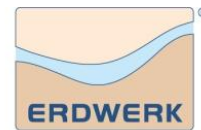
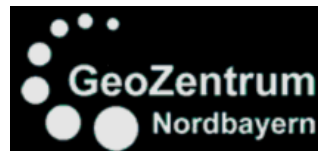


Verbundvorhaben:

Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens



Hydrogeologie · Geothermie



- Endbericht -

Koordinator des Verbundvorhabens: Prof. Dr. Michael Schneider

Herausgeber:

Prof. Dr. Michael Schneider, Dr. Lutz Thomas

Freie Universität Berlin, Fachbereich Geowissenschaften,
Institut für Geologische Wissenschaften,

Arbeitsbereich Hydrogeologie

Zuwendungsgeber:

Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und
Reaktorsicherheit

Projektträger Jülich (PTJ-EEN)

Förderkennzeichen:

0327671 A/B

Laufzeit des Vorhabens:

01.03.2008 – 29.02.2012

Berichtsdatum:

31.08.2012

Verbundpartner des Forschungsvorhabens

Freie Universität Berlin

Projektleiter: Prof. Dr. Michael Schneider
Freie Universität Berlin, Fachbereich Geowissenschaften,
Institut für Geologische Wissenschaften,
Arbeitsbereich Hydrogeologie
Zuwendungsgeber: Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und
Reaktorsicherheit
Projektträger Jülich (PTJ-EEN)
Förderkennzeichen: 0327671A
Laufzeit des Vorhabens: 01.03.2008 – 29.02.2012
Berichtsdatum: 31.08.2012

Erdwerk GmbH

Projektkoordinator: Dr. Achim Schubert
Projektleiter: Dipl.-Geol. Franz Böhm
Erdwerk GmbH hydrogeologie geothermie
Zuwendungsgeber: Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und
Reaktorsicherheit
Projektträger Jülich (PTJ-EEN)
Förderkennzeichen: 0327671B
Laufzeit des Vorhabens: 01.01.2008 – 30.04.2012
Berichtsdatum: 31.08.2012

Weitere Kooperationspartner im Verbundvorhaben:

Technische Universität München (TUM)

Prof. Dr. Reinhard Nießner
Dr. Thomas Baumann
Institut für Wasserchemie und Chemische Balneologie

Geozentrum Nordbayern

Prof. Dr. Roman Koch
Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg
Institut für Paläontologie



Bundesministerium
für Umwelt, Naturschutz
und Reaktorsicherheit



Das diesem Bericht zugrunde liegende Vorhaben wurde mit Mitteln des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit unter dem Förderkennzeichen 0327671 A/B gefördert. Die Verantwortung für den Inhalt dieses Berichtes liegt bei den jeweiligen Autoren.

Autoren

Freie Universität Berlin (FU Berlin)

BIRNER, J. (Kap. 2, Kap. 3, Kap. 6)

SCHNEIDER, M. (Herausgeber)

STEINER, U. (Kap. 3, Kap. 4, Kap. 5, Kap. 9, Kap. 10, Kap. 11)

THOMAS, L. (Redaktion, Herausgeber, Zusammenfassung, Kap. 1, Kap. 2, Kap. 3, Kap. 6, Kap. 12)

Erdwerk GmbH

BÖHM, F. (Kap. 3, Kap. 5, Kap. 9, Kap. 10, Kap. 11, Kap. 12)

SAVVATIS, A. (Kap. 3, Kap. 7, Kap. 9, Kap. 10, Kap. 11)

Technische Universität München (TUM)

BAUMANN, T. (Kap. 8)

MAYRHOFER, C. (Kap. 8)

NIESSNER, R. (Kap. 8)

Reihenfolge der Autoren nach Kapiteln

1 Projektbeschreibung (THOMAS)

2 Geologisch-hydrogeologischer Überblick (aus: BIRNER et al. 2011)

3 Datengrundlage (BÖHM, STEINER, BIRNER, SAVVATIS, THOMAS)

4 Strukturgeologie (STEINER)

5 Fazies und Diagenese (BÖHM, STEINER)

6 Reservoircharakterisierung mittels Poerenraumanalysen und Permeabilitätsmessungen an Bohrkernen der Bohrung Moosburg SC 4 (BIRNER, THOMAS)

7 Hydraulik (SAVVATIS)

8 Hydrochemie (MAYRHOFER, NIESSNER, BAUMANN)

9 Hydrogeologisches Modell (STEINER, BÖHM, SAVVATIS)

10 Innovative Explorationsstrategie (BÖHM, SAVVATIS, STEINER)

11 Handlungsempfehlungen (BÖHM, SAVVATIS, STEINER)

12 Ausblick (BÖHM, THOMAS)

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung.....	10
1 Projektbeschreibung.....	13
2 Geologisch-Hydrogeologischer Überblick	17
3 Datengrundlage.....	22
3.1 Übersicht.....	22
3.2 Bohr- und Spülungsparameter	22
3.3 Lithologie.....	23
3.3.1 Bohrklein (Cuttings)	23
3.3.2 Bohrkerne.....	23
3.4 Geophysik.....	23
3.4.1 Seismik.....	