Wasserdruckversuche in Fels*.- Beuth-Verlag.
- EN ISO 22282 (2012): *Geotechnische Erkundung und Untersuchung – Geohydraulische Versuche – Teil 4: Pumpversuche*.- Beuth-Verlag.
- Erbas, K. (2001): *Eine universelle Methode zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit aus Aufheizkurven konstant geheizter Zylinderquellen*.- Dissertation, Technische Universität Berlin, Berlin.
- Erdwerk (2013): *Reservoircharakterisierung Geretsried GEN-1*.- unveröffentlichter Kurzbericht, Draft Stand September 2013.
- Evamy, B. D. (1967): *Dedolomitization and the development of rhombohedral pores in limestones*. - *J. Sediment Pet.*, 37:1204–1215.
- Faulds, J. E., Bouchot, V., Moeck, I., Oguz, K. (2009): *Structural controls of geothermal systems in Western Turkey: A preliminary report*. *GRC Transactions*, 33, 375–383.
- Faulds, J.E., Coolbaugh, M., Bouchot, V., Moeck, I., Oguz, K. (2010): *Characterizing structural controls of geothermal reservoirs in the Basin and Range, USA, and western Turkey: Developing successful exploration strategies in extended terranes*. *Proceedings of World Geothermal Congress, Bali, Indonesia, 25-30 April 2010*; paper 1163: 11 pp.
- FGSV - Forschungsgesellschaft für Straßen- und Verkehrswesen (1992): *Merkblatt zur Felsbeschreibung für den Straßenbau*.- FGSV Verlag GmbH, Köln.
- Flügel, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks*.- Springer-Verlag. ISBN 3-540-22016-X
- Folk, R. L. (1959): *Practical petrographic classification of limestones*.- *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 43/1, p. 1-38.
- Folk, R. L. (1962): *Spectral subdivision of limestone types*.- *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1, p. 62-84.
- Folk, R. L. & Land, L. S. (1975): *Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite*.- *AAPG Bull.*, 59, 1:60–68.
- Forschungsgesellschaft für Straßen- und Verkehrswesen (FGSV), Arbeitsgruppe Erd- und Grundbau (1980): *Merkblatt über Felsgruppenbeschreibung und bautechnische Zwecke im Straßenbau*, 36 S.
- Frisch, H., Schulz, R. & Werner, J. (1992): *Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken*. In: Schulz, R. et al. (Hrsg.): *Geothermische Energie - Forschung und Anwendung in Deutschland*: S. 99-118; Karlsruhe.
- Frisch, H. & Huber, B. (2000): *Versuch einer Bilanzierung des Thermalwasservorkommens im Malmkarst des Süddeutschen Molassebeckens*. *Hydrogeologie und Umwelt* 20: 25-43, Würzburg.
- Fuchs, S., Schütz, F., Förster, A., Förster, H.-J. (2012): *Thermal rock properties: How to quickly approach saturated thermal conductivity from dry-measured laboratory values*.- *Der Geothermiekongress, GtV, Karlsruhe, Poster*.
- Fuchs, S. & Förster, A. (2013): *Well-log based prediction of thermal conductivity of sedimentary successions: a case study from the North German Basin*.- *Geophys. J. Int.*, John Wiley & Sons, doi: 10.1093/gji/ggt382.
- Füreder, J. (2012): *Geothermieprojekt Ried*. – Erster Geothermieworkshop an der Montanuniversität Leoben, Vortrag am 29.02.2012.
- Ganz, B., Bendall, B., Bromley, C., Busby, J., de Gregorio, M., Ketilsson, J., Kumazaki, N., López Ocón, C., Minder, R., Muller, J., Muroaka, H., Nathwani, J., Nieva, d., Romagnoli, P., Song, Y., Vernier, R., Wissing, L. (2013): *Trends in Geothermal Applications – Survey Report on Geothermal Utilization and Development in IEA-GIA Member Countries in 2011*.- International Energy Agency (IEA) Geothermal Implementing Agreement (GIA), New Zealand.

- Geiger, S., Cortos, A., Birkholzer, J. T. (2010): Upscaling solute transport in naturally fractured porous media with the Continuous Time Random Walk Method.- *Water Resources Research*, 46, W12530.
- Geist, O. (2011): Geothermische und gesteinsmechanische Untersuchung an ausgewählten Standorten der Fränkischen Alb.- unveröff. Studienarbeit, 99S., 41 Abb., 9 Tab., 1 CD-ROM; TU Darmstadt.
- Geomol (2014): http://geomol.eu/home/index_html.
- GLBW - Geologisches Landesamt Baden-Württemberg (1989): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25.000, Erläuterungen zu Blatt 7524 Blaubeuren.- 64 S., 4 Taf., 5 Tab., 10 Beil.; Freiburg i. Br.
- Geyer, O. F. & Gwinner, M. P. (1979): Die Schwäbische Alb und ihr Vorland. Sammlung geol. Führer, Gebrüder Borntraeger, Stuttgart-Berlin.
- Geyer, O. F. & Gwinner, M. P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Geyer, O. F. & Gwinner, M. P. (2011): Geologie von Baden-Württemberg.- 5., völlig neu bearbeitete Auflage, Verlag Schweizerbart, 627 S., Stuttgart.
- Giese & Werner (1997): Zum strukturellen und lithologischen Bau des Oberjuras der Mittleren Schwäbischen Alb.- *Jh. Geol. Landesamt Baden-Württ.*, 37: 49-76, 6 Abb., 4 Tab., Freiburg i. Br.
- Giroud, N. (2008): A Chemical Study of Arsenic, Boron and Gases in High-Temperature Geothermal Fluids in Iceland. Dissertation at the Faculty of Science, University of Iceland, 110 p.
- Gianelli, G. & Grassi, S. (2001): Water-rock interaction in the active geothermal system of Panetelleria, Italy. *Chemical Geology*, 181(1/4), 113–130.
- Goldbrunner, J. E. (1988): Tiefengrundwasser im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. - *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, 1391, Seiten 5 - 94, Graz.
- Goldbrunner, J., Gold, M., Heiss, H.P., Shirbaz, A., Huber, B., Kohl, T. & Baujard, C. (2008): Thermalwasservorkommen im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken – Grundsatzuntersuchung zu thermischen Auswirkungen von Thermalwassernutzungen. – Kurzbericht, 27 S.; Augsburg (Bayer. LfU).
- Goldbrunner, J. (2010): Austria – Country Update. – *Proceedings World Geothermal Congress 2010*, 14 p., Bali, Indonesia.
- Goldbrunner, J. (2012): Geothermische Potentiale Österreichs. – Erster Geothermieworkshop an der Montanuniversität Leoben, Vortrag am 29.02.2012.
- Grasby, S.E. & Hutcheon, I. (2001): Controls on the distribution of thermal springs in the southern Canadian Cordillera. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38, 427–440.
- GTB, Geotechnisches Büro Prof. Dr. Schuler / Dr.-Ing. Gödecke (1998): Detailmodell zur Bilanzierung der Thermalwasservorkommen im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken – Unveröffentl. Enderbericht, Teil I: Hydrogeologisches Modell (Band I + II), Teil II: Thermalwasseraquifer-Strömungsmodell. 353 S. Augsburg
- GtV - Geothermische Vereinigung - Bundesverband e.V. (2014): Nutzung der Geothermie in Deutschland: <http://www.geothermie.de/wissenswelt/geothermie/in-deutschland.html>
- Gudden, H. (1983): Über Nutzungsmöglichkeiten von Erdwärme in Bayern. - *Geol. Jb.*, C 33: 5 - 25; Hannover.
- Gudmundsson, A., Fjeldskaar, I. & Brenner, S. L. (2002): Propagation pathways and fluid transport of hydrofractures in jointed and layered rocks in geothermal fields. - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116, 257-278.
- Guéguen, Y., Gavrilenco, P., Le Ravalec, M. (1996): Scales of Rock Permeability. - *Surveys in Geophysics*, 17: 245-263.
- Gwinner M. P. (1962): Geologie des Weißen Jura der Albhochfläche (Württemberg).- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, Bd. 115, S. 137-221, Stuttgart.
- Gwinner, M. P. (1976): Origin of the Upper Jurassic of the Swabian Alb.- *Contrib. Sedimentol.*, 5, 1 – 75.
- Halley, R. B. & Schmoker, J. W (1983): High-porosity Cenozoic carbonate rocks of south Florida: progressive loss of porosity with depth.- *AAPG Bull.*, 67:191-200.

- Hartmann, A., Rath, V. & Clauser, C. (2005): Thermal conductivity from core and well log data.- *International Journal of Rock Mechanics & Mining Science*, 42: 1042-1055.
- Hänel, R., Kleefeld, M., Koppe, I. (1984): Geothermisches Energiepotential, Pilotstudie: Abschätzung der geothermischen Energievorräte an ausgewählten Beispielen in der Bundesrepublik Deutschland. - Bericht NLFb, Archiv-Nr. 96 276, Bd. I - IV; Hannover.
- Hänel, R. & Staroste, E. [Hrsg.] (1988 und 2002): Atlas of Geothermal Resources in the European Community, Austria and Switzerland. – Publ. No. EUR 11026 und 17811 of the European Commission, Office of Official Publications of the European Communities, Luxemburg.
- Hochstein, M. P. (1988): Assessment and modelling of geothermal reservoirs (small utilization schemes).- *Geothermics*, 17-1, 15-49.
- Hofmann, H., Blöcher, G., Börsing, N., Maronde, N., Pastrik, N., Zimmermann, G. (2014): Potential for enhanced geothermal systems in low permeability limestones – stimulation strategies for the Western Malm karst (Bavaria).- *Geothermics*, 51, 351–367, DOI: 10.1016/j.geothermics.2014.03.003.
- Homuth, S., Götz, A.E., Sass, I. & Török, Á. (2010): Reservoir characterization and prediction of deep geothermal systems integrating outcrop analogue studies.- *GeoDarmstadt2010*, Darmstadt. SDGG, 68: 251.
- Homuth, S., Götz, A. E., Sass, I. (2011): Outcrop analogue studies for reservoir characterization of deep geothermal systems in Upper Jurassic limestone formations (South Germany).- *International Conference and Exhibition (ICE) 2011*, American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Milan, Italy.
- Homuth, S., Götz, A. E., Sass, I. (2011): Outcrop analogue studies for reservoir characterization and prediction of deep geothermal systems in the Molasse Basin, Germany.- *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 13, EGU 2011-999, Wien.
- Homuth, S., Götz, A. E., Sass, I. (2012): Thermophysical and facies-related characterization of the Upper Jurassic geothermal carbonate reservoirs of the Molasse Basin, Germany. - *Proceedings of the 34th International Geological Congress 2012*, Abstract 2225 (CD-ROM, ISBN 978-0-646-57800-2), Brisbane, Australia.
- Homuth, S. & Sass, I. (2012): Fazies- und Teufenabhängigkeit geothermischer Reservoirkennwerte des Oberen Jura (Malm). In: *Geothermische Vereinigung – Bundesverband Geothermie e.V. (Hg.): Tagungsband Der Geothermiekongress 2012*, Karlsruhe, Germany.
- Homuth, S., Götz, A. E., Sass, I. (2012): Facies related thermo-physical characterization of the Upper Jurassic geothermal carbonate reservoirs of the Molasse Basin, Germany.- *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 14, EGU 2012-5504, Wien.
- Homuth, S., Rühaak, W., Bär, K., Sass, I. (2013): Medium Deep High Temperature Heat Storage.- *Proceedings of the European Geothermal Congress 2013*, Pisa, Italy, ISBN 978-2-8052-0226-1.
- Homuth, S. & Sass, I. (2013): Facies relation and depth dependency of thermo-physical rock properties of the Upper Jurassic geothermal carbonate reservoirs of the Molasse Basin, Germany.- *Proceedings Sedimentary Basins 2013*, Jena.
- Homuth, S., Götz, A. E., Sass, I. (2014): Lithofacies and depth dependency of thermo- and petrophysical rock parameters of the Upper Jurassic geothermal carbonate reservoirs of the Molasse Basin.- *Z. Dt. Ges. Geowiss., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung*, Stuttgart, Vol. 165, No. 3, pp. 469-486(18), DOI 10.1127/1860-1804/2014/0074.
- Homuth, S., Götz, A. E., Sass, I. (2014): Reservoir characterization of the Upper Jurassic geothermal target formations (Molasse Basin, Germany): role of thermofacies as exploration tool.- *Special Issue on "Geothermal Play Types" des Geothermal Energy Science Journals*, Copernicus (invited paper, in review).
- Homuth, S. & Sass, I. (2014): Outcrop Analogue vs. Reservoir Data: Characteristics and controlling Factors of Reservoir Properties of the Upper Jurassic geothermal Carbonate Reservoirs of the Molasse Basin, Germany.- *Proceedings of the 39th Stanford Geothermal Workshop*, Stanford, California, USA.

- Homuth, S., Götz, A. E., Sass, I. (2014): Lithofacies related thermo-physical characterization of the Upper Jurassic geothermal carbonate reservoirs of the Molasse Basin, Germany.- 5th European Geothermal PhD-Day, Darmstadt.
- Homuth, S. Götz, A. E., Sass, I. (2015, accepted): Physical Properties of the Geothermal Carbonate Reservoirs of the Molasse Basin, Germany - Outcrop Analogue vs. Reservoir Data.- Proceedings World Geothermal Congress 2015, 19.04.-24.04.2015, Melbourne, Australia.
- Horai, K. (1971): Thermal conductivity of rock-forming minerals, *J. Geophys. Res.*, 76(5), 1278-1308.
- Horai, K. (1991): Thermal conductivity of Hawaiian basalt: a new interpretation of Robertson and Peck's data, *J. Geophys. Res.*, 96(B3), 4125-4132.
- Horai, K. & Simmons, G. (1969): Thermal conductivity of rock-forming minerals, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 6, 359-368.
- Hornung, J. & Aigner, T. (2002): Reservoirarchitecture in a terminal alluvial plain: An outcrop analogue study (Upper Triassic, southern Germany) Part 1: Sedimentology and petrophysics. - *Journal of Petroleum Geology* 25(1): 3-20.
- Hornung, J. & Aigner, T. (2004): Sedimentäre Architektur und Poroperm-Analyse fluviatiler Sandsteine: Fallbeispiel Coburger Sandstein, Franken. – *Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B, Beiheft 18*: 121–138, Halle (Saale).
- Hörauf, H. & Wirth, H. (1979): Geothermische Energie im Tiefenwasser des bayerischen Molassebeckens. - *Deutsche Gewässerkundl. Mitt.*, 23.
- Höltling, B., Coldewey, W. G. (2005): *Hydrogeologie – Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie*. Elsevier, München.
- Huber, B. (2002): Das Grundwassermodell Malmkarst im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken.- Fallbeispiel 9; In: *Hydrogeologische Modelle – Ein Leitfaden mit Fallbeispielen des Arbeitskreises Hydrogeologische Modelle und Grundwassermanagement*.- Schriftenr. Deut. Geol. Ges., 24: 111-120, Hannover.
- Huenges, E. (ed.) (2010): *Geothermal energy systems: exploration, development, and utilization*. - Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Berlin, 486 S.
- Huenges, E., Buntebarth, G., Zoth, G. (1989): Die Wärmestromdichte in der KTB-Oberpfalz.- *VB KTB Report 89-3*: B404.
- Huenges, E., Hoth, P., Scheytt, T. (1999): Technisch nutzbare Erdwärmevorkommen. – In: *Kaltschmitt, M., Huenges, E. & Wolf, H. [Hrsg.]: Energie aus Erdwärme: 40–59*, Stuttgart (Dt. Verl. für Grundstoffindustrie).
- Hsü, K. J. (2004): *Physics of Sedimentology*.- 2nd edition, Springer, Berlin, 240 p.
- Ibrahim, O. M. (1996): Design considerations for Ammonia-water Rankine Cycle. - *Energy* 21: 835–841.
- IAEG – International Association of Engineering Geology (1981): Rock and soil description and classification for engineering geological mapping.- *Bulletin of International Association of Engineering Geology*, 24, 253-274.
- ISRM – International Society for Rock Mechanics (1978): Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. - *International Journal of Rock Mechanics Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, 15, 319-368.
- Jahn, F., Graham, M., Cook, M. (2008): *Hydrocarbon Exploration & Production*. - Vol. 55, Second Edition (Developments in Petroleum Science), 470 p., Elsevier Science.
- Jaritz, R., (1999): Quantifizierung der Heterogenität einer Sandsteinmatrix am Beispiel des Stubensandstein (Mittlerer Keuper, Württemberg). - *Tübinger Geol. Abhandlungen, C*, 48, 104.
- Jung, R. Röhling, S., Ochmann, N., Rogge, S., Schellschmidt, R., Schulz, R. Thielemann, T. (2002): Abschätzung des technischen Potenzials der geothermischen Stromerzeugung un der geothermischen Kraft-Wärmekopplung (KWK) in Deutschland.- *BGR/GGA-Bericht (für das Büro für Technikfolgenabschätzung beim Deutschen Bundestag)*, Archiv-Nr.: 122458, Hannover.

- Jobmann, M., Prestel, R., Schulz, R., Strayle, G., Wendebourg, J., Werner, J. (1988): Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarst im süddeutschen Molassebecken, Projekt Isotopenhydrologie und Hydrogeothermie.- In: Statusreport 1988 - Geotechnik und Lagerstätten, PBE. KFA Jülich.
- Jobmann, M. & Schulz, R. (1989): Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken, Teilgebiet: Hydrogeothermik. - Abschlußbericht (Band I: Text; Band II: Dokumentation), NLFb-Archiv-Nr. 105 040; Hannover.
- Jodocy, M. & Stober, I. (2008): Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland – Landesteil Baden - Württemberg. – Erdöl - Erdgas - Kohle, 124. Jahrgang, Heft 10: 386 - 393.
- Kabus, F., Lenz, G., Wolfgramm, M., Hoffmann, F., Kellner, T. (2003): Studie zu den Möglichkeiten der Stromerzeugung aus hydrothormaler Geothermie in Mecklenburg-Vorpommern. Geothermie Neubrandenburg (GTN) GmbH.- Gutachten im Auftrag des Landes Mecklenburg-Vorpommern.
- Kalina, A. L. (1984): Combined-cycle system with novel bottoming cycle.- J. Eng. Gas Turbines and Power, 106: 737–742.
- Kaltschmitt, M., Schröder, G., Rogge, S. (2002): Zur geothermischen Stromerzeugung in Deutschland. Gutachten im Auftrag des TAB.
- Kaltschmitt, M., Streicher, W., Wiese, A. (Hrsg.) (2003): Erneuerbare Energien - Systemtechnik, Wirtschaftlichkeit, Umweltaspekte. - 4. aktualisierte, korrigierte und ergänzte Auflage. 287 Abb., 83 Tab., 702 S. Springer, Berlin-Heidelberg.
- Kelley, K. (1960): Contributions to the data on theoretical metallurgy: XIII High-Temperature Heat-Content, Heat-Capacity, and Entropy data for the Elements and Inorganic Compounds, U.S. Bureau of Mines Bull. 584, U.S. Government Printing Office, Washington D.C.
- Kimmig, B. (2000): Bestandsaufnahme zur Verbreitung und Lithofazies von Vorkommen hochreiner Kalksteine auf der östlichen und mittleren Schwäbischen Alb zu Zwecken der Rohstofferkundung - Auszug aus dem unveröffentlichten Abschlussbericht zum Forschungsauftrag.- Universität Tübingen, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie, 145 S., 58 Abb., 39 Tab., 5 Taf., Tübingen.
- Kiraly, L. (1991): Grundwasserströmungsmodell. – In: Bayer. LfW & LGRB [Hrsg.]: Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken. – Schlussbericht zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B (im Auftrag des Bundesministeriums für Forschung und Technologie), 53 S., München, Freiburg.
- Klinkenberg, L. J. (1941): The permeability of porous media to liquids and gases.- Drilling Production Practice, API: 200-213.
- Koch, A., Hartmann, A., Jorand, R., Mottaghy, D., Pechinig, R., Rath, V. Wolf, A., Clauser, C. (2007): Erstellung statistisch abgesicherter thermischer und hydraulischer Gesteinseigenschaften für den flachen und tiefen Untergrund in Deutschland (Phase 1 – Westliche Molasse und nördlich angrenzendes Süddeutsches Schichtstufenland).- Schlussbericht zum BMU-Projekt FKZ 0329985: 220 p., Aachen (RWTH).
- Koch, A., Jorand, R., Arnold, J., Pechinig, R., Mottaghy, D., Vogt, C., Clauser, C. (2009): Erstellung statistisch abgesicherter thermischer und hydraulischer Gesteinseigenschaften für den flachen und tiefen Untergrund in Deutschland (Phase 2 – Westliches Nordrhein-Westfalen und bayerisches Molassebecken).- Abschlussbericht zum BMU-Projekt FKZ 0329985: 174 p., Aachen (RWTH).
- Koch, R., Bachmann, G., Müller, M. (2010): Fazies des Oberen Jura (Malm) der Bohrungen Scherstetten 1 und 2 (Molasse-Becken, Süddeutschland) und ihre Bedeutung für die geothermische Exploration.- Z. geol. Wiss., Berlin, 38, 5/6: 327 – 351.
- Koch, R., Senowbari-Daryan, B., Strauss, H. (1994): The Late Jurassic ‚Massenkalk Fazies‘ of Southern Germany: Calcareous Sand Piles rather than Organic Reefs. - Facies 31:179-208, Erlangen.

- Koch, R. (2011): Dolomit und Dolomit-Zerfall im Malm Süddeutschlands – Verbreitung, Bildungsmodelle, Dolomit-Karst. Laichinger Höhlenfreund, 46. Jahrgang, 75-92.
- Koch, R. & Schorr, M. (1986): Diagenesis of Upper Jurassic sponge-algal reefs in SW-Germany. - In: Schröder, J. H. & Pruser, B. H. [ed.]: Reef Diagenesis: 224-244, Berlin (Springer).
- Kohl, T., Schill, E., Baujard, C. (2010): Geothermische Ressourcenbewertung in Hinsicht auf mögliche Nutzungskonflikte im Schweizer Molassebecken.- Z. geol. Wiss., Berlin, 38, 1: 27 – 39.
- Köhler, H. J. & Pomerening, J. (2006): Pumpspeicherwerk Blautal – Geohydrologische/geotechnische Standorterkundung – Bewertung der Machbarkeit.- unveröffentlichtes Gutachten, Dr. Köhler & Dr. Pomerening Ing.-Büro für Geotechnik, Hydrogeologie und Umwelt, Harsum.
- Krause, F.F., Collins, H.N., Nelson, D.A., Machermer, S.D., French, P.R., (1987): Multiscale anatomy of a reservoir: Geological characterization of Pembina-Cardium Pool, west-central Alberta, Canada.- Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull., 71, 1233–1260.
- Krusemann, G. P. & De Ridder, N. A. (1994): Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. - International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen (The Netherlands).
- Kukkonen, I. T. Jokinen, J., Seipold, U. (1999): Temperature and pressure dependencies of thermal transport properties of rocks: implications for uncertainties in thermal lithosphere models and new laboratory measurements of high grade rocks in the central Fennoscandian Shield. - Surveys in Geophysics, 20: 33–59, Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- Kümmel, J. & Taubitz, J. (1999): Niedertemperatur-Abwärmeverstromung mittels ORC-Technologie (Organic-Rankine-Cycle-Technologie).- VDI Berichte Nr. 1495, pp 327–340.
- Land, L. S. (1985): The origin of massive dolomite.- Journal of Geological Education, 33, 112–125.
- Land, L. S. & Prezbindowski, D. R. (1981): The origin and evolution of saline formation water, lower Cretaceous carbonates, South-Central Texas, USA. - J. Hydrol., 54:51–74.
- Langguth, H.-R. & Voigt, R. (2004): Hydrogeologische Methoden.- 2., überarb. u. erw. Aufl., 1005 Seiten, Springer, Berlin, ISBN 3-540-21126-8.
- Lawless, J.V., White, P.J., Bogie, I., Andrews, M.J. (1995): Tectonic features of Sumatra and New Zealand in relation to active and fossil hydrothermal systems: A comparison. Proceedings of the PACRIM '95 Congress, Publication Series Australasian Institute of Mining and Metallurgy, 9/95, 311–316.
- Lee, C.H. & Farmer, I., (1993): Fluid Flow in Discontinuous Rocks. - Chapman and Hall, London.
- Leinfelder, R. R., Krautter, M., Laternser, R., Nose, M., Schmid, D. U., Schweigert, G., Werner, W., Keupp, H., Brugger, H., Herrmann, R., Rehfeld-Kiefer, U., Schroeder, J. H., Reinhold, C., Koch, R., Zeiss, A., Schweizer, V., Christmann, H., Menges, G., Luterbacher, H. (1994): The origin of Jurassic reefs: current research developments and results. - Facies 31, 1 –56.
- Leinfelder, R. R., Werner, W., Nose, M., Schmid, D. U., Krautter, M., Laternser, R., Takacs, M., Hartmann, D. (1996): Paleoecology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbolite reefs from the late Jurassic. - Gott. Arb. Geol. Palaontol., 2: 227–248.
- Lemcke, K. (1973): Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes.- Geologica Bavarica, 69, 5-48, München.
- Lemcke, K. (1976): Übertiefe Grundwasser im süddeutschen Alpenvorland.- Bull. Ver. schweiz. Petrol. - Geol. u. -Ing., 42/103.
- Lemcke, K. (1978): Gespanntes Malmkarstwasser im Untergrund des süddeutschen Alpenvorlandes. - In: hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland, Textband: 240-245; Boppard.
- Lemcke, K. (1979): Dreißig Jahre Öl- und Gassuche im süddeutschen Alpenvorland.- Jb. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 61; Stuttgart.

- Lemcke, K. & Tunn, W. (1956): Tiefenwasser der süddeutschen Molasse und ihrer verkarsteten Malmunterlage. - Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. Ing., 23: 35-56, Basel.
- LfU – Bayerisches Landesamt für Umwelt (2013): GLA-FB Solnhofen-Maxberg.- unveröffentlichtes Schichtenverzeichnis, 7132BG000019, Hof.
- LfW – Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft (1999): Das Thermalwasservorkommen im niederbayerisch–oberösterreichischen Molassebecken – Hydrogeologisches Modell und Thermalwasser-Strömungsmodell im Auftrag des Freistaates Bayern und der Republik Österreich, Kurzbericht. – 21 S., München (Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft).
- LGRB - Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (2000): Karte der mineralischen Rohstoffe von Baden-Württemberg 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt L 7524 Blaubeuren.- 101 S., 5 Abb., 1 Kt., Freiburg i. Br.
- Lichteneker, K. & Rother, K. (1931): Die Herleitung des logarithmischen Mischungsgesetzes aus allgemeinen Prinzipien des stationären Strömung, Phys. Zeit. 32, 255–260.
- Liedmann, W. (1992): Diageneseentwicklung süddeutscher Malmkarbonate.- Diss. Uni. Heidelberg, 307 p, Heidelberg.
- Liedmann, W. & Koch, R. (1990): Diagenesis and fluid inclusions of Upper Jurassic spongealgal reefs in SW Germany. - Facies, 23, 241-268, Erlangen.
- Lippmann, E. & Rauen, A. (2009): Measurements of Thermal Conductivity (TC) and Thermal Diffusivity (TD) by the Optical Scanning Technology. TCS TC Manual- Lippmann and Rauen GbR, Schaufling.
- Lucia, F. J. (2007): Carbonate Reservoir Characterization - An Integrated Approach. - Second Edition, Springer Berlin Heidelberg New York, ISBN 978-3-540-72740-8.
- Lucia, F. J., Jennings, J. W. Jr., Rahnis, M. A., Meyer, F. O. (2001): Permeability and rock fabric from wireline logs, Arab-D reservoir, Ghawar field, Saudi Arabia. - GeoArabia 6, 4:619–646.
- Lüschen, E., Dussel, M., Thomas, R., Schulz, R. (2011): 3D-Seismik Unterhaching 2009 im Rahmen hydrothermaler Exploration und Modellierung. Beitrag "Der Geothermiekongress 2011", Bochum.
- Machel, H.G. (2004): Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. In: Braithwaite, C.J.R., Rizzi, G., and Darke, G. (eds.), The Geometry and Petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs. Geological Society, London, Special Publication, v. 235, p. 7-63.
- Machel, H.G. & Mountjoy, E.W. (1986): Chemistry and environments of dolomitization – a reappraisal.- Earth Science Reviews, 23, 175–222.
- Machel, H.G., Mountjoy, E.W., Amthor, J.E. (1996): Mass balance and fluid flow constraints on regional-scale dolomitization, Late Devonian, Western Canada Sedimentary Basin.- Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 44, 566–571.
- Meiners, H. G., Denneborg, M., Müller, F., Bergmann, A., Weber, F. A., Dopp, E., Hansen, C., Schüth, C., Gaßner, H., Buchholz, G., Prieb, R., Homuth, S., Sass, I. (2012): Umweltauswirkungen von Fracking bei der Aufsuchung und Gewinnung von Erdgas aus unkonventionellen Lagerstätten – Risikobewertung, Handlungsempfehlungen und Evaluierung bestehender rechtlicher Regelungen und Verwaltungsstrukturen.- Abschlussbericht für Umweltbundesamt, UFOPLAN-Nr. 371123299, S. 351.
- Meyer, R. K. F. (1994): Moosburg 4, die erste Kernbohrung durch den Malm unter der bayerischen Molasse.- Erlanger geol. Abh., 123, 51-81, Erlangen.
- Meyer, R.K.F. & Schmidt-Kaler, H. (1989): Paläogeographischer Atlas des süddeutschen Oberjura (Malm).- Geol. Jb. A/115, 3-77, Schweizerbart, Stuttgart.
- Meyer, R. K. F. & Schmidt-Kaler, H. (1990): Paläogeographie und Schwammriffentwicklung des süddeutschen Malm – ein Überblick.- Facies 23, Erlangen.
- Meyer, R.K.F. & Schmidt-Kaler, H. (1996): Jura.- In: Bayerisches Geologisches Landesamt [eds.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (4. Auflage). 90-111, München.
- Mielke, P. (2009): Properties of the Reservoir Rocks in the Geothermal Field of Wairakai/New Zealand. - 107 S., 49 Abb., 3 Anl., 1 CD-ROM, unveröff. Diplomarbeit, TU Darmstadt.

- Morrow, D. W. (1990): Dolomite-part 1: the chemistry of dolomitization and dolomite Precipitation.- In: McIlreath, I.A., Morrow, D. W. (eds): Diagenesis.- Geoscience Canada, Reprint Series 4, pp 113–123.
- Moeck, I. (2012): Iterative development of stress models for deep geothermal reservoirs. Proceedings of the 74th EAGE Conference and Exhibition, Copenhagen, Denmark, 4–7 June 2012, 5pp.
- Moeck, I. (2013): Classification of geothermal plays according to geological habitats.- IGA Academy Report 0101-2013.
- Moeck, I. (2014): Catalog of geothermal play types based on geologic controls.- Renewable and Sustainable Energy Reviews, 37, 867-882, Elsevier, DOI: 10.1016/j.rser.2014.05.032.
- Moeck, I. & Beardsmore, G. (2014): A new 'geothermal play type' catalog: Streamlining exploration decision making.- Proceedings, Thirty-Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California.
- Moeck, I. & Backers, T. (2011): Fault reactivation potential as critical factor during reservoir stimulation. First Break, 29, 67–74.
- Muffler, L.P.J. (1979): Assessment of geothermal resources of the United States. - USGS Circular, 790, 163 p.
- Mutschler, T. (2004): Neufassung der Empfehlung Nr. 1 des Arbeitskreises „Versuchstechnik Fels“ der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik e.V.: Einaxiale Druckversuche an zylindrischen Gesteinsprüfkörpern.- In: Bautechnik 81, Heft 10. Ernst & Sohn Verlag, Berlin, S. 825-834.
- Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle (Nagra) (2008): Technischer Bericht 08-05 Begründung der Abfallzuteilung, der Barrierensysteme und der Anforderungen an die Geologie.- Nagra, Wettingen (Schweiz), ISSN 1015-2636.
- Nelson, R. A. (1985): Geological Analysis of Naturally Fractured Reservoirs. Gulf Publishing Company, Houston, Texas.
- Nicholson, K. N. (1993): Geothermal Fluids: Chemistry and Exploration Techniques. - Springer-Verlag, 263 pp.
- Nukman, M. & Moeck, I. (2013): Structural controls of a geothermal system in the Tarutung Basin, North Central Sumatra. Journal of Asian Earth Sciences, 74, 86-96.
- Paschen, H., Oertel, D. & Grünwald, R. (2003): Möglichkeiten der geothermischen Stromerzeugung in Deutschland. - Sachstandsbericht, Büro für Technikfolgen-Abschätzung beim Deutschen Bundestag, Ausschuss für Bildung, Forschung und Technikfolgenabschätzung, Arbeitsbericht 84: 129 S.; Berlin (TAB).
- Pape, H.G., Clauser, C., Iffland, J. (1999): Permeability Prediction based on Fractal Pore Space Geometry. - Geophysics, 64(5): 1447-1460.
- Pape, H.G., Clauser, C., Iffland, J. (2000): Variation of Permeability with Porosity in Sandstone Diagenesis Interpreted with a Fractal Pore space Model. - Pure appl. geophys., 157: 603-619. Basel.
- Pawellek, T. (2001): Fazies-, Sequenz- und Gamma-Ray-Analyse im höheren Malm der Schwäbischen Alb (SW-Deutschland) mit Bemerkungen zur Rohstoffgeologie (Hochreine Kalke).- Tübinger geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A, Band 61, Tübingen
- Pawellek, T. & Aigner, T. (2004): Dynamic stratigraphy as a tool in economic mineral exploration: ultra-pure limestones (Upper Jurassic, SW Germany). - Marine and Petroleum Geology, 21: 499-516.
- Pei, L., Mikisek, P., Stegner, J., Sass, I. (2013): The Effect of Temperature on the Evolution of Permeability of Sandstone: Influence of Thermal Expansion. - Proceedings, Geotherm 2013 expo & congress, Offenburg.
- Pei, L., Rühaak, W., Stegner, J., Bär, K., Homuth, S., Mielke, P., Sass, I. (2014): Thermo-Triax: An Apparatus for Testing Petrophysical Properties of Rocks Under Simulated Geothermal Reservoir Conditions, Geotechnical Testing Journal, Vol. 38, No. 1, pp. 1–20, doi:10.1520/GTJ20140056, ISSN 0149-6115.
- Pei, L., Rühaak, W., Homuth, S., Sass, I. (2014): Messergebnisse bezüglich des thermischen Expansionskoeffizienten von Malmkalken und deren Integration in numerische Modelle.-

3. Treffen zum Wissenschaftstransfer für den weiteren Ausbau der Tiefen Geothermie im Süddeutschen Molassebecken, München.
- Personenkreis (PK) Tiefe Geothermie (2007): Nutzungen der geothermischen Energie aus dem tiefen Untergrund (Tiefe Geothermie) – Arbeitshilfe für Geologische Dienste. (http://www.infogeo.de/dokumente/download_pool/tiefe_geothermie_arbeitshilfe_08022007.pdf) [Stand April 2014]
- Personenkreis (PK) Tiefe Geothermie (2008): Nutzungen der geothermischen Energie aus dem tiefen Untergrund (Tiefe Geothermie) – Geowissenschaftliche Parameter und Untersuchungsverfahren. – (http://www.infogeo.de/dokumente/download_pool/Parameter_24012008.pdf) [Stand April 2014]
- Philipp S. L., Gudmundson A., Oelrich A. R. I. (2007): How structural geology can contribute to make geothermal projects successful. - European Geothermal Congress 2007, 10 p., Unterhaching.
- Philipp, S. L., Hoffmann, S., Müller, C., Gudmundsson, A. (2005): Verringerung des Fündigkeitsrisikos für tiefengeothermische Projekte durch strukturgeologische Geländestudien und Numerische Modelle.- Geothermische Jahrestagung 2005, 113–124, Unterschleißheim.
- Philipp, S. L., Reyer, D., Meier, S. (2010): Strukturgeologische Geländestudien in Aufschlussanaloge und Permeabilitätsentwicklung in potenziellen geothermischen Reservoirs.- Z. geol. Wiss., Berlin, 38, 1: 49-59.
- Pieńkowski, G., Schudack, M. E., Bosák, P., Enay, R., Feldman-Olszewska, A., Golonka, J., Gutowski, J., Henggreen, G. F. W., Jordan, P., Krobicki, M., Lathuilière, B., Leinfelder, R.R., Michalík, J., Mönnig, E., Noe-Nygaard, N., Pálffy, J., Pint, A., Rasser, M.W., Reisdorf, A.G., Schmid, D.U., Schweigert, G., Surlyk, F., Wetzell, A. & Wong, T.E. (2008): Jurassic. - In: McCann, T. (ed.): The Geology of Central Europe. - Volume 2: Mesozoic and Cenozoic: 823-922, London (The Geological Society).
- Popov, Y.A., Semionov, V.G., Korosteliyov, V.M., Berezin, V.V. (1983): Non-contact evaluation of thermal conductivity of rocks with the aid of a mobile heat source. – Izvestiya, Physics of the Solid Earth, 19: 563-567.
- Popov, Y. A., Berezin, V.V., Semionov, V.G., Korostelev, V.M., (1985): Complex detailed investigations of the thermal properties of rocks on the basis of a moving point source.- Phys. Solid Earth, 21 (1), 64-70.
- Popov, Y. A., Tertychnyi, V., Romushkevich, R., Korobkov, D., Pohl, J. (2003): Interrelations between thermal conductivity and other physical properties of rocks: experimental data.- Pure app. geophys., 160, 1137-1161.
- Powers, R. W. (1962): Arabian Upper Jurassic carbonate reservoir rocks. - In: Ham, W. E.(ed) Classification of carbonate rocks.- AAPG Mem. 1:122–192.
- Prestel, R. (1991): Hydrochemische Untersuchungen im süddeutschen Molassebecken. – In: Bayer. LfW & LGRB [Hrsg.]: Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken.- Schlussbericht zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B (im Auftrag des Bundesministeriums für Forschung und Technologie), 64 S., München, Freiburg
- Pribnow, D. & Sass, J. (1995): Determination of Thermal Conductivity from Deep Boreholes. - J. Geophys. Res., 100: 9981-9994.
- Pribnow, D. (1994): Ein Vergleich von Bestimmungsmethoden der Wärmeleitfähigkeit unter Berücksichtigung von Gesteinsgefügen und Anisotropie.- VDI Fortschrittsberichte Reihe 19, Nr. 75, 111 p., VDI-Verlag.
- Prinz, H. & Strauss, R. (2006): Abriss der Ingenieurgeologie. – 671 S., 4. Aufl., München (Elsevier).
- Reinecker, J., Tingay, M., Müller, B., Heidbach, O. (2010): Present-day stress orientation in the Molasse Basin.- Tectonophysics, 482, 1-4, 129-138.
- Reinhold, C. (1998): Multiple episodes of dolomitization and dolomite recrystallization during shallow burial in Upper Jurassic shelf carbonates: eastern Swabian Alb, southern Germany. - Sedimentary Geology, 121, 71-95.

- Rockel, W., Hoth, P., Seibt, P. (1997): Charakteristik und Aufschluss hydrothermaler Speicher.- *Geowissenschaften*, 15(8): 244–252, Berlin.
- Rogge, S. (2004): Geothermische Stromerzeugung in Deutschland - Ökonomie, Ökologie und Potenziale. - Dissertation, TU Berlin, 114 S.
- Rossmannith, H. P. (Hrsg. 1998): *Mechanics of Jointed and Faulted Rock*. - Balkema, Rotterdam.
- Rühaak, W., Rath, V., Clauser, C. (2010): Detecting thermal anomalies within the Molasse Basin, southern Germany. - *Hydrogeology Journal* 18, 1897–1915, 10.1007/s10040-010-0676-z.
- Rühaak, W., Geiger, S., Guadagnini, A., Homuth, S., Chauhan, S., Bär, K., Sass, I. (2013): Upscaling of Thermo-Physical Properties for Geothermal Exploration. - *Proceedings of Sedimentary Basins 2013*, Jena.
- Rühaak, W., Pei, L., Homuth, S., Bartels, J., Sass, I. (2015, accepted): Thermo-Hydro-Mechanical-Chemical Coupled Modeling of Geothermal Doublet Systems in Limestones.- *Proceedings World Geothermal Congress 2015*, 19-25 April 2015, Melbourne, Australia.
- Saller, A. H. (1984): Petrologic and geochemical constraints on the origin of subsurface dolomite, Enewetak Atoll: an example of dolomitization by normal seawater. - *Geology*, 12: 217–220.
- Sass, J.H., Lachenbruch, A.H., Munroe, R.J., Greene, G.W., and Moses, T.H., Jr. (1971): Heat Flow in the Western United States. - *Journal of Geophysical Research*, v. 76, no. 26, p. 6376-6413.
- Sass, I. & Hoppe, A. (Hrsg.) (2011): Forschungs- und Entwicklungsprojekt 3D-Modell der geothermischen Tiefenpotenziale von Hessen – Abschlussbericht: 218 S., Darmstadt (TU Darmstadt).
- Sass, I. & Götz, A. E. (2012): Geothermal reservoir characterization: a thermofacies concept. *Terra Nova*, 24: 142-147.
- Schädel, K. (1962): Die fossilen Schwammriffe der Schwäbischen Alb. – *Die Natur*, 70 (3–4 + 5–6): 97–102.
- Schneider, J. (1962): Der Jura in Erdölbohrungen des westlichen Molassetroges.- *Hermann-Aldinger-Festschrift*, 163 172. Schweizerbart, Stuttgart.
- Schauer, M. (1998): Dynamische Stratigraphie, Diagenese und Rohstoffpotenzial des Oberjura (Kimmeridge 1-5 der mittleren Schwäbischen Alb.- *Tübinger geowissenschaftliche Arbeiten*, Reihe A, Band 36, Tübingen.
- Scheibe, T., Yabusaki, S. (1998): Scaling of flow and transport behavior in heterogeneous groundwater systems.- *Advances in Water Resources*, 22 (3), 223–238.
- Schellschmidt, R. (1999): Vergleichsmessungen der spezifischen Wärmekapazität an Proben aus dem Schweizer Molassebecken mit einem Dynamischen Wärmestrom-Differenz-Kalorimeter; Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA) Hannover; Archiv-Nr. 119564.
- Schmoker, J. W. (1984): Empirical relation between carbonate porosity and thermal maturity: an approach to regional porosity prediction.- *AAPG Bulletin*, v. 68, p 1697-1703, Tulsa, USA.
- Schmoker, J. W. & Halley, R. B. (1982): Carbonate porosity versus depth; a predictable relation for South Florida. - *AAPG Bulletin*, v. 66/12, p. 2561-2570.
- Schoen, J. H. (1996): *Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics*. - In: *Handbook of Geophysical Explorations*. Section I, Seismic Exploration: V.18. - Redwood Books, Trowbridge.
- Schulz, R. (Hrsg.) (2009): *Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland – Endbericht*. - LIAG-Bericht, Archiv-Nr. 128 452; Hannover.
- Schulz, R., Jung, R., Schellschmidt, R. (2003): Erfolgswahrscheinlichkeit bei einer geothermischen Bohrung für das Geothermische Kraftwerk Unterhaching.– Bericht GGA, Archiv-Nr. 122 822, Hannover (unveröffentlicht).
- Schulz, R., Agemar, T., Alten, A.-J., Kühne, K., Maul, A.-A., Pester, S., Wirth, W. (2007): *Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland*. - *Erdöl Erdgas Kohle* 123, 2: 76-81; Hamburg.

- Schulz, R. (Hrsg.), Thomas, R., Dussel, M., Lüschen, E., Wenderoth, F., Fritzer, T., Birner, J., Schneider, M., Wolfgramm, M., Bartels, J., Hiber, B., Megies, T., Wassermann, J. (2012): Geothermische Charakterisierung von karstig-klüftigen Aquiferen im Großraum München. - Final report, Förderkennzeichen 0325013A, Hannover (LIAG).
- Schwalb, B. (2012): Thermofazielle und petrophysikalische Untersuchung der Bohrung Solnhofen-Maxberg und weiterer Aufschlussproben der fränkischen und Schwäbischen Alb.- 58 S., 31. Abb., 5. Tab., 1 Anl., unveröffentlichte Bachelorarbeit, TU Darmstadt.
- Schwalb, B. (2014): Bestimmung geothermischer Kennwerte an Cuttings und Auswertung der bohrtechnischen Daten der Tiefbohrung Geretsried. - 93 S., 37 Abb., 7 Tab., 4 Anl., unveröffentlichte Master Thesis, TU Darmstadt.
- Schweigert, G. & Franz, M. (2004): Die Mergelstetten-Formation, eine neue Gesteinseinheit im Oberjura der östlichen bis mittleren Schwäbischen Alb. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 86, 325-335, Stuttgart.
- Sclater, J. G. & Christie, P. A. F. (1980): Continental stretching: an explanation of the post-Mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin, J. Geophys. Res., 85, B7, 3711-3739.
- Selley, R. C. (2000): Applied sedimentology. - Academic Press, San Diego, 523 p., ISBN 012 6363757.
- Selg, M. & Wagenplast, P. (1990): Beckenarchitektur im süddeutschen Weißen Jura und die Bildung der Schwammriffe. - Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg 32, 171-206, Freiburg.
- Slatt, R. M. (2006): Stratigraphic reservoir characterization for petroleum geologists, geophysicists, and engineers. - Elsevier Publ. Co., 492 p.
- Somerton, W. H. (1992): Thermal properties and temperature-related behavior of rock-fluid systems. - Developments in Petroleum Science 37. VIII: 257 S.
- Stauffer, D. & Aharony, A. (1992): Introduction to Percolation Theory. - Taylor & Francis, London.
- Stegner, J. Freise, M. Homuth, S. Mikisek, P. Pei, L. Rühaak, W. Sass, I. Tazl, M. Wille, T. (2012): Hochtemperatur Felstriaxial- und Permeabilitätsprüfanlage für aggressive Fluide. In: Rudolf Liedl (Hg.): Grundwasserschutz und Grundwassernutzung. Modelle, Analysen und Anwendungen; Kurzfassungen der Vorträge und Poster. Tagung der Fachsektion Hydrogeologie in der DGG (FH-DGG). Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften (Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 78).
- Stier, P. & Prestel, R. (1991): Der Malmkarst im süddeutschen Molassebecken – Ein hydrogeologischer Überblick. – In: Bayer. LfW & LGRB [Hrsg.]: Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken. – Schlussbericht zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B (im Auftrag des Bundesministeriums für Forschung und Technologie), 12 S., München, Freiburg.
- StMWIVT (Bayerisches Staatsministerium für Wirtschaft, Infrastruktur, Verkehr und Technologie) [eds.] (2010): Bayerischer Geothermieatlas – Hydrothermale Energiegewinnung.- (StMWIVT), 93 S, München.
- Stober, I. (1991): Geohydraulische Untersuchungsergebnisse. – In: Bayer. LfW & LGRB [Hrsg.]: Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken. – Schlussbericht zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B (im Auftrag des Bundesministeriums für Forschung und Technologie), 18 S., München, Freiburg.
- Stober, I. & Villinger, E. (1997): Hydraulisches Potential und Durchlässigkeit des höheren Oberjuras und des Oberen Muschelkalks unter dem Baden-Württembergischen Molassebecken. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 37: 7-24.
- Stober, I. & Bucher, K. (2007): Hydraulic properties of the crystalline basement. – Hydrogeology Journal, 15: 213–224.
- Stober, I. & Bucher, K. (2012): Geothermie. - Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 269 S., ISBN:978-3-642-24330.
- Stober, I. & Bucher, K. (2014): Geothermie. – 2. Auflage, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 306 S., ISBN: 978-3-642-41762-7.

- Stober, I. & Jodocy, M. (2009): Eigenschaften geothermischer Nutzhorizonte im baden-württembergischen und französischen Teil des Oberrheingrabens. – Grundwasser, 14: 127–137. DOI 10.1007/s00767-009-0103-3.
- Stober, I. & Jodocy, M. (2011): Geothermische Nutzhorizonte im westlichen Teil des Süddeutschen Molassebeckens. - Z. geol. Wiss., Berlin, 39, 3/4: 161- 172.
- Stober, I., Jodocy, M., Hintersberger, B. (2013): Gegenüberstellung von Durchlässigkeiten aus verschiedenen Verfahren im tief liegenden Oberjura des südwestdeutschen Molassebeckens. - Z. Dt. Ges. Geowiss. (German J. Geosci.), 164 (4), p. 663–679.
- Strayle, G., Villinger, E., Werner, J. (1983): Erfahrungen bei Geothermiebohrungen in Oberschwaben. - SIA-Dokumentation, 59, Geothermie, S. 95 - 103; Zürich (Schweiz. Ing.- u. Arch.-Ver.).
- Strayle, G., Stober, I., Scholz, W. (1994): Ergiebigkeitsuntersuchungen in Festgesteinsaquiferen. - Informationen des LGRB 6/94, Freiburg i. Br.
- Tester, J.W., Anderson, B.J., Batchelor, A.S., Blackwell, D.D., DiPippo, R., Drake, E.M., Garnish, J., Livesay, B., Moore, M.C., Nichols, K., Petty, S., Toksöz, M.N., Veatch, R.W., Baria, R., Augustine, C., Murphy, E., Negru, P., Richards, M. (2006): The Future of Geothermal Energy. - Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.
- Theis, C. V. (1935): The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. - Trans. Am. Geoph. Union 16.
- Thiem, G. (1906): Hydrologische Methoden. - Gebhardt, Leipzig.
- Tikhomirov, V. M. (1968): The thermal conductivity of rocks and its relationship to density, moisture content, and temperature (Russian text): Neftianoe Khoziaistvo, V. 46, p. 36-40.
- Tukey, J. W. (1977): Exploratory data analysis. - Addison-Wesley, ISBN 0-201-07616-0.
- Tröger, W.E. (1982) Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. 5. Auflage. Schweizerbart, Stuttgart.
- Udluft, P. (1975): Das tiefere Grundwasser zwischen Vindelizischem Rücken und Alpenrand. - Geol. Jb., C 11: 3 - 29, Hannover.
- Udluft, P. & Eichelsdorfer, D. (1977): Vorkommen und Nutzung der Thermalwasser im Rottaler Baderdreieck Bad Füssing, Birnbach und Griesbach (Niederbayern). - Heilbad und Kurort, 29, Gütersloh.
- Verband Beratender Ingenieure VBI (2013): VBI-Leitfaden Tiefe Geothermie. - Schriftenreihe der VBI, Band 21: 108 S.
- VDI-Richtlinie 4640: Blatt 1 – Thermische Nutzung des Untergrundes – Grundlagen, Genehmigungen, Umweltaspekte. - Dezember 2000, 32 S.; Berlin.
- Villinger, E. (1972): Seichter Karst und Tiefer Karst in der Schwäbischen Alb. - Geol. Jb., C 2: 153 - 188, 9 Abb., Hannover.
- Villinger, E. (1977): Ober Potentialverteilung und Strömungssysteme im Karstwasser der Schwäbischen Alb (Oberer Jura, SW-Deutschland). - Geol. Jb., C 18: 3 - 93; Hannover.
- Villinger, E. (1986): Untersuchungen zur Flußgeschichte von Aare-Donau-Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karsts in Südwestdeutschland. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., 28: 295 - 362, Freiburg i. Br.
- Villinger, E. (1988): Bemerkungen zur Verkarstung des Malms unter dem westlichen süddeutschen Molassebecken. - Bull. Ver. schweiz. Petroleum Geol. u. Ing., Vol. 54, Nr. 127.
- Villinger, E. & Fleck, W. (1995): Symbolschlüssel Geologie (Teil 1) und Bodenkunde Baden-Württemberg. – Informationen Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, 5: 1–69; Freiburg.
- Von Herzen, R. & Maxwell, E.A. (1959): The Measurement of Thermal Conductivity of Deep Sea Sediments by a Needle Probe Method, Journal of Geophysical Research, 64, 1557-1563.

- Vosteen, H. D. & Schellschmidt, R. (2003): Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock. - *Physics and Chemistry of the Earth*, 28/9-11, 499-509.
- Wagner, B., Kus, G., Kainzmaier, B., Spörlein, T., Wilferth, T., Veit, W., Fritsch, P., Wrobel, M., Lindenthal, W., Neumann, J., Sprenger, W. (2009): Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte von Bayern 1:500.000. - Bayer. LfU, Augsburg.
- Ward, W. C. & Halley, R. B. (1985): Dolomitization in a mixing zone of near-seawater composition, Late Pleistocene, Northeastern Yucatan Peninsula. - *J. of Sedimentary Petrology*, 55, 5:407–420.
- Wasserman, L. (2005): All of Nonparametric Statistics. - Springer, S. 127.
- Welte, D.H., Horsfield, B., Baker, D.R. (eds.) (1997): Petroleum and basin evolution: Insights from petroleum geochemistry, geology and basin modeling. - Springer Verlag, Berlin, 535 S.
- Werner, J. (1978): Die Thermalwasserbohrung Saugau (Württemberg). - *Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, 8, S. 129 - 164; Freiburg i. Br.
- Werner, J. (1987): Das Forschungsvorhaben "Hydrogeothermische Energienutzung und Grundwasserhaushalt des Malmkarsts im süddeutschen Molassebecken - Ziele und Zwischenergebnisse.- *Z. dt. geol. Ges.*, 138: 399 - 409, Hannover.
- Werner, J., Strayle, G., Villinger, E. (1982): The Large-Scale Projekt in Oberschwaben. - Swabian Alb for the Utilization of Geothermal Energy. - In: *The Urach Geothermal Project*. - S. 367 - 380; Stuttgart (Schweizerbart).
- Welsch, B. (2011): Geothermische Untersuchungen an ausgewählten Standorten der Schwäbischen Alb., 97 S., 55 Abb., 18 Tab., 1 CD-ROM, unveröff. Studienarbeit; TU Darmstadt.
- Whitaker, F. F., Smart, P. L., Jones, D. G. (2004): Dolomitization: from conceptual to numerical models.- In Braithwaite, C. J. R., Rizzi, G., Darke, G. (eds): *The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs*. - London, Geological Society, Special Publications, 235, pp 99–139.
- Williams, C.F., Galanis, P.S., Grubb, A.D., Moses, T.H. (1995): The Thermal Regime of Santa Maria Province (California). - In: Keller, M.A. [ed.]: *U.S. Geological Survey Bulletin - Evolution of Sedimentary Basins/onshore Oil and Gas Investigations, Santa Maria Province, USA*.
- Wolfgramm, M., Dussel, M., Koch, R., Lüschen, E., Schulz, R., Thomas, R. (2011): Identifikation und Charakterisierung der Zuflusszonen im Malm des Molassebeckens nach petrographisch-faziellen und geophysikalischen Daten. - *Der Geothermiekongress 2011, Bochum*.
- Wolfgramm, M., Dussel, M., Lüschen, E., Schulz, R., Thomas, R., Koch, R. (2012): Zuflusszonen im Malm – Untersuchungen des geothermischen Hauptgrundwasserleiters im süddeutschen Molassebecken.- *bbr Sonderheft Geothermie 2012*, wvgw Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn.
- Wolfgramm et al. (GTN, geomecon, TUM, Moeck) (2014): Parametrisierung von Fazies, Diagenese, Struktur-Spannungsfeld sowie Optimierung der Testabläufe im Malm als Verfahren zur Verringerung des Erfolgsrisikos. - 3. Projekttreffen Wissenstransfer im Süddeutschen Molassebecken, München.
- Wrobel, J.-P., Fritzer, T., Mikulla, C., Schuldes, D., Suckow, A. (2002): Forschungsbohrung Altdorf bei Landshut/Niederbayern – Erkundung einer geothermischen Anomalie im Bereich des Landshut-Neuöttinger-Hochs. - *Grundwasser*, 7 (1): 14–24, Heidelberg.
- Zahoransky, R. A. (2002): *Energietechnik*.- vieweg, 444 S, Braunschweig/Wiesbaden.
- Zötl, J. G. (1974): *Karsthydrogeologie*. Springer-Verlag, Wien, New York.
- Zoth, G. & Hänel, R. (1988): Thermal conductivity. - In: Hänel, R., Rybach, L., Stegena, L. (eds) *Handbook of Terrestrial Heat Flow Density Determination*.- Kluwer Academic Publishers, pp. 449–453.

13. Anhang

13.1 Geothermischer Katalog

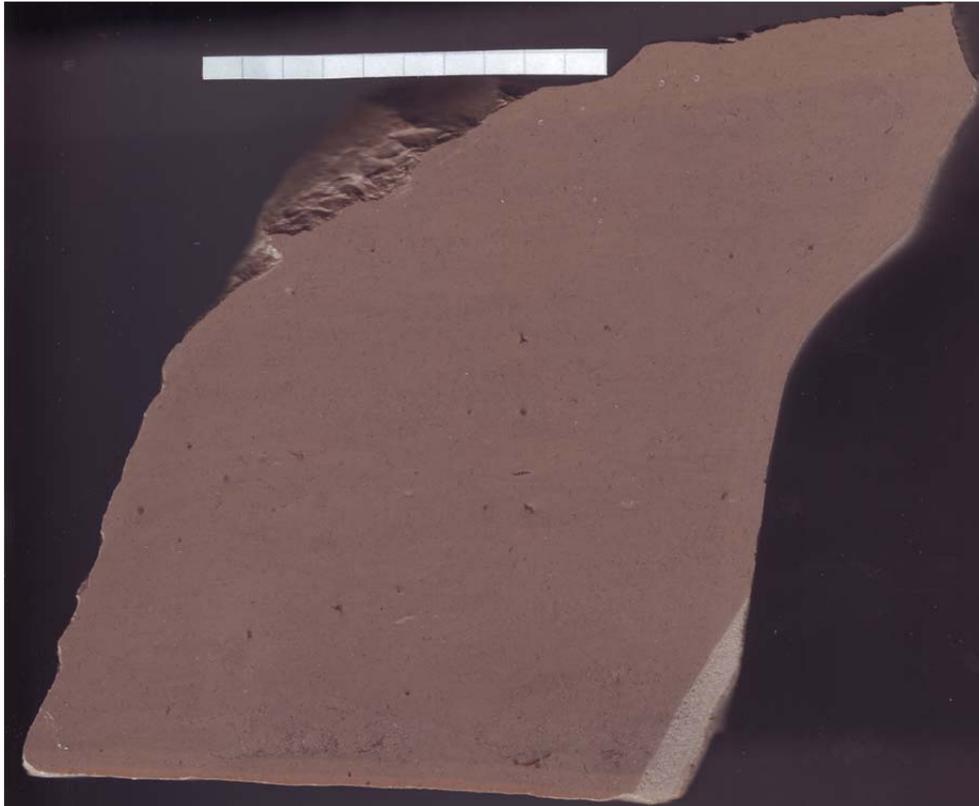
13.1.1 Mergel, Kalkmergel

Dunham: Mudstone bis Wackestone

Farbe: Hell- bis dunkelgrau, beigebraun bis braungrau

Fazies: Niederenergetische Beckenfazies

Gesteinsanschliff: Faziesbeispiel stammt aus Vohenbronnen, Malm ζ2, Maßstab 10 cm



Thermo- und petrophysikalische Eigenschaften	Mittelwert	Wertebereich
Wärmeleitfähigkeit	1,90 W/(m·K)	1,35 – 3,28 W/(m·K)
Temperaturleitfähigkeit	$0,99 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$	$0,67 - 2,45 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
Spezifische Wärmekapazität	756,44 J/(kg·K)	519,69 – 1025,22 J/(kg·K)
Dichte	2,63 g/cm ³	2,14 – 2,80 g/cm ³
Porosität	5,47 %	0,11 – 6,22 %
Permeabilität log	-16,14 m ²	-17,97 – -13,76 m ²
Einaxiale Druckfestigkeit	170,41 MN/m ²	112,63 – 236,88 MN/m ²

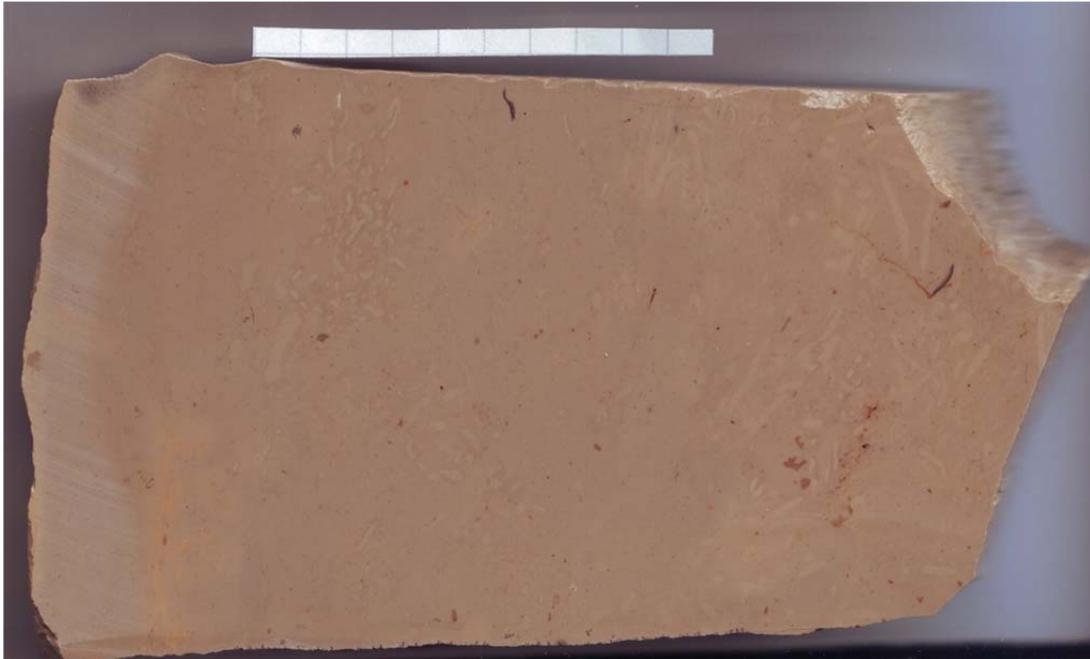
13.1.2 Kalkstein, Bankkalk

Dunham: Mudstone bis Wackestone

Farbe: Hellgrau bis hellbeige

Fazies: Niederenergetische Beckenfazies

Gesteinsanschliff: Faziesbeispiel stammt vom Plettenberg, Malm β , Maßstab 10 cm



Thermo- und petrophysikalische Eigenschaften	Mittelwert	Wertebereich
Wärmeleitfähigkeit	2,17 W/(m·K)	1,56 – 3,83 W/(m·K)
Temperaturleitfähigkeit	$1,11 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$	$0,66 – 1,87 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
Spezifische Wärmekapazität	774,59 J/(kg·K)	598,48 – 1044,66 J/(kg·K)
Thermischer Expansionskoeffizient	-	$2,8 – 3,1 \cdot 10^{-6} \text{ 1/}^\circ\text{C}$
Dichte	2,68 g/cm ³	2,41 – 2,82 g/cm ³
Porosität	5,04 %	0,17 – 17,84 %
Permeabilität log	-16,30 m ²	-20,82 – -13,21 m ²
Einaxiale Druckfestigkeit	183,77 MN/m ²	66,21 – 310,00 MN/m ²

13.1.3 Partikelkalk

Dunham: Grainstone, Packstone

Farbe: Hellgrau, hellbeige bis weiß

Fazies: Flache Zwischenrifffazies, Schüttungsfächer, Rinnenfüllungen

Gesteinsanschliff: Faziesbeispiel stammt aus Gerhausen, Malm ε, Maßstab 10 cm



Thermo- und petrophysikalische Eigenschaften	Mittelwert	Wertebereich
Wärmeleitfähigkeit	2,10 W/(m·K)	1,72 – 2,46 W/(m·K)
Temperaturleitfähigkeit	$1,24 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$	$1,00 - 1,68 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
Spezifische Wärmekapazität	705,22 J/(kg·K)	584,55 – 874,62 J/(kg·K)
Dichte	2,66 g/cm ³	2,63 – 2,70 g/cm ³
Porosität	9,75 %	0,31 – 12,63 %
Permeabilität log	-15,58 m ²	-19,02 – -14,61 m ²
Einaxiale Druckfestigkeit	70,18 MN/m ²	50,92 – 98,67 MN/m ²

13.1.4 Massenkalk

Dunham: Rudstones, Floatstones

Farbe: Hellgrau, beigebraun bis hellbeige

Fazies: Rifffazies, Biohermfazies

Gesteinsanschliff: Faziesbeispiel stammt aus Hülen, Malm 03, Maßstab 10 cm



Thermo- und petrophysikalische Eigenschaften	Mittelwert	Wertebereich
Wärmeleitfähigkeit	2,41 W/(m·K)	1,72 – 2,94 W/(m·K)
Temperaturleitfähigkeit	$1,28 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$	$0,89 – 1,68 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
Spezifische Wärmekapazität	733,20 J/(kg·K)	571,74 – 934,99 J/(kg·K)
Thermischer Expansionskoeffizient	$2,0 \cdot 10^{-6} \text{ 1/}^\circ\text{C}$	-
Dichte	2,69 g/cm ³	2,49 – 2,83 g/cm ³
Porosität	3,43 %	0,01 – 7,53 %
Permeabilität log	-16,66 m ²	-18,81 – -14,08 m ²
Einaxiale Druckfestigkeit	154,20 MN/m ²	99,05 – 276,53 MN/m ²

13.1.5 Dolomit

Dunham: Dolostones

Farbe: Sehr unterschiedlich, verschiedene Beige-, Brau- und Rosatöne

Fazies: Rifffazies, Biohermfazies, untergeordnet Beckenfazies

Gesteinsanschliff: Faziesbeispiel stammt aus Vohenbronnen, Malm ϵ , Maßstab 10 cm



Thermo- und petrophysikalische Eigenschaften	Mittelwert	Wertebereich
Wärmeleitfähigkeit	2,55 W/(m·K)	1,13 – 4,87 W/(m·K)
Temperaturleitfähigkeit	$1,28 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$	$0,94 – 1,97 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
Spezifische Wärmekapazität	778,21 J/(kg·K)	551,12 – 1166,36 J/(kg·K)
Thermischer Expansionskoeffizient	$6,7 \cdot 10^{-6} \text{ 1/}^\circ\text{C}$	-
Dichte	2,74 g/cm ³	2,52 – 2,83 g/cm ³
Porosität	3,70 %	0,01 – 15,12 %
LOG Permeabilität	-16,29 m ²	-18,28 – -13,54 m ²
Einaxiale Druckfestigkeit	140,16 MN/m ²	129,86 – 161,86 MN/m ²

13.2 Statistik

13.2.1 Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]

Gestein:

Gestein		Fälle					
		Gültig		Fehlend		Gesamt	
		N	Prozent	N	Prozent	N	Prozent
WLFWert	Bankkalk	314	74,8%	106	25,2%	420	100,0%
	Dolomit	106	93,0%	8	7,0%	114	100,0%
	Massenkalk	233	78,2%	65	21,8%	298	100,0%
	Mergelkalk	164	68,6%	75	31,4%	239	100,0%
	Partikelkalk	79	94,0%	5	6,0%	84	100,0%

Gestein			Perzentile						
			5	10	25	50	75	90	95
Gewichtetes Mittel (Definition 1)	WLFWert	Bankkalk	1,78775	1,83150	1,99975	2,11800	2,29650	2,51100	2,63525
		Dolomit	2,01030	2,14030	2,36975	2,50300	2,61250	2,98110	3,23185
		Mergelkalk	1,44200	1,58900	1,77300	1,88500	1,99625	2,30200	2,39125
		Partikelkalk	1,84200	1,90700	1,97200	2,07900	2,24700	2,35400	2,41200
		Massenkalk	1,84720	1,87840	2,18850	2,48100	2,63100	2,79260	2,87210
Tukey-Angelpunkte	WLFWert	Bankkalk			2,00000	2,11800	2,29600		
		Dolomit			2,37000	2,50300	2,61100		
		Mergelkalk			1,77300	1,88500	1,99250		
		Partikelkalk			1,97200	2,07900	2,24600		
		Massenkalk			2,19100	2,48100	2,62600		

Stratigraphie:

Stratigraphische Einheit		Fälle					
		Gültig		Fehlend		Gesamt	
		N	Prozent	N	Prozent	N	Prozent
Malm alpha		102	70,3%	43	29,7%	145	100,0%
Malm beta		125	68,7%	57	31,3%	182	100,0%
Malm delta		170	73,6%	61	26,4%	231	100,0%
Malm epsilon		84	100,0%	0	0,0%	84	100,0%
Malm gamma		58	51,3%	55	48,7%	113	100,0%
Malm zeta		323	80,8%	77	19,2%	400	100,0%

Stratigraphische Einheit			Perzentile						
			5	10	25	50	75	90	95
Gewichtetes Mittel (Definition 1)	WLF	Malm alpha	1,44200	1,45700	1,81500	1,90300	2,01400	2,16790	2,22260
		Malm beta	1,94420	1,95720	2,00400	2,10000	2,22750	2,43060	2,51050
		Malm delta	1,81955	1,87600	2,25325	2,48300	2,59350	2,75580	2,87615
		Malm epsilon	1,68125	1,85100	2,05950	2,27450	2,65825	2,75900	2,81775
		Malm gamma	1,84810	1,91130	2,05150	2,27500	2,44150	2,96940	3,08065
		Malm zeta	1,73800	1,78440	1,89700	2,24000	2,47700	2,64760	2,93840
Tukey-Angelpunkte	WLF	Malm alpha			1,81500	1,90300	2,01400		
		Malm beta			2,00600	2,10000	2,21900		
		Malm delta			2,25600	2,48300	2,59200		
		Malm epsilon			2,06400	2,27450	2,65450		
		Malm gamma			2,05400	2,27500	2,44100		
		Malm zeta			1,90150	2,24000	2,47700		

Gestein			Statistik		
WLFWert	Bankkalk	Mittelwert	2,16635		
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	2,13380	
			Obergrenze	2,19891	
		5% getrimmtes Mittel	2,14555		
		Median	2,11800		
		Varianz	,086		
		Standardabweichung	,293173		
		Minimum	1,559		
		Maximum	3,830		
		Spannweite	2,271		
		Interquartilbereich	,297		
		Schiefe	1,643		
		Kurtosis	5,887		
		Dolomit		Mittelwert	2,54939
				95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze
Obergrenze	2,64201				
5% getrimmtes Mittel	2,51832				
Median	2,50300				
Varianz	,231				
Standardabweichung	,480926				
Minimum	1,134				
Maximum	4,870				
Spannweite	3,736				
Interquartilbereich	,243				
Schiefe	1,897				
Kurtosis	9,295				
Massenkalk				Mittelwert	2,41089
				95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze
		Obergrenze	2,45183		
		5% getrimmtes Mittel	2,41648		
		Median	2,48100		
		Varianz	,101		
		Standardabweichung	,317161		
		Minimum	1,720		
		Maximum	2,943		
		Spannweite	1,223		
		Interquartilbereich	,443		
		Schiefe	-,494		
		Kurtosis	-,723		
		Mergelkalk		Mittelwert	1,90314
				95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze
Obergrenze	1,94807				
5% getrimmtes Mittel	1,88731				
Median	1,88500				
Varianz	,085				
Standardabweichung	,291417				
Minimum	1,351				
Maximum	3,281				
Spannweite	1,930				
Interquartilbereich	,223				
Schiefe	1,344				
Kurtosis	4,633				
Partikelkalk				Mittelwert	2,10632
				95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze
		Obergrenze	2,14491		
		5% getrimmtes Mittel	2,10592		
		Median	2,07900		
		Varianz	,030		
		Standardabweichung	,172298		
		Minimum	1,724		
		Maximum	2,455		
		Spannweite	,731		
		Interquartilbereich	,275		
		Schiefe	,178		
		Kurtosis	-,778		

Stratigraphische Einheit			Statistik		
WLF	Malm alpha	Mittelwert	1,88169		
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	1,83352	
			Obergrenze	1,92985	
		5% getrimmtes Mittel	1,88119		
		Median	1,90300		
		Varianz	,060		
		Standardabweichung	,245222		
		Minimum	1,351		
		Maximum	2,639		
		Spannweite	1,288		
		Interquartilbereich	,199		
		Schiefe	-,126		
		Kurtosis	,805		
		Malm beta	Malm beta	Mittelwert	2,13740
				95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze
Obergrenze	2,16923				
5% getrimmtes Mittel	2,12757				
Median	2,10000				
Varianz	,032				
Standardabweichung	,179819				
Minimum	1,741				
Maximum	2,692				
Spannweite	,951				
Interquartilbereich	,224				
Schiefe	,897				
Kurtosis	,362				
Malm delta	Malm delta			Mittelwert	2,41139
				95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze
		Obergrenze	2,46773		
		5% getrimmtes Mittel	2,41450		
		Median	2,48300		
		Varianz	,138		
		Standardabweichung	,372154		
		Minimum	1,134		
		Maximum	4,733		
		Spannweite	3,599		
		Interquartilbereich	,340		
		Schiefe	,713		
		Kurtosis	8,791		
		Malm epsilon	Malm epsilon	Mittelwert	2,32095
				95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze
Obergrenze	2,40209				
5% getrimmtes Mittel	2,32562				
Median	2,27450				
Varianz	,140				
Standardabweichung	,373902				
Minimum	1,381				
Maximum	3,281				
Spannweite	1,900				
Interquartilbereich	,599				
Schiefe	-,093				
Kurtosis	-,186				
Malm gamma	Malm gamma			Mittelwert	2,33545
				95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze
		Obergrenze	2,43263		
		5% getrimmtes Mittel	2,31667		
		Median	2,27500		
		Varianz	,137		
		Standardabweichung	,369610		
		Minimum	1,804		
		Maximum	3,235		
		Spannweite	1,431		
		Interquartilbereich	,390		
		Schiefe	,875		
		Kurtosis	-,006		
		Malm zeta	Malm zeta	Mittelwert	2,23457
				95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze
Obergrenze	2,27951				
5% getrimmtes Mittel	2,20361				
Median	2,24000				
Varianz	,168				
Standardabweichung	,410471				
Minimum	1,559				
Maximum	4,870				
Spannweite	3,311				
Interquartilbereich	,580				
Schiefe	1,581				
Kurtosis	6,214				

13.2.2 Temperaturleitfähigkeit [$10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$]

Gestein:

Gestein		Fälle					
		Gültig		Fehlend		Gesamt	
		N	Prozent	N	Prozent	N	Prozent
Temperaturleitfähigkeit	Bankkalk	265	100,0%	0	0,0%	265	100,0%
	Dolomit	98	100,0%	0	0,0%	98	100,0%
	Massenkalk	218	100,0%	0	0,0%	218	100,0%
	Mergelkalk	141	100,0%	0	0,0%	141	100,0%
	Partikelkalk	78	100,0%	0	0,0%	78	100,0%

Gestein			Perzentile						
			5	10	25	50	75	90	95
Gewichtetes Mittel (Definition 1)	Temperaturleitfähigkeit	Bankkalk	,9254000	,9506000	1,0040000	1,0690000	1,2030000	1,2950000	1,3130000
		Dolomit	1,0438000	1,1025000	1,1877500	1,2830000	1,3382500	1,4297000	1,5300000
		Massenkalk	,9558500	1,0200000	1,1495000	1,3000000	1,4025000	1,5057000	1,5550500
		Mergelkalk	,8190000	,8210000	,9130000	,9710000	1,0465000	1,2160000	1,2410000
		Partikelkalk	1,0558000	1,0795000	1,1207500	1,1680000	1,3940000	1,4939000	1,5419500
Tukey-Angelpunkte	Temperaturleitfähigkeit	Bankkalk			1,0050000	1,0690000	1,2030000		
		Dolomit			1,1880000	1,2830000	1,3380000		
		Massenkalk			1,1500000	1,3000000	1,4020000		
		Mergelkalk			,9130000	,9710000	1,0440000		
		Partikelkalk			1,1220000	1,1680000	1,3940000		

Gestein		Statistik			
Temperaturleitfähigkeit	Bankkalk	Mittelwert	1,1053973		
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze 1,0871721 Obergrenze 1,1236225		
		5% getrimmtes Mittel	1,0984149		
		Median	1,0690000		
		Varianz	,023		
		Standardabweichung	,15067847		
		Minimum	,65900		
		Maximum	1,87000		
		Spannweite	1,21100		
		Interquartilbereich	,19900		
		Schiefe	1,144		
		Kurtosis	3,599		
		Dolomit		Mittelwert	1,2794184
				95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze 1,2495631 Obergrenze 1,3092736
				5% getrimmtes Mittel	1,2709683
Median	1,2830000				
Varianz	,022				
Standardabweichung	,14891345				
Minimum	,94000				
Maximum	1,97000				
Spannweite	1,03000				
Interquartilbereich	,15050				
Schiefe	1,300				
Kurtosis	4,865				
Massenkalk				Mittelwert	1,2792006
				95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze 1,2547664 Obergrenze 1,3036348
				5% getrimmtes Mittel	1,2796215
		Median	1,3000000		
		Varianz	,034		
		Standardabweichung	,18304141		
		Minimum	,88500		
		Maximum	1,68400		
		Spannweite	,79900		
		Interquartilbereich	,25300		
		Schiefe	-,120		
		Kurtosis	-,602		
		Mergelkalk		Mittelwert	,9999624
				95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze ,9694974 Obergrenze 1,0304274
				5% getrimmtes Mittel	,9851907
Median	,9710000				
Varianz	,033				
Standardabweichung	,18297533				
Minimum	,67100				
Maximum	2,45400				
Spannweite	1,78300				
Interquartilbereich	,13350				
Schiefe	3,959				
Kurtosis	28,345				
Partikelkalk				Mittelwert	1,2443333
				95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze 1,2069602 Obergrenze 1,2817065
				5% getrimmtes Mittel	1,2364772
		Median	1,1680000		
		Varianz	,027		
		Standardabweichung	,16576017		
		Minimum	1,00600		
		Maximum	1,67500		
		Spannweite	,66900		
		Interquartilbereich	,27325		
		Schiefe	,734		
		Kurtosis	-,698		

13.2.3 Spezifische Wärmekapazität [J/(kg·K)]

Gestein:

Gesteinsklasse		Fälle					
		Gültig		Fehlend		Gesamt	
		N	Prozent	N	Prozent	N	Prozent
spezifische Wärmekapazität [J/(kgK)]	Bankkalk	276	100,0%	0	0,0%	276	100,0%
	Dolomit	94	100,0%	0	0,0%	94	100,0%
	Massenkalk	224	100,0%	0	0,0%	224	100,0%
	Mergelkalk	134	100,0%	0	0,0%	134	100,0%
	Partikelkalk	68	100,0%	0	0,0%	68	100,0%

Gesteinsklasse		Perzentile							
		5	10	25	50	75	90	95	
Gewichtetes Mittel (Definition 1)	spezifische Wärmekapazität [J/(kgK)]	Bankkalk	663,2299993	689,6759508	731,4786173	776,9990877	813,5383690	851,9753392	885,3837162
		Dolomit	682,9397038	706,6317624	734,1845208	764,4628666	809,4417918	865,3191307	923,0691771
		Massenkalk	635,6056207	655,9678871	691,3480356	734,3363839	762,1359812	807,9188003	850,6043791
		Mergelkalk	661,6139112	678,7908433	706,7971297	767,9888254	798,4790404	823,3190203	855,2251164
		Partikelkalk	599,5651575	607,3337737	639,7476548	711,9169333	754,9749013	785,2482334	836,6880849
Tukey-Angelpunkte	spezifische Wärmekapazität [J/(kgK)]	Bankkalk			731,5712608	776,9990877	813,2976896		
		Dolomit			734,3044689	764,4628666	808,7251916		
		Massenkalk			691,8078859	734,3363839	762,1359812		
		Mergelkalk			706,7971297	767,9888254	798,4790404		
		Partikelkalk			641,3690538	711,9169333	754,6961414		

Stratigraphie:

Stratigraphische Einheit		Fälle					
		Gültig		Fehlend		Gesamt	
		N	Prozent	N	Prozent	N	Prozent
spezifische Wärmekapazität [J/(kgK)]	Malm alpha	103	100,0%	0	0,0%	103	100,0%
	Malm beta	121	100,0%	0	0,0%	121	100,0%
	Malm delta	158	100,0%	0	0,0%	158	100,0%
	Malm epsilon	72	100,0%	0	0,0%	72	100,0%
	Malm gamma	51	100,0%	0	0,0%	51	100,0%
	Malm zeta	291	100,0%	0	0,0%	291	100,0%

Stratigraphische Einheit		Perzentile							
		5	10	25	50	75	90	95	
Gewichtetes Mittel (Definition 1)	spezifische Wärmekapazität [J/(kgK)]	Malm alpa	661,7093298	669,4746111	706,7971297	739,5994584	778,1676572	816,1610618	849,1849246
		Malm beta	648,4000666	666,8334771	717,4609218	786,3602566	811,9334933	835,4567577	850,8805272
		Malm delta	631,3985409	646,4767150	686,4916827	735,0585851	771,2531434	837,9835623	863,4741701
		Malm epsilon	594,1933921	606,9953947	638,7518168	683,6731507	719,5440030	789,0151208	829,2962231
		Malm gamma	651,4529597	699,8712331	732,1915953	804,4226714	855,7286405	888,2969999	922,4749178
		Malm zeta	688,7011631	707,3847794	737,3053045	767,9888254	798,2222670	845,2808102	879,7341999
Tukey-Angelpunkte	spezifische Wärmekapazität [J/(kgK)]	Malm alpa			706,7971297	739,5994584	778,1676572		
		Malm beta			717,5995781	786,3602566	811,9175274		
		Malm delta			686,4916827	735,0585851	770,4986615		
		Malm epsilon			639,3773778	683,6731507	718,2297237		
		Malm gamma			735,3784408	804,4226714	853,8721265		
		Malm zeta			737,8068368	767,9888254	798,1580030		

Gesteinsklasse		Statistik		
spezifische Wärmekapazität [J/(kgK)]	Bankkalk	Mittelwert	774,5868139	
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze Obergrenze	766,0008658 783,1727620
		5% getrimmtes Mittel	773,9503347	
		Median	776,9990877	
		Varianz	5249,988	
		Standardabweichung	72,45680322	
		Minimum	371,4787950	
		Maximum	1044,661683	
		Spannweite	673,1828879	
		Interquartilbereich	82,05975164	
		Schiefe	-,189	
		Kurtosis	4,215	
		Dolomit	Mittelwert	778,2106227
			95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze Obergrenze
	5% getrimmtes Mittel		775,3596332	
	Median		764,4628666	
	Varianz		6203,862	
	Standardabweichung		78,76459795	
	Minimum		551,1224715	
	Maximum		1166,363700	
Spannweite	615,2412280			
Interquartilbereich	75,25727100			
Schiefe	1,279			
Kurtosis	6,139			
Massenkalk	Mittelwert		733,2000880	
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts		Untergrenze Obergrenze	725,1016609 741,2985150
	5% getrimmtes Mittel	731,4971783		
	Median	734,3363839		
	Varianz	3782,914		
	Standardabweichung	61,50539494		
	Minimum	571,7363982		
	Maximum	934,9863412		
	Spannweite	363,2499431		
	Interquartilbereich	70,78794554		
	Schiefe	,382		
	Kurtosis	,351		
	Mergelkalk	Mittelwert	756,4423101	
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze Obergrenze	745,1940921 767,6905280
5% getrimmtes Mittel		755,4562122		
Median		767,9888254		
Varianz		4333,479		
Standardabweichung		65,82916405		
Minimum		519,6878046		
Maximum		1025,216387		
Spannweite		505,5285824		
Interquartilbereich		91,68191077		
Schiefe		,160		
Kurtosis		2,073		
Partikelkalk		Mittelwert	705,2249324	
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze Obergrenze	688,2152577 722,2346072
	5% getrimmtes Mittel	703,0136630		
	Median	711,9169333		
	Varianz	4938,286		
	Standardabweichung	70,27293794		
	Minimum	584,5495927		
	Maximum	874,6241946		
	Spannweite	290,0746019		
	Interquartilbereich	115,2272465		
	Schiefe	,207		
	Kurtosis	-,503		

Stratigraphische Einheit			Statistik
spezifische Wärmekapazität [J/(kgK)]	Malm alpa	Mittelwert	744,5962779
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	733,8272678
		Untergrenze	755,3652881
		Obergrenze	742,0202464
		5% getrimmtes Mittel	739,5994584
		Median	3036,173
		Varianz	55,10147601
		Standardabweichung	629,4722038
		Minimum	931,2276172
		Maximum	301,7554134
		Spannweite	71,37052758
		Interquartilbereich	,621
		Schiefe	,634
	Kurtosis		
	Malm beta	Mittelwert	764,1585370
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	752,7886081
		Untergrenze	775,5284658
		Obergrenze	765,5440193
		5% getrimmtes Mittel	786,3602566
		Median	3990,258
		Varianz	63,16849168
		Standardabweichung	615,4388500
		Minimum	904,6899503
		Maximum	289,2511004
		Spannweite	94,47257148
		Interquartilbereich	-,400
		Schiefe	-,535
Kurtosis			
Malm delta	Mittelwert	737,2923469	
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	726,6303076	
	Untergrenze	747,9543862	
	Obergrenze	734,9134419	
	5% getrimmtes Mittel	735,0585851	
	Median	4603,840	
	Varianz	67,85160575	
	Standardabweichung	603,8000972	
	Minimum	934,9863412	
	Maximum	331,1862440	
	Spannweite	84,76146072	
	Interquartilbereich	,482	
	Schiefe	,169	
Kurtosis			
Malm epsilon	Mittelwert	687,9935125	
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	670,7025106	
	Untergrenze	705,2845143	
	Obergrenze	683,2581566	
	5% getrimmtes Mittel	683,6731507	
	Median	5414,361	
	Varianz	73,58233853	
	Standardabweichung	519,6878046	
	Minimum	1025,216387	
	Maximum	505,5285824	
	Spannweite	80,79218615	
	Interquartilbereich	1,507	
	Schiefe	5,509	
Kurtosis			
Malm gamma	Mittelwert	796,3563080	
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	774,0861949	
	Untergrenze	818,6264212	
	Obergrenze	798,1334039	
	5% getrimmtes Mittel	804,4226714	
	Median	6269,686	
	Varianz	79,18134858	
	Standardabweichung	599,6298695	
	Minimum	964,6260205	
	Maximum	364,9961509	
	Spannweite	123,5370452	
	Interquartilbereich	-,312	
	Schiefe	-,131	
Kurtosis			
Malm zeta	Mittelwert	772,1465595	
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	764,0528103	
	Untergrenze	780,2403086	
	Obergrenze	770,3925904	
	5% getrimmtes Mittel	767,9888254	
	Median	4921,118	
	Varianz	70,15067976	
	Standardabweichung	371,4787950	
	Minimum	1166,363700	
	Maximum	794,8849045	
	Spannweite	60,91696248	
	Interquartilbereich	,448	
	Schiefe	8,286	
Kurtosis			

13.2.4 Dichte [g/cm³]

Gestein:

Gesteinsklasse		Fälle					
		Gültig		Fehlend		Gesamt	
		N	Prozent	N	Prozent	N	Prozent
Rohdichte [g/cm ³]	Bankkalk	108	100,0%	0	0,0%	108	100,0%
	Dolomit	50	98,0%	1	2,0%	51	100,0%
	Massenkalk	33	100,0%	0	0,0%	33	100,0%
	Mergelkalk	30	100,0%	0	0,0%	30	100,0%
	Partikelkalk	13	100,0%	0	0,0%	13	100,0%
Korndichte [g/cm ³]	Bankkalk	108	100,0%	0	0,0%	108	100,0%
	Dolomit	50	98,0%	1	2,0%	51	100,0%
	Massenkalk	33	100,0%	0	0,0%	33	100,0%
	Mergelkalk	30	100,0%	0	0,0%	30	100,0%
	Partikelkalk	13	100,0%	0	0,0%	13	100,0%

Gesteinsklasse		Perzentile							
		5	10	25	50	75	90	95	
Gewichtetes Mittel (Definition 1)	Rohdichte [g/cm ³]	Bankkalk	2,35192	2,40574	2,48570	2,57020	2,60020	2,65634	2,72833
		Dolomit	2,36334	2,47205	2,52333	2,63800	2,69480	2,74996	2,75882
		Massenkalk	2,49584	2,51496	2,53000	2,57020	2,60660	2,66436	2,68703
		Mergelkalk	2,15080	2,31191	2,45500	2,53260	2,64273	2,65414	2,67742
		Partikelkalk	2,35410	2,38206	2,51780	2,61130	2,62485	2,64750	.
	Korndichte [g/cm ³]	Bankkalk	2,626600	2,632260	2,644150	2,677200	2,691875	2,749950	2,789075
		Dolomit	2,662850	2,664330	2,681275	2,764650	2,785575	2,804600	2,812435
		Massenkalk	2,586190	2,639160	2,667400	2,679600	2,712500	2,736740	2,803330
		Mergelkalk	2,282465	2,483210	2,623025	2,666350	2,679175	2,698580	2,753570
		Partikelkalk	2,639100	2,640500	2,645350	2,664800	2,685450	2,703060	.
Tukey-Angelpunkte	Rohdichte [g/cm ³]	Bankkalk			2,48610	2,57020	2,60010		
		Dolomit			2,52540	2,63800	2,69030		
		Massenkalk			2,53260	2,57020	2,60280		
		Mergelkalk			2,46570	2,53260	2,64180		
		Partikelkalk			2,59320	2,61130	2,61890		
	Korndichte [g/cm ³]	Bankkalk			2,644200	2,677200	2,691850		
		Dolomit			2,681900	2,764650	2,785300		
		Massenkalk			2,667400	2,679600	2,710300		
		Mergelkalk			2,629200	2,666350	2,677800		
		Partikelkalk			2,647100	2,664800	2,676400		

Gesteinsklasse			Statistik	
Rohdichte [g/cm ³]	Bankkalk	Mittelwert	2,54899	
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	2,52988
			Obergrenze	2,56811
		5% getrimmtes Mittel	2,54997	
		Median	2,57020	
		Varianz	,010	
		Standardabweichung	,100201	
		Minimum	2,220	
		Maximum	2,782	
		Spannweite	,562	
		Interquartilbereich	,115	
		Schiefe	-,409	
		Kurtosis	,752	
		Dolomit	Mittelwert	2,61408
			95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze
Obergrenze	2,64561			
5% getrimmtes Mittel	2,62013			
Median	2,63800			
Varianz	,012			
Standardabweichung	,110952			
Minimum	2,356			
Maximum	2,760			
Spannweite	,404			
Interquartilbereich	,171			
Schiefe	-,760			
Kurtosis	-,124			
Massenkalk	Mittelwert		2,57556	
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts		Untergrenze	2,55677
		Obergrenze	2,59435	
	5% getrimmtes Mittel	2,57458		
	Median	2,57020		
	Varianz	,003		
	Standardabweichung	,052999		
	Minimum	2,459		
	Maximum	2,692		
	Spannweite	,233		
	Interquartilbereich	,077		
	Schiefe	,353		
	Kurtosis	,174		
	Mergelkalk	Mittelwert	2,51051	
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	2,45452
Obergrenze			2,56650	
5% getrimmtes Mittel		2,52493		
Median		2,53260		
Varianz		,022		
Standardabweichung		,149942		
Minimum		1,978		
Maximum		2,681		
Spannweite		,702		
Interquartilbereich		,188		
Schiefe		-1,655		
Kurtosis		4,190		
Partikelkalk		Mittelwert	2,57010	
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	2,51195
	Obergrenze		2,62825	
	5% getrimmtes Mittel	2,57747		
	Median	2,61130		
	Varianz	,009		
	Standardabweichung	,096227		
	Minimum	2,354		
	Maximum	2,654		
	Spannweite	,299		
	Interquartilbereich	,107		
	Schiefe	-1,510		
	Kurtosis	,903		

Korndichte [g/cm ³]				
Bankkalk	Mittelwert			2,676316
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze		2,666568
		Obergrenze		2,686064
	5% getrimmtes Mittel			2,674796
	Median			2,677200
	Varianz			,003
	Standardabweichung			,0511026
	Minimum			2,4098
	Maximum			2,8223
	Spannweite			,4125
	Interquartilbereich			,0477
	Schiefe			-,420
	Kurtosis			7,080
	Dolomit	Mittelwert		
95% Konfidenzintervall des Mittelwerts		Untergrenze		2,723690
		Obergrenze		2,758786
5% getrimmtes Mittel				2,744329
Median				2,764650
Varianz				,004
Standardabweichung				,0617467
Minimum				2,5231
Maximum				2,8313
Spannweite				,3082
Interquartilbereich				,1043
Schiefe				-1,047
Kurtosis				1,358
Massenkalk		Mittelwert		
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze		2,666039
		Obergrenze		2,704270
	5% getrimmtes Mittel			2,685815
	Median			2,679600
	Varianz			,003
	Standardabweichung			,0539097
	Minimum			2,4891
	Maximum			2,8293
	Spannweite			,3402
	Interquartilbereich			,0451
	Schiefe			-,708
	Kurtosis			6,001
	Mergelkalk	Mittelwert		
95% Konfidenzintervall des Mittelwerts		Untergrenze		2,586957
		Obergrenze		2,674429
5% getrimmtes Mittel				2,645256
Median				2,666350
Varianz				,014
Standardabweichung				,1171272
Minimum				2,1382
Maximum				2,8045
Spannweite				,6663
Interquartilbereich				,0561
Schiefe				-2,949
Kurtosis				10,941
Partikelkalk		Mittelwert		
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze		2,652439
		Obergrenze		2,679853
	5% getrimmtes Mittel			2,665507
	Median			2,664800
	Varianz			,001
	Standardabweichung			,0226828
	Minimum			2,6391
	Maximum			2,7047
	Spannweite			,0656
	Interquartilbereich			,0401
	Schiefe			,548
	Kurtosis			-1,005

Stratigraphie:

Stratigraphische Einheit		Fälle					
		Gültig		Fehlend		Gesamt	
		N	Prozent	N	Prozent	N	Prozent
Rohdichte [g/cm ³]	Malm alpa	30	100,0%	0	0,0%	30	100,0%
	Malm beta	30	100,0%	0	0,0%	30	100,0%
	Malm delta	27	100,0%	0	0,0%	27	100,0%
	Malm epsilon	12	100,0%	0	0,0%	12	100,0%
	Malm gamma	45	97,8%	1	2,2%	46	100,0%
	Malm zeta	90	100,0%	0	0,0%	90	100,0%
Korndichte [g/cm ³]	Malm alpa	30	100,0%	0	0,0%	30	100,0%
	Malm beta	30	100,0%	0	0,0%	30	100,0%
	Malm delta	27	100,0%	0	0,0%	27	100,0%
	Malm epsilon	12	100,0%	0	0,0%	12	100,0%
	Malm gamma	45	97,8%	1	2,2%	46	100,0%
	Malm zeta	90	100,0%	0	0,0%	90	100,0%

Stratigraphische Einheit			Perzentile						
			5	10	25	50	75	90	95
Gewichtetes Mittel (Definition 1)	Rohdichte [g/cm ³]	Malm alpa	2,39163	2,45931	2,54310	2,58085	2,59312	2,60912	2,62829
		Malm beta	2,43313	2,44942	2,48503	2,54170	2,63675	2,65523	2,66476
		Malm delta	2,36278	2,38620	2,50930	2,57560	2,67340	2,71212	2,74132
		Malm epsilon	1,97810	2,07230	2,35875	2,48110	2,54468	2,62065	.
		Malm gamma	2,49584	2,51216	2,54200	2,60070	2,67030	2,74748	2,75899
		Malm zeta	2,34516	2,35899	2,47900	2,58070	2,63348	2,67791	2,74961
	Korndichte [g/cm ³]	Malm alpa	2,513255	2,623030	2,628175	2,637450	2,661175	2,682440	2,744385
		Malm beta	2,644205	2,647450	2,665175	2,681450	2,689650	2,695770	2,701855
		Malm delta	2,628440	2,659800	2,682600	2,764800	2,790500	2,812360	2,823820
		Malm epsilon	2,138200	2,216890	2,502475	2,660650	2,703675	2,763070	.
		Malm gamma	2,554930	2,637100	2,664300	2,705800	2,769100	2,792540	2,804600
		Malm zeta	2,636125	2,641430	2,660850	2,678300	2,698300	2,777180	2,792645
Tukey-Angelpunkte	Rohdichte [g/cm ³]	Malm alpa			2,54880	2,58085	2,59270		
		Malm beta			2,48530	2,54170	2,63560		
		Malm delta			2,51320	2,57560	2,64270		
		Malm epsilon			2,36230	2,48110	2,54095		
		Malm gamma			2,54480	2,60070	2,66570		
		Malm zeta			2,48070	2,58070	2,63180		
	Korndichte [g/cm ³]	Malm alpa			2,628500	2,637450	2,658900		
		Malm beta			2,665500	2,681450	2,689600		
		Malm delta			2,683050	2,764800	2,788450		
		Malm epsilon			2,533850	2,660650	2,702650		
		Malm gamma			2,664700	2,705800	2,764500		
		Malm zeta			2,661500	2,678300	2,698100		

Stratigraphische Einheit		Statistik			
Rohdichte [g/cm ³]	Malm alpa	Mittelwert	2,55688		
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze Obergrenze	2,53319 2,58057	
		5% getrimmtes Mittel		2,56256	
		Median		2,58085	
		Varianz		,004	
		Standardabweichung		,063447	
		Minimum		2,353	
		Maximum		2,646	
		Spannweite		,292	
		Interquartilbereich		,050	
		Schiefe		-1,681	
		Kurtosis		2,800	
		Malm beta	Mittelwert		2,55598
			95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze Obergrenze	2,52622 2,58574
			5% getrimmtes Mittel		2,55684
Median			2,54170		
Varianz			,006		
Standardabweichung			,079704		
Minimum			2,426		
Maximum			2,668		
Spannweite			,242		
Interquartilbereich			,152		
Schiefe			-,015		
Kurtosis			-1,641		
Malm delta	Mittelwert			2,57330	
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts		Untergrenze Obergrenze	2,53219 2,61440	
	5% getrimmtes Mittel			2,57550	
	Median		2,57560		
	Varianz		,011		
	Standardabweichung		,103913		
	Minimum		2,361		
	Maximum		2,751		
	Spannweite		,389		
	Interquartilbereich		,164		
	Schiefe		-,375		
	Kurtosis		-1,191		
	Malm epsilon	Mittelwert		2,43354	
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze Obergrenze	2,32193 2,54516	
		5% getrimmtes Mittel		2,44731	
Median			2,48110		
Varianz			,031		
Standardabweichung			,175670		
Minimum			1,978		
Maximum			2,641		
Spannweite			,663		
Interquartilbereich			,186		
Schiefe			-1,659		
Kurtosis			3,597		
Malm gamma		Mittelwert		2,61328	
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze Obergrenze	2,58917 2,63740	
		5% getrimmtes Mittel		2,61230	
	Median		2,60070		
	Varianz		,006		
	Standardabweichung		,080264		
	Minimum		2,472		
	Maximum		2,760		
	Spannweite		,288		
	Interquartilbereich		,128		
	Schiefe		,281		
	Kurtosis		-,836		
	Malm zeta	Mittelwert		2,55611	
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze Obergrenze	2,53137 2,58085	
		5% getrimmtes Mittel		2,55840	
Median			2,58070		
Varianz			,014		
Standardabweichung			,118104		
Minimum			2,220		
Maximum			2,782		
Spannweite			,562		
Interquartilbereich			,154		
Schiefe			-,502		
Kurtosis			-,093		

Korndichte [g/cm ³]	Malm alpa	Mittelwert		2,641530
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	2,620375
			Obergrenze	2,662685
		5% getrimmtes Mittel		2,643891
		Median		2,637450
		Varianz		,003
		Standardabweichung		,0566538
		Minimum		2,4098
		Maximum		2,8045
		Spannweite		,3947
		Interquartilbereich		,0330
		Schiefe		-1,600
		Kurtosis		11,519
	Malm beta	Mittelwert		2,676910
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	2,670633
			Obergrenze	2,683187
		5% getrimmtes Mittel		2,677331
		Median		2,681450
		Varianz		,000
		Standardabweichung		,0168089
		Minimum		2,6436
		Maximum		2,7029
		Spannweite		,0593
		Interquartilbereich		,0245
		Schiefe		-,718
		Kurtosis		-,375
	Malm delta	Mittelwert		2,741133
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	2,717057
			Obergrenze	2,765210
5% getrimmtes Mittel			2,742667	
Median			2,764800	
Varianz			,004	
Standardabweichung			,0608621	
Minimum			2,6278	
Maximum			2,8313	
Spannweite			,2035	
Interquartilbereich			,1079	
Schiefe			-,417	
Kurtosis			-1,147	
Malm epsilon	Mittelwert		2,592967	
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	2,479399	
		Obergrenze	2,706535	
	5% getrimmtes Mittel		2,607563	
	Median		2,660650	
	Varianz		,032	
	Standardabweichung		,1787431	
	Minimum		2,1382	
	Maximum		2,7850	
	Spannweite		,6468	
	Interquartilbereich		,2012	
	Schiefe		-1,722	
	Kurtosis		3,119	
Malm gamma	Mittelwert		2,704202	
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	2,683146	
		Obergrenze	2,725259	
	5% getrimmtes Mittel		2,708260	
	Median		2,705800	
	Varianz		,005	
	Standardabweichung		,0700875	
	Minimum		2,4891	
	Maximum		2,8293	
	Spannweite		,3402	
	Interquartilbereich		,1048	
	Schiefe		-,650	
	Kurtosis		1,264	
Malm zeta	Mittelwert		2,688070	
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	2,678274	
		Obergrenze	2,697866	
	5% getrimmtes Mittel		2,685667	
	Median		2,678300	
	Varianz		,002	
	Standardabweichung		,0467691	
	Minimum		2,5922	
	Maximum		2,8223	
	Spannweite		,2301	
	Interquartilbereich		,0375	
	Schiefe		1,068	
	Kurtosis		,931	

13.2.5 Porosität [%]

Gestein:

Gestein		Fälle					
		Gültig		Fehlend		Gesamt	
		N	Prozent	N	Prozent	N	Prozent
Porosität [%]	Bankkalk	409	97,4%	11	2,6%	420	100,0%
	Dolomit	105	92,1%	9	7,9%	114	100,0%
	Massenkalk	298	100,0%	0	0,0%	298	100,0%
	Mergelkalk	232	97,1%	7	2,9%	239	100,0%
	Partikelkalk	82	97,6%	2	2,4%	84	100,0%

Gestein		Perzentile						
		5	10	25	50	75	90	95
Gewichtetes Mittel (Definition 1)	Porosität [%]							
	Bankkalk	,44000	,56300	2,36300	4,50400	8,18709	9,74692	10,74746
	Dolomit	,69160	,83601	,83601	2,34600	5,15159	7,14960	11,62240
	Massenkalk	,37300	1,39280	2,11777	2,72243	4,83700	5,79964	6,56116
	Mergelkalk	,17400	,24300	1,81000	6,22289	9,48800	9,70300	10,30198
Partikelkalk	1,11035	2,03960	9,56084	10,37823	12,63314	12,63314	12,63314	
Tukey-Angelpunkte	Porosität [%]							
	Bankkalk			2,36300	4,50400	8,18709		
	Dolomit			,83601	2,34600	5,14217		
	Massenkalk			2,11777	2,72243	4,83700		
	Mergelkalk			1,81000	6,22289	9,48800		
Partikelkalk			9,56084	10,37823	12,63314			

Stratigraphie:

Stratigraphische Einheit		Fälle					
		Gültig		Fehlend		Gesamt	
		N	Prozent	N	Prozent	N	Prozent
Porosität [%]	Malm alpha	145	99,3%	1	0,7%	146	100,0%
	Malm beta	181	100,0%	0	0,0%	181	100,0%
	Malm delta	226	97,8%	5	2,2%	231	100,0%
	Malm epsilon	81	96,4%	3	3,6%	84	100,0%
	Malm gamma	112	99,1%	1	0,9%	113	100,0%
	Malm zeta	381	95,2%	19	4,8%	400	100,0%

Stratigraphische Einheit		Perzentile						
		5	10	25	50	75	90	95
Gewichtetes Mittel (Definition 1)	Porosität [%]							
	Malm alpha	,50400	1,16980	4,55000	6,22289	8,02416	9,70300	9,70300
	Malm beta	,16700	,21460	1,99300	3,32100	8,18709	8,83672	8,83672
	Malm delta	,37300	1,39280	2,11777	2,65700	4,34848	4,83700	6,51000
	Malm epsilon	3,72590	5,79964	5,79964	9,56084	9,56084	10,37823	10,37823
	Malm gamma	,10800	,12990	,24300	1,81000	4,31775	6,06940	7,48800
	Malm zeta	,49500	,83601	2,01350	5,14217	9,74692	10,99838	12,63314
Tukey-Angelpunkte	Porosität [%]							
	Malm alpha			4,55000	6,22289	7,53319		
	Malm beta			2,21300	3,32100	8,18709		
	Malm delta			2,11777	2,65700	4,34848		
	Malm epsilon			5,79964	9,56084	9,56084		
	Malm gamma			,24300	1,81000	4,28250		
	Malm zeta			2,03900	5,14217	9,74692		

Stratigraphische Einheit		Statistik	
Porosität [%]	Malm alpha	Mittelwert	5,96922
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze 5,50147 Obergrenze 6,43698
		5% getrimmtes Mittel	6,06370
		Median	6,22289
		Varianz	8,120
		Standardabweichung	2,849616
		Minimum	,504
		Maximum	9,927
		Spannweite	9,423
		Interquartilbereich	3,474
		Schiefe	-,459
		Kurtosis	-,725
		Malm beta	Mittelwert
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts		Untergrenze 4,25917 Obergrenze 5,16329
	5% getrimmtes Mittel		4,72250
	Median		3,32100
	Varianz		9,500
	Standardabweichung		3,082175
	Minimum		,167
	Maximum		10,233
Spannweite	10,066		
Interquartilbereich	6,194		
Schiefe	,086		
Kurtosis	-1,473		
Malm delta	Mittelwert		3,33800
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze 3,04516 Obergrenze 3,63083	
	5% getrimmtes Mittel	3,12017	
	Median	2,65700	
	Varianz	4,991	
	Standardabweichung	2,233991	
	Minimum	,373	
	Maximum	15,122	
	Spannweite	14,749	
	Interquartilbereich	2,231	
	Schiefe	2,139	
	Kurtosis	7,425	
	Malm epsilon	Mittelwert	8,00989
95% Konfidenzintervall des Mittelwerts		Untergrenze 7,44761 Obergrenze 8,57217	
5% getrimmtes Mittel		8,12558	
Median		9,56084	
Varianz		6,466	
Standardabweichung		2,542914	
Minimum		,918	
Maximum		15,477	
Spannweite		14,559	
Interquartilbereich		3,761	
Schiefe		-,363	
Kurtosis		,158	
Malm gamma		Mittelwert	2,42431
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze 1,97688 Obergrenze 2,87174	
	5% getrimmtes Mittel	2,27244	
	Median	1,81000	
	Varianz	5,710	
	Standardabweichung	2,389607	
	Minimum	,001	
	Maximum	7,518	
	Spannweite	7,517	
	Interquartilbereich	4,075	
	Schiefe	,827	
	Kurtosis	-,513	
	Malm zeta	Mittelwert	5,64574
95% Konfidenzintervall des Mittelwerts		Untergrenze 5,22151 Obergrenze 6,06997	
5% getrimmtes Mittel		5,51153	
Median		5,14217	
Varianz		17,736	
Standardabweichung		4,211424	
Minimum		,001	
Maximum		17,842	
Spannweite		17,841	
Interquartilbereich		7,733	
Schiefe		,390	
Kurtosis		-1,188	

Gestein		Statistik		
Porosität [%]	Bankkalk	Mittelwert	5,04598	
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	4,70133
			Obergrenze	5,39062
		5% getrimmtes Mittel	4,92386	
		Median	4,50400	
		Varianz	12,572	
		Standardabweichung	3,545676	
		Minimum	,167	
		Maximum	17,842	
		Spannweite	17,675	
		Interquartilbereich	5,824	
		Schiefte	,515	
		Kurtosis	-,628	
		Dolomit		Mittelwert
95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze			3,05013
	Obergrenze			4,35797
5% getrimmtes Mittel	3,38525			
Median	2,34600			
Varianz	11,418			
Standardabweichung	3,378985			
Minimum	,001			
Maximum	15,122			
Spannweite	15,121			
Interquartilbereich	4,316			
Schiefte	1,201			
Kurtosis	1,192			
Massenkalk				Mittelwert
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	3,21570
			Obergrenze	3,64131
		5% getrimmtes Mittel	3,37504	
		Median	2,72243	
		Varianz	3,485	
		Standardabweichung	1,866688	
		Minimum	,001	
		Maximum	7,533	
		Spannweite	7,532	
		Interquartilbereich	2,719	
		Schiefte	,404	
		Kurtosis	-,658	
		Mergelkalk		Mittelwert
95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze			4,99158
	Obergrenze			5,95390
5% getrimmtes Mittel	5,44461			
Median	6,22289			
Varianz	13,836			
Standardabweichung	3,719677			
Minimum	,108			
Maximum	15,477			
Spannweite	15,369			
Interquartilbereich	7,678			
Schiefte	-,116			
Kurtosis	-1,250			
Partikelkalk				Mittelwert
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	9,00741
			Obergrenze	10,50253
		5% getrimmtes Mittel	10,10031	
		Median	10,37823	
		Varianz	11,575	
		Standardabweichung	3,402266	
		Minimum	,313	
		Maximum	12,633	
		Spannweite	12,320	
		Interquartilbereich	3,072	
		Schiefte	-1,720	
		Kurtosis	2,169	

13.2.6 Permeabilität log [m²]

Gestein:

		Fälle					
		Gültig		Fehlend		Gesamt	
		N	Prozent	N	Prozent	N	Prozent
LOG Punktwert Permeabilität [m ²]	Bankkalk	367	100,0%	0	0,0%	367	100,0%
	Dolomit	91	100,0%	0	0,0%	91	100,0%
	Massenkalk	274	100,0%	0	0,0%	274	100,0%
	Mergelkalk	202	100,0%	0	0,0%	202	100,0%
	Partikelkalk	79	100,0%	0	0,0%	79	100,0%

			Perzentile						
			5	10	25	50	75	90	95
Gewichtetes Mittel (Definition 1)	LOG Punktwert Permeabilität [m ²]	Bankkalk	-18,11761791	-17,44389596	-16,97358932	-16,33818731	-15,70553377	-14,65757732	-13,81079269
		Dolomit	-17,48816780	-17,19690991	-16,97436649	-16,58297695	-15,82312564	-14,72234016	-13,94773316
		Massenkalk	-17,47454720	-17,23595797	-17,04694476	-16,74196181	-16,42802435	-15,91612775	-15,31132288
		Mergelkalk	-17,47208467	-17,30617133	-16,87337431	-16,47093921	-15,30549060	-14,59448572	-14,21013402
		Partikelkalk	-16,26832747	-16,19386753	-15,99012437	-15,49661794	-15,15698536	-14,84381443	-14,77121480
Tukey-Angelpunkte	LOG Punktwert Permeabilität [m ²]	Bankkalk			-16,96994208	-16,33818731	-15,73163444		
		Dolomit			-16,97408010	-16,58297695	-15,82846195		
		Massenkalk			-17,04595055	-16,74196181	-16,43297363		
		Mergelkalk			-16,87289520	-16,47093921	-15,31012777		
		Partikelkalk			-15,98902338	-15,49661794	-15,17221426		

Gestein		Statistik			
LOG Punktwert Permeabilität [m ²]	Bankkalk	Mittelwert	-16,29625838		
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze Obergrenze	-16,41479878 -16,17771797	
		5% getrimmtes Mittel	-16,29851562		
		Median	-16,33818731		
		Varianz	1,334		
		Standardabweichung	1,154816118		
		Minimum	-20,82390874		
		Maximum	-13,21218687		
		Spannweite	7,611721870		
		Interquartilbereich	1,268055546		
		Schiefe	,212		
		Kurtosis	,750		
		Dolomit	Mittelwert	-16,29236306	
			95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze Obergrenze	-16,49320741 -16,09151871
			5% getrimmtes Mittel	-16,35156890	
Median	-16,58297695				
Varianz	,930				
Standardabweichung	,9643919955				
Minimum	-18,27818938				
Maximum	-13,54226900				
Spannweite	4,735920381				
Interquartilbereich	1,151240844				
Schiefe	,987				
Kurtosis	,776				
Massenkalk	Mittelwert		-16,66443333		
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts		Untergrenze Obergrenze	-16,74098309 -16,58788356	
	5% getrimmtes Mittel		-16,69745623		
	Median	-16,74196181			
	Varianz	,414			
	Standardabweichung	,6436376583			
	Minimum	-18,81950138			
	Maximum	-14,07520917			
	Spannweite	4,744292209			
	Interquartilbereich	,6189204108			
	Schiefe	,850			
	Kurtosis	2,753			
	Mergelkalk	Mittelwert	-16,14372311		
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze Obergrenze	-16,28723410 -16,00021213	
		5% getrimmtes Mittel	-16,18301251		
Median		-16,47093921			
Varianz		1,070			
Standardabweichung		1,034403388			
Minimum		-17,97000782			
Maximum		-13,76195390			
Spannweite		4,208053928			
Interquartilbereich		1,567883704			
Schiefe		,682			
Kurtosis		-,655			
Partikelkalk		Mittelwert	-15,58301501		
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze Obergrenze	-15,72321505 -15,44281497	
		5% getrimmtes Mittel	-15,55074229		
	Median	-15,49661794			
	Varianz	,392			
	Standardabweichung	,6259271476			
	Minimum	-19,02090710			
	Maximum	-14,61512711			
	Spannweite	4,405779994			
	Interquartilbereich	,8331390077			
	Schiefe	-2,013			
	Kurtosis	10,259			

13.2.7 Einaxiale Druckfestigkeit [MN/m²]

Gestein:

Gestein		Fälle					
		Gültig		Fehlend		Gesamt	
		N	Prozent	N	Prozent	N	Prozent
einaxiale Druckfestigkeit [MN/m ²]	Bankkalk	24	100,0%	0	0,0%	24	100,0%
	Dolomit	4	100,0%	0	0,0%	4	100,0%
	Massenkalk	12	100,0%	0	0,0%	12	100,0%
	Mergelkalk	4	100,0%	0	0,0%	4	100,0%
	Partikelkalk	7	100,0%	0	0,0%	7	100,0%

Gestein			Perzentile						
			5	10	25	50	75	90	95
Gewichtetes Mittel (Definition 1)	einaxiale Druckfestigkeit [MN/m ²]	Bankkalk	70,44853383	92,18766967	140,5378748	197,3894313	220,3169650	256,2111191	305,5263183
		Dolomit	129,8648965	129,8648965	129,9361108	134,4570906	156,0895746	.	.
		Massenkalk	99,05177762	100,0737184	112,1700414	143,4415009	187,8346548	255,2942694	.
		Mergelkalk	112,6253144	112,6253144	118,9111101	166,0605418	226,2485553	.	.
		Partikelkalk	50,91714781	50,91714781	56,09751095	66,98035332	81,40898237	.	.
Tukey-Angelpunkte	einaxiale Druckfestigkeit [MN/m ²]	Bankkalk			142,1881937	197,3894313	220,3169650		
		Dolomit			130,0073250	134,4570906	150,3145256		
		Massenkalk			113,0870474	143,4415009	185,5627616		
		Mergelkalk			125,1969059	166,0605418	215,6165655		
		Partikelkalk			59,37124999	66,98035332	77,96736172		

Stratigraphie:

Stratigraphische Einheit		Fälle					
		Gültig		Fehlend		Gesamt	
		N	Prozent	N	Prozent	N	Prozent
einaxiale Druckfestigkeit [MN/m ²]	Malm alpa	1	100,0%	0	0,0%	1	100,0%
	Malm beta	14	100,0%	0	0,0%	14	100,0%
	Malm delta	8	100,0%	0	0,0%	8	100,0%
	Malm epsilon	7	100,0%	0	0,0%	7	100,0%
	Malm gamma	2	100,0%	0	0,0%	2	100,0%
	Malm zeta	19	100,0%	0	0,0%	19	100,0%

Stratigraphische Einheit			Perzentile						
			5	10	25	50	75	90	95
Gewichtetes Mittel (Definition 1)	einaxiale Druckfestigkeit [MN/m ²]	Malm beta	83,16274272	116,5106794	166,7690865	220,3169650	220,3169650	265,1584825	.
		Malm delta	99,05177762	99,05177762	104,6569441	129,9506327	190,6657255	.	.
		Malm epsilon	50,91714781	50,91714781	56,09751095	66,98035332	181,0189753	.	.
		Malm gamma	194,3525860	194,3525860	194,3525860	215,6165655	.	.	.
		Malm zeta	66,21046420	74,52574107	112,6253144	137,0535438	161,8646235	198,4152347	.
Tukey-Angelpunkte	einaxiale Druckfestigkeit [MN/m ²]	Malm beta			167,5722440	220,3169650	220,3169650		
		Malm delta			106,8556412	129,9506327	175,5801684		
		Malm epsilon			59,37124999	66,98035332	131,2139788		
		Malm gamma			194,3525860	215,6165655	236,8805450		
		Malm zeta			113,3224552	137,0535438	153,6767276		

Gesteinsübersicht		Statistik		
einaxiale Druckfestigkeit [MN/m ²]	Bankkalk	Mittelwert	183,7701677	
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	158,2376029
			Obergrenze	209,3027324
		5% getrimmtes Mittel	183,2972202	
		Median	197,3894313	
		Varianz	3656,141	
		Standardabweichung	60,46602883	
		Minimum	66,210464	
		Maximum	310,000000	
		Spannweite	243,789536	
		Interquartilbereich	79,779090	
		Schiefe	-,038	
		Kurtosis	-,107	
	Dolomit	Mittelwert	140,1609253	
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	116,2178634
			Obergrenze	164,1039872
		5% getrimmtes Mittel	139,5271659	
		Median	134,4570906	
		Varianz	226,411	
		Standardabweichung	15,04695419	
Minimum		129,864897		
Maximum		161,864624		
Spannweite		31,999727		
Interquartilbereich		26,153464		
Schiefe		1,590		
Kurtosis		2,313		
Massenkalk	Mittelwert	154,2027919		
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	121,3868790	
		Obergrenze	187,0187048	
	5% getrimmtes Mittel	150,4709490		
	Median	143,4415009		
	Varianz	2667,571		
	Standardabweichung	51,64853402		
	Minimum	99,051778		
	Maximum	276,526978		
	Spannweite	177,475200		
	Interquartilbereich	75,664613		
	Schiefe	1,250		
	Kurtosis	1,624		
Mergelkalk	Mittelwert	170,4067357		
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	81,35452603	
		Obergrenze	259,4589454	
	5% getrimmtes Mittel	169,9238253		
	Median	166,0605418		
	Varianz	3132,039		
	Standardabweichung	55,96462667		
	Minimum	112,625314		
	Maximum	236,880545		
	Spannweite	124,255231		
	Interquartilbereich	107,337445		
	Schiefe	,303		
	Kurtosis	-2,580		
Partikelkalk	Mittelwert	70,17776675		
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze	55,10806192	
		Obergrenze	85,24747159	
	5% getrimmtes Mittel	69,66491914		
	Median	66,98035332		
	Varianz	265,504		
	Standardabweichung	16,29429001		
	Minimum	50,917148		
	Maximum	98,669643		
	Spannweite	47,752495		
	Interquartilbereich	25,311471		
	Schiefe	,768		
	Kurtosis	,264		

		Stratigraphische Einheit	Statistik	
einaxiale Druckfestigkeit [MN/m ²]	Malm beta	Mittelwert	204,1289930	
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze Obergrenze	174,5737120 233,6842740
		5% getrimmtes Mittel		204,9676176
		Median		220,3169650
		Varianz		2620,249
		Standardabweichung		51,18836329
		Minimum		83,162743
		Maximum		310,000000
		Spannweite		226,837257
		Interquartilbereich		53,547878
		Schiefe		-,547
		Kurtosis		2,457
		Malm delta	Mittelwert	
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts		Untergrenze Obergrenze	98,36176611 201,7261439
	5% getrimmtes Mittel			145,8500191
	Median			129,9506327
	Varianz			3821,620
	Standardabweichung			61,81925304
	Minimum			99,051778
	Maximum			276,526978
	Spannweite			177,475200
	Interquartilbereich			86,008781
	Schiefe			1,495
	Kurtosis			1,702
	Malm epsilon		Mittelwert	
		95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze Obergrenze	42,66248302 154,2445189
		5% getrimmtes Mittel		96,00257352
		Median		66,98035332
		Varianz		3639,066
		Standardabweichung		60,32467364
		Minimum		50,917148
		Maximum		190,106548
		Spannweite		139,189400
Interquartilbereich			124,921464	
Schiefe			1,134	
Kurtosis			-,887	
Malm gamma		Mittelwert		215,6165655
	95% Konfidenzintervall des Mittelwerts	Untergrenze Obergrenze	-54,56791153 485,8010425	
	5% getrimmtes Mittel		.	
	Median		215,6165655	
	Varianz		904,314	
	Standardabweichung		30,07180820	
	Minimum		194,352586	
	Maximum		236,880545	
	Spannweite		42,527959	
	Interquartilbereich		.	
	Schiefe		.	
	Kurtosis		.	
	Malm zeta	Mittelwert		140,9525716
95% Konfidenzintervall des Mittelwerts		Untergrenze Obergrenze	116,6264524 165,2786909	
5% getrimmtes Mittel			136,7075386	
Median			137,0535438	
Varianz			2547,296	
Standardabweichung			50,47074264	
Minimum			66,210464	
Maximum			292,105273	
Spannweite			225,894809	
Interquartilbereich			49,239309	
Schiefe			1,426	
Kurtosis			3,614	

13.3 Kurzcharakteristik der Aufschlussanaloge

Tab. 13.1: Steinbruch Gräfenberg.

Stratigraphie	Malm β bis δ
Lithologie	mikritischer (Werk-)Kalkstein, Kalkmergel, biostromer Kalkstein, teilweise dolomitisiert
Einfallrichtung der Hauptkluftrichtung (Nebenkluftrichtung)	120° - 130° (100° - 110°, 140° - 150°)
Einfallrichtung/Einfallwinkel der Schichtung	212/05
Kluftabstände	dm – m (klüftig – kompakt)
Kluftöffnungsweite	2 mm (Großklüfte: 10 – 15 cm)
Kluftoberflächenbeschaffenheit	rau, teilweise kalzitisch mineralisiert und geschlossen, teilweise mit Ton gefüllt
Verkarstungsgrad	mäßig, an Hauptklüftung gebunden, am Top verstärkt

Tab. 13.2: Steinbruch Solnhofen, Langenaltheimer Haardt und Haardtbruch.

Eigenschaft	Langenaltheimer Haardt	Haardtbruch
Stratigraphie	Malm $\zeta 2$	Malm $\zeta 2$
Lithologie	mikritischer Plattenkalkstein, untergeordnet feinblättriger Kalkmergel	mikritischer Platten- bis Bankkalkstein, untergeordnet feinblättriger Kalkmergel
Einfallrichtung der Hauptkluftrichtung (Nebenkluftrichtung)	110° - 120° (40° - 50°, 120° - 150°)	100° - 110°
Einfallrichtung/Einfallwinkel der Schichtung	213/09, 136/03	96/04
Kluftabstände	dm (klüftig)	klüftig (Kleinklüfte), kompakt (Großklüfte)
Kluftöffnungsweite	5 mm (Großklüfte: 10 – 15 cm)	2 mm bis 2 cm,
Kluftoberflächenbeschaffenheit	rau, teilweise kalzitisch mineralisiert und geschlossen, Eisen- und Manganfällungen	Großklüfte korrosiv erweitert, Eisen- und Manganfällung
Verkarstungsgrad	mäßig, an Hauptklüftung gebunden	mäßig, Großklüfte an Hauptklüftung gebunden

Tab. 13.3: Steinbruch Kinding.

Stratigraphie	Malm β bis δ
Lithologie	mikritischer (Werk-)Kalkstein, Kalkmergel, biostromer Massenkalk, dolomitisiert
Einfallrichtung der Hauptkluftrichtung (Nebenkluftrichtung)	10° - 20°, 70° - 80° (0° - 10°, 40° - 50°)
Einfallrichtung/Einfallwinkel der Schichtung	276/03
Kluftabstände	mm – dm (sehr stark - stark klüftig, am Top kompakt), Großklüfte: m
Kluftöffnungsweite	Im Liegenden bis 2 mm, hangend bis wenige cm
Kluftoberflächenbeschaffenheit	rau, teilweise kalzitisch mineralisiert und geschlossen, teilweise gefüllt mit Ton
Verkarstungsgrad	mäßig, an Hauptklüftung gebunden, am Top stark verkarstet

Tab. 13.4: Steinbruch Drügendorf.

Stratigraphie	Malm α bis δ
Lithologie	mikritischer (Werk-)Kalkstein, Kalkmergel, biostromer Bankkalkstein
Einfallrichtung der Hauptkluftrichtung (Nebenkluftrichtung)	120° - 130° (50° - 70°, 170° - 180°)
Einfallrichtung/Einfallwinkel der Schichtung	84/04, 71/02
Kluftabstände	mm – dm (sehr stark klüftig - klüftig, am Top schwach klüftig)
Kluftöffnungsweite	1 mm – 1,5 cm,
Kluftoberflächenbeschaffenheit	rau, teilweise kalzitisch oder tonig verfüllt, schwache Eisen- und Manganfällung
Verkarstungsgrad	schwach, an Klüftung gebunden

Tab. 13.5: Steinbruch Vilshofen.

Stratigraphie	Malm β bis δ
Lithologie	mikritischer (Werk-)Kalkstein, Kalkmergel, biostromer Massenkalkstein, dolomitisiert
Einfallrichtung der Hauptkluftrichtung (Nebenkluftrichtung)	20° - 30° (30° - 40°)
Einfallrichtung/Einfallwinkel der Schichtung	298/06, 210/06
Kluftabstände	cm – dm (stark klüftig – klüftig)
Kluftöffnungsweite	2 mm – 5 mm,
Kluftoberflächenbeschaffenheit	rau, weitständige Klüfte kalzitisch oder tonig verfüllt oder belegt
Verkarstungsgrad	stark, vor allem am Top

Tab. 13.6: Steinbruch Plettenberg.

Stratigraphie	Malm α bis β
Lithologie	Kalkmergel, mikritischer Bankkalkstein
Einfallrichtung der Hauptkluftrichtung (Nebenkluftrichtung)	NNE-SSW (NW-SE, E-W)
Einfallrichtung/Einfallwinkel der Schichtung	150/09
Kluftabstände	5 bis 30 cm (stark klüftig – klüftig)
Kluftöffnungsweite	2 mm – 5 mm,
Kluftoberflächenbeschaffenheit	glatt
Verkarstungsgrad	gering, verfüllt mit Ton

Tab. 13.7: Steinbruch Gerhausen.

Stratigraphie	Malm ϵ bis $\zeta 2$
Lithologie	Massenkalk, Partikelkalk, mikritischer Bankkalkstein, Brekzien, Zementmergel
Einfallrichtung der Hauptkluftrichtung (Nebenkluftrichtung)	E-W, ENE-WSW (NW-SE)
Einfallrichtung/Einfallwinkel der Schichtung	-
Kluftabstände	cm - m, Großklüfte 3 bis 10 m (stark klüftig – kompakt)
Kluftöffnungsweite	mm – cm,
Kluftoberflächenbeschaffenheit	glatt – rau (Kalzitbelege)
Verkarstungsgrad	gering, korrosiv erweiterte Großklüfte

Tab. 13.8: Steinbruch Vohenbronnen.

Stratigraphie	Malm $\zeta 1$ bis $\zeta 3$
Lithologie	Massenkalk, gebankte Zementmergel
Einfallrichtung der Hauptkluftrichtung (Nebenkluftrichtung)	NNW-SSE, NNE-SSW, NE-SW, E-W (NW-SE)
Einfallrichtung/Einfallwinkel der Schichtung	310/05
Kluftabstände	dm (klüftig)
Kluftöffnungsweite	mm
Kluftoberflächenbeschaffenheit	glatt - rau
Verkarstungsgrad	Riffbereich: hoch, Bankbereich: gering

Tab. 13.9: Steinbruch Heidenheim-Mergelstetten.

Stratigraphie	Malm ζ2
Lithologie	gebankte Zementmergel, Bankkalke
Einfallrichtung der Hauptkluftrichtung (Nebenkluftrichtung)	NNE-SSW, NW-SE
Einfallrichtung/Einfallwinkel der Schichtung	290/07
Kluftabstände	dm-Bereich (klüftig), Großklüfte 2 bis 3 m
Kluftöffnungsweite	mm - cm
Kluftoberflächenbeschaffenheit	glatt
Verkarstungsgrad	mäßig - stark

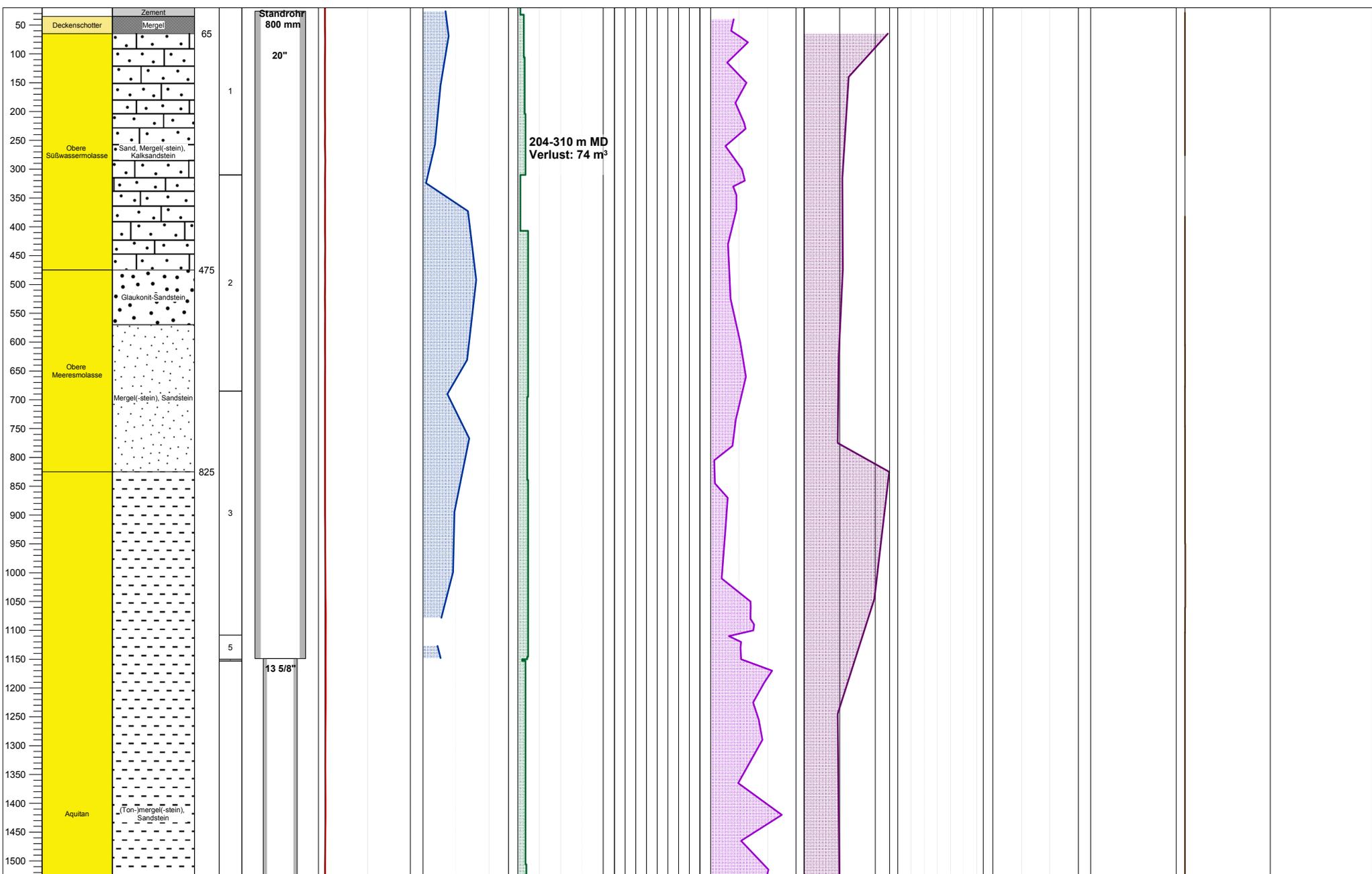
Tab. 13.10: Steinbruch Heidenheim-Mergelstetten.

Stratigraphie	Malm δ2 bis ε
Lithologie	Bioherm Massenkalk, Bankkalke
Einfallrichtung der Hauptkluftrichtung (Nebenkluftrichtung)	WNW-ESE, N-S (NE-SW, NE-SE)
Einfallrichtung/Einfallwinkel der Schichtung	140/05
Kluftabstände	30 cm bis 1 m, Großklüfte 5 bis 10 m
Kluftöffnungsweite	mm - cm
Kluftoberflächenbeschaffenheit	glatt bis leicht rau (bei Kalzitbebelägen), überwiegend verfüllt mit Verwitterungston
Verkarstungsgrad	Riff: hoch, Bankfazies: mäßig, Großklüfte taschenartig im m-Bereich erweitert

13.4 GEN-1 Logs

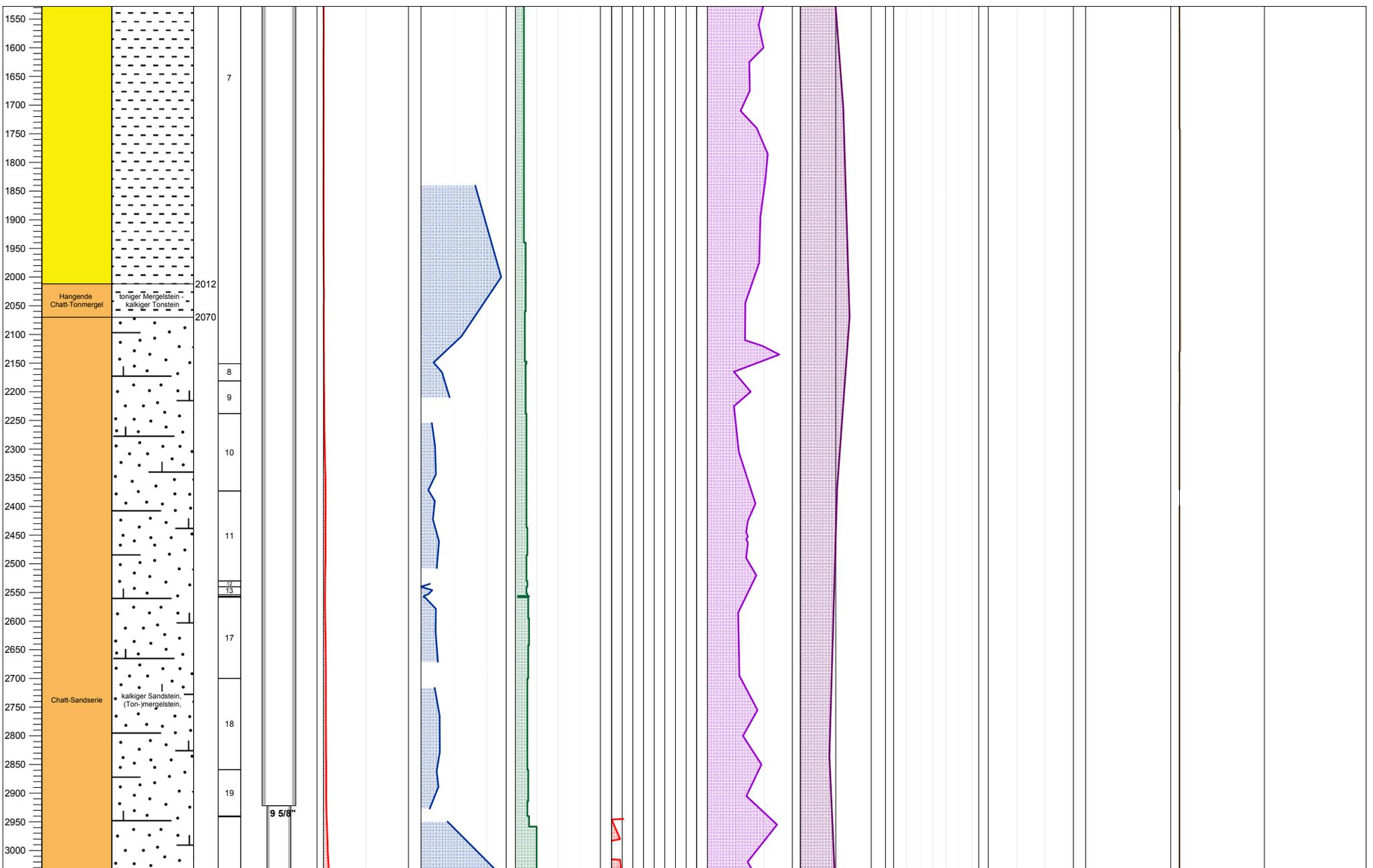
Bohrung Geretsried

MD [m]	Stratigraphie Formation	Lithologie	TVD	BHA	Bohrloch- ausbau/ Verrohrung	Inklination [°]	Bohrfortschritt [m/h]	Bohrspülung				Bohrklein (Cuttings)			Klüfte				Bohrlochrand- ausbrüche	Methan (Ø) [%]	Kalzit, Dolomit, Gesamtkarbonat [%]
								Dichte [kg/l]	Temperatur [°C]			Reindichte [g/cm³]	cp [J/(g*K)]		offen		geschlossen				
						0	0	1,25	70	2,62	0,77	1	1	0	0	0	0	0	0		
						45	5	1,5	80	2,72	0,82	3	3	20	20	20	20	20			
						90	10	1,75	90	2,82	0,87	5	5	40	40	40	40	40			
									100			7	7								
									110			9	9								
									120			11	11								
									130			13	13								
									140												
									150												



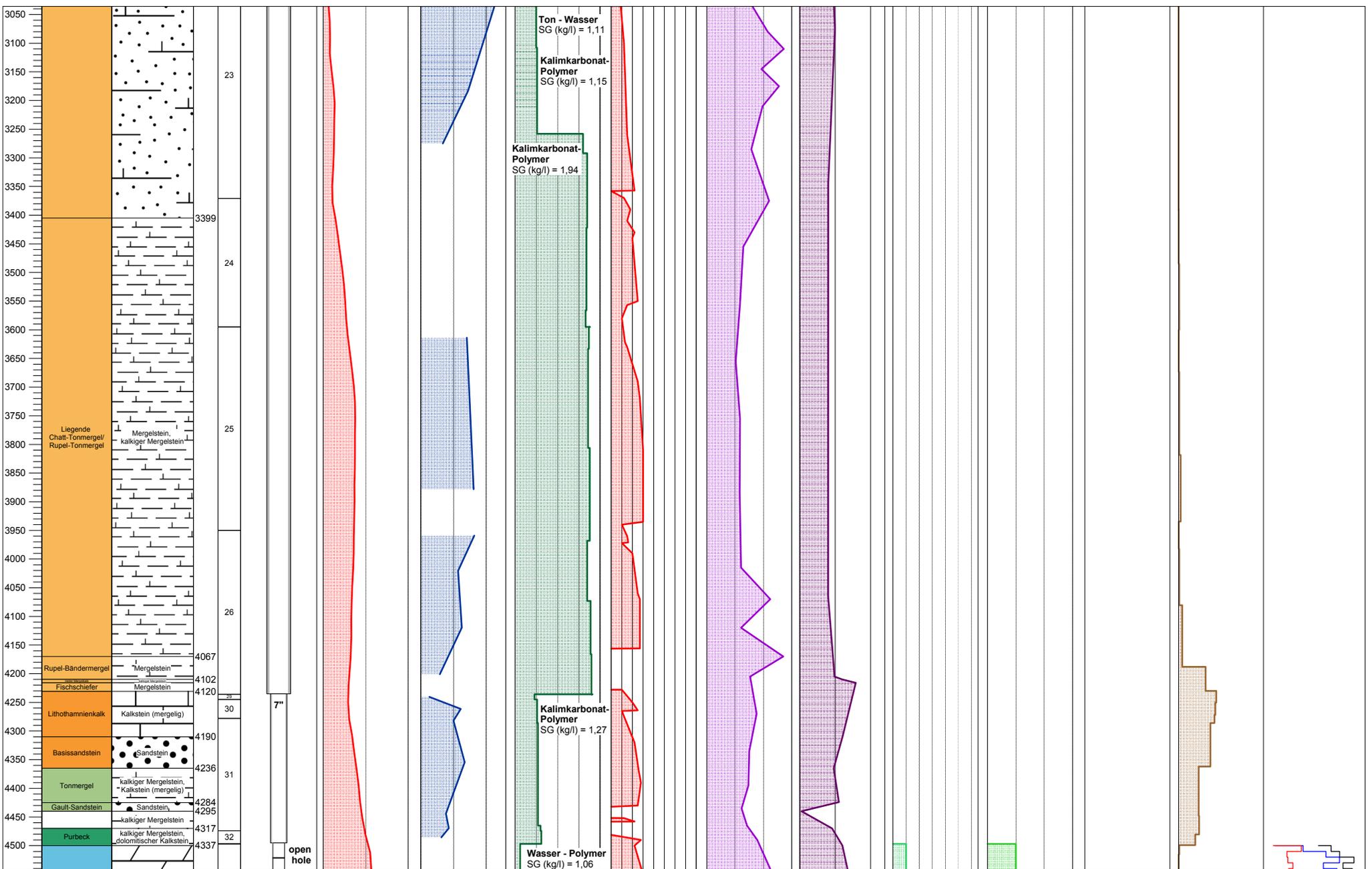
Bohrung Geretsried

Stratigraphie				Bohrloch- ausbau/ Verrohrung	Inklination [°]	Bohrfortschritt [m/h]	Bohrspülung					Bohrklein (Cuttings)			Klüfte							Bohrlochrand- ausbrüche	Methan (Ø) [%]	Kalzit, Dolomit, Gesamtkarbonat [%]
MD [m]	Formation	Lithologie	TVD				BHA	Dichte [kg/l]	Temperatur [°C]				Reindichte [g/cm³]	cp [J/(g*K)]		offen			geschlossen					



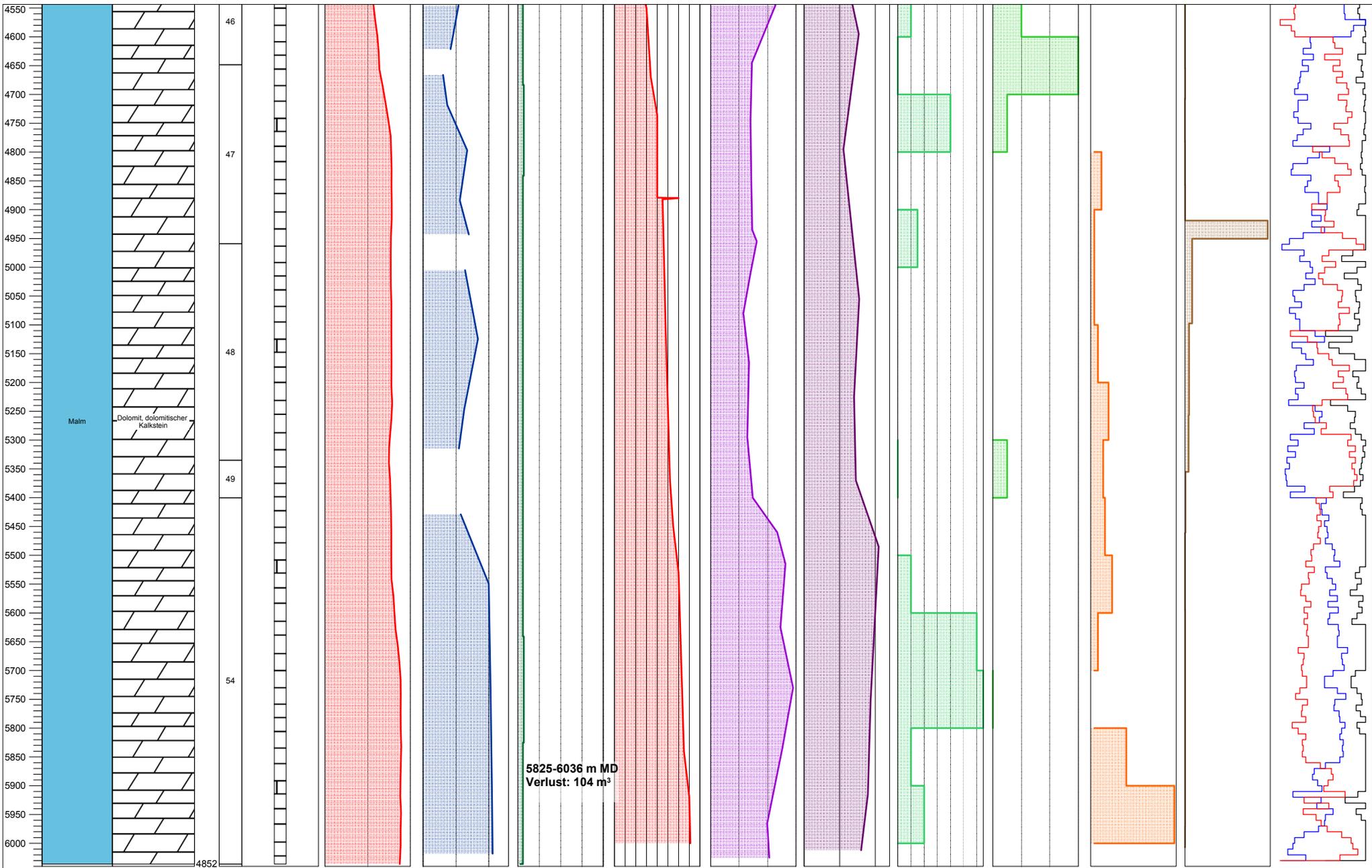
Bohrung Geretsried

				Bohrloch- ausbau/ Verrohrung	Inklination [°]	Bohrfortschritt [m/h]	Bohrspülung				Bohrklein (Cuttings)			Klüfte				Bohrlochrand- ausbrüche	Methan (Ø) [%]	Kalzit, Dolomit, Gesamtkarbonat [%]
MD [m]	Stratigraphie Formation	Lithologie	TVD				BHA	Dichte [kg/l]	Temperatur [°C]			Reindichte [g/cm³]	cp [J/(g*K)]		offen		geschlossen			



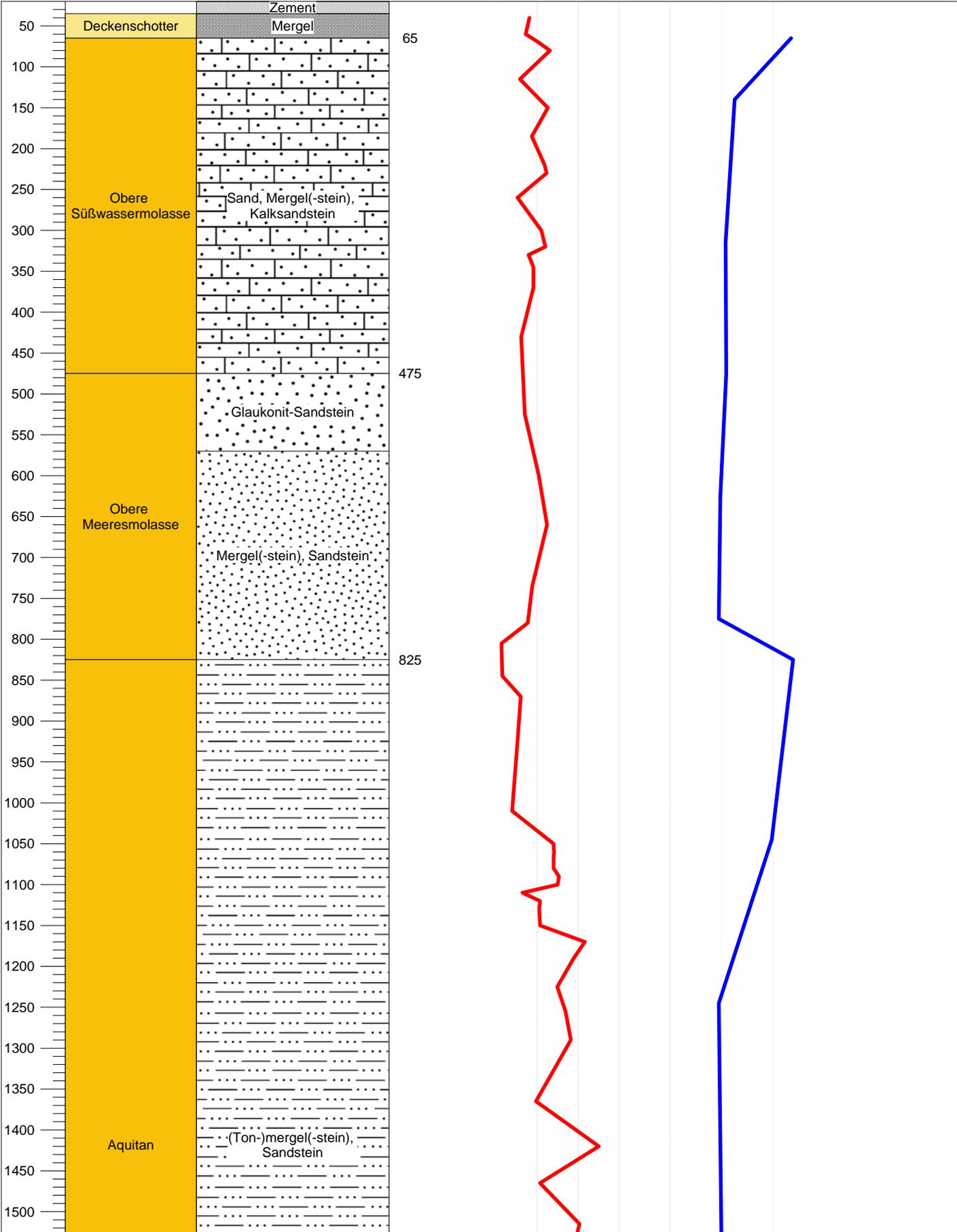
Bohrung Geretsried

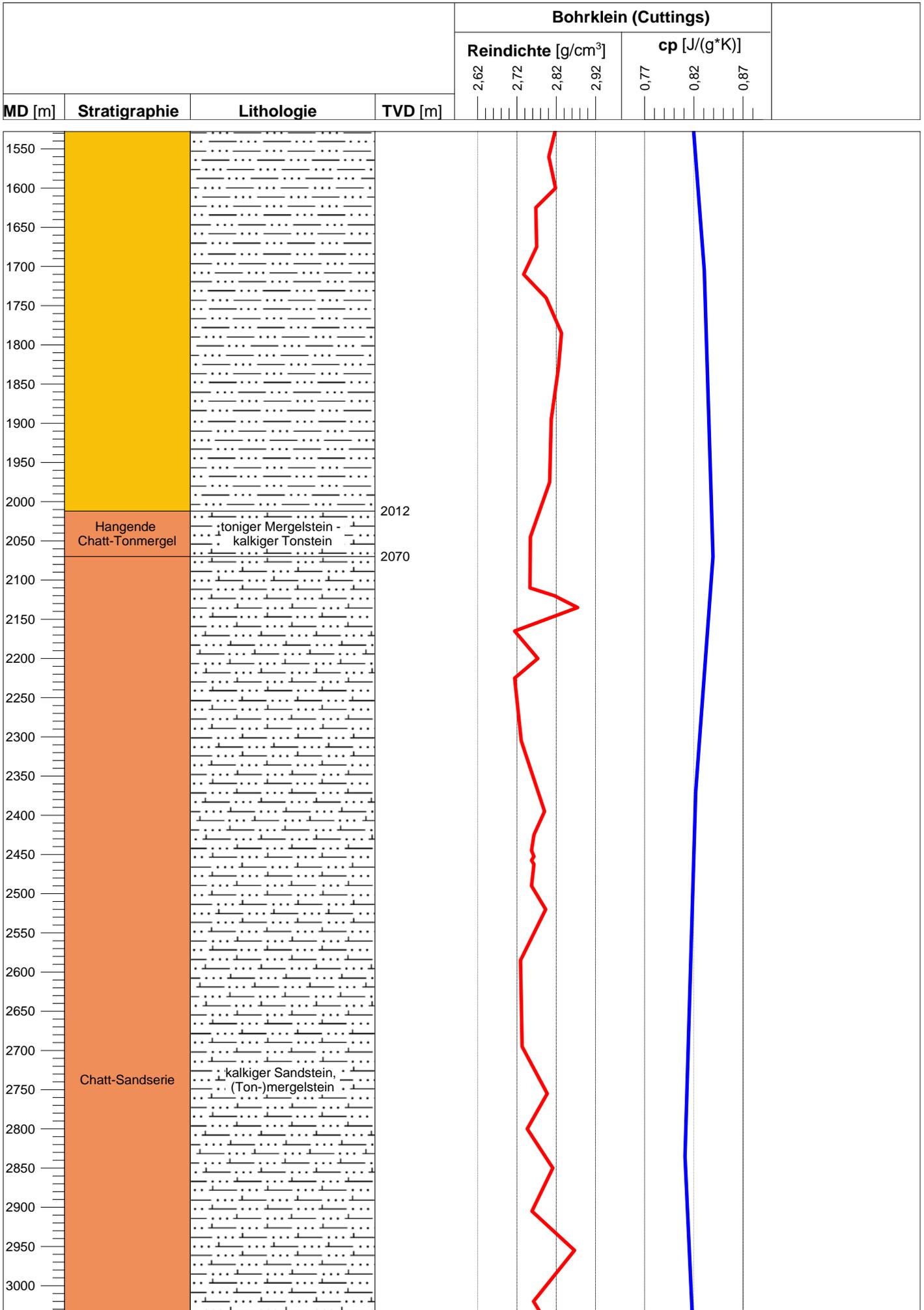
Stratigraphie				Bohrloch- ausbau/ Verrohrung	Inklination [°]		Bohrfortschritt [m/h]		Bohrspülung		Bohrklein (Cuttings)			Klüfte		Bohrlochrand- ausbrüche	Methan (Ø) [%]	Kalzit, Dolomit, Gesamtkarbonat [%]
MD [m]	Formation	Lithologie	TVD		BHA	0	45	90	0	5	10	Dichte [kg/l]	Temperatur [°C]	Reindichte [g/cm³]	cp [J/(g*K)]			



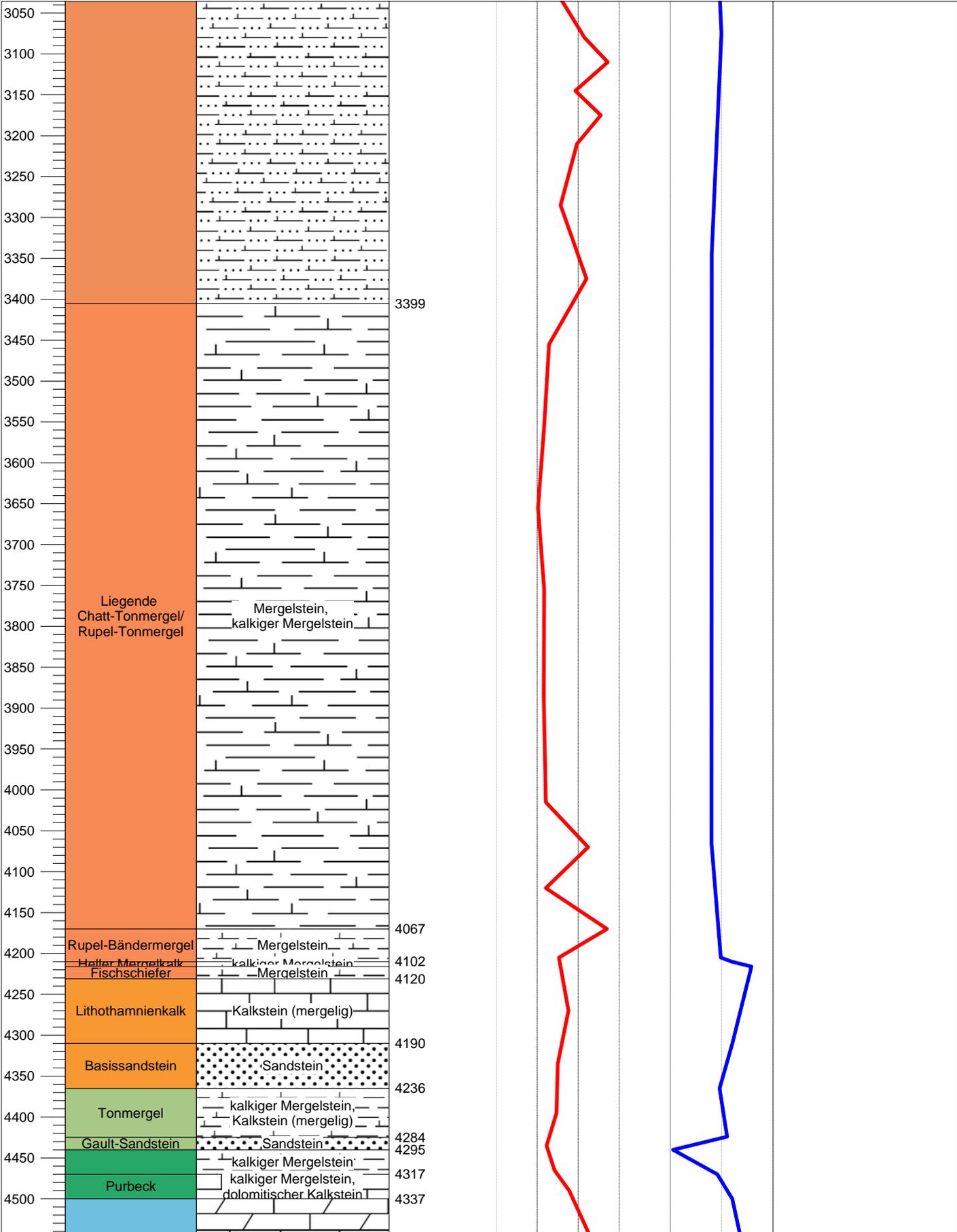
4852

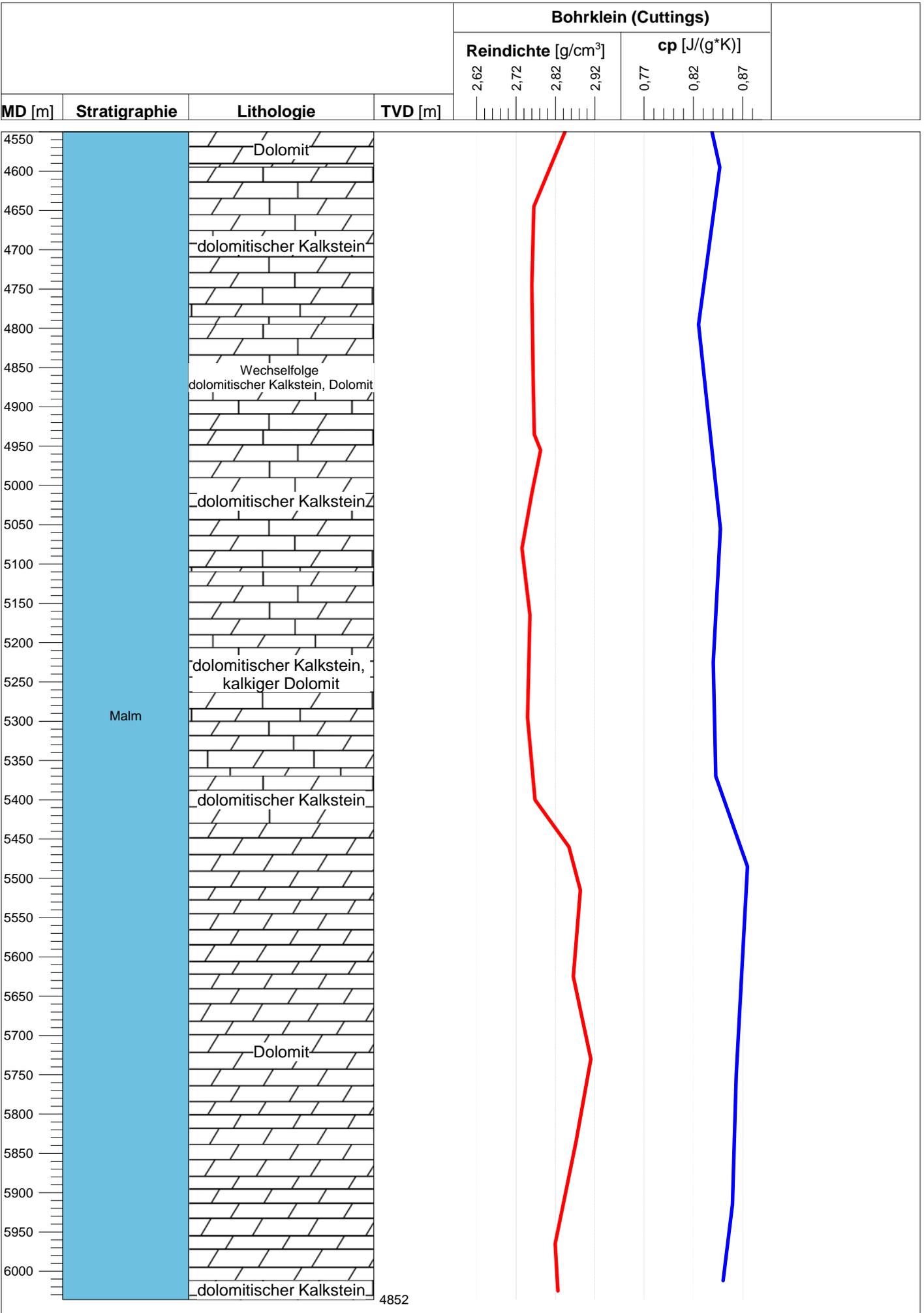
MD [m]	Stratigraphie	Lithologie	TVD [m]	Bohrklein (Cuttings)					
				Reindichte [g/cm ³]				cp [J/(g*K)]	
				2,62	2,72	2,82	2,92	0,77	0,82





MD [m]	Stratigraphie	Lithologie	TVD [m]	Bohrklein (Cuttings)					
				Reindichte [g/cm ³]				cp [J/(g*K)]	
				2,62	2,72	2,82	2,92	0,77	0,82





Curriculum Vitae

Sebastian Homuth

Beruflicher Werdegang

- 05/2009 – 10/2014
Leiter des HydroThermikum-Labors im Fachgebiet
Angewandte Geothermie des Institutes für Angewandte
Geowissenschaften der Technischen Universität Darmstadt
- seit 04/2011
Sprecher der Sektion „Junge Geothermie“ und Mitglied des
erweiterten Vorstandes der Geothermischen Vereinigung –
Bundesverband Geothermie e. V. (GtV-BV)
- 09/2007 – 02/2008
Wissenschaftlicher Mitarbeiter im Fachgebiet
Ingenieurgeologie und Geothermisches Labor des Institutes
für Angewandte Geowissenschaften der Technischen
Universität Darmstadt
- 05/2003 – 03/2007
Angestellter im Büro für Umwelt- und Geotechnik Hamm &
Theusner GbR, Erzhausen; Schwerpunkte: Geotechnik,
Geothermie

Hochschulausbildung

- 02/2008 – 02/2009
Postgraduate Student an der RES – The School for
Renewable Energy Science in Akureyri, Island;
Spezialisierung: Geothermie, Abschluss: M.Sc.
- Master Thesis (10/2008 – 02/2009) Titel: "Risk
Management and Contingency Planning for the Icelandic
Deep Drilling Project Well IDDP-1"
- 10/2000 – 08/2007
Studium der Angewandten Geowissenschaften an der
Technischen Universität Darmstadt, Schwerpunkte:
Ingenieurgeologie, Geothermie, Hydrogeologie,
Geotechnik, Abschluss: Dipl.-Ing. Angew. Geowiss.
- Diplomarbeit (03/2007 – 08/2007) Titel: "Geothermische
Untersuchung der Forschungsbohrung Jügesheim"
- Studienarbeit (02/2005 – 05/2005) Titel: "Geologische
Detailkartierung im Bereich El Tigre, San Antonio de la
Huerta, Sonora, Mexiko"

Schulbildung

- 1990 – 1999
Starkenburger-Gymnasium in Heppenheim
Abschluss: Abitur
- 1986 – 1990
Bernhard-Lichtenberg Grundschule
in Berlin-Spandau

Lehrtätigkeiten (Dozent)

2011 – 2014	Tiefbohrtechnik (4SWS)
2011 – 2012	Geothermie II – Tiefe Systeme (2SWS)
2011 – 2012	Hydrogeologisches und ingenieurgeologisches Feldpraktikum (4SWS)
03 – 04/2010	Workshop und Exkursion: Geotechnik, Hydrogeologie und Geothermie entlang des Yangtze – Himalaya, China
06/2009	Akademischer Koordinator und Dozent des RES Summer School Programms in Island

Sprachen und EDV

Fremdsprachen	Englisch (fließend in Wort und Schrift)
PC Kenntnisse	MS Office-Produkte; Geoinformationssysteme: ARCGIS; Simulationsprogramme: EED (Earth-Energy-Designer), FEFLOW, GOCAD, PETREL; Grafikprogramme: COREL; diverse GGU-Software

Auszeichnungen

- 2013 Athene Preis für Gute Lehre der Carlo und Karin Giersch-Stiftung für die Lehrveranstaltung „Tiefbohrtechnik (V+Ü)“, dotiert mit 2.000 €
- 2008 1. Preis für junge Wissenschaftler verliehen von der Geothermischen Vereinigung – Bundesverband Geothermie e.V. für die Diplomarbeit „Geothermische Untersuchung der Forschungsbohrung Jügesheim“, dotiert mit 1.000 €
- 2008 Full Scholarship für die School of Renewable Energy Science (13 Monate) in Island, dotiert mit 18.000 €

Mitgliedschaften

GRC	Geothermal Ressource Council
GtV - BV e.V.	Geothermische Vereinigung – Bundesverband)
IGA	International Geothermal Association
DGG	Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften e. V.
IAEG	International Association for Engineering Geology and the Environment
AAPG	American Association of Petroleum Geologists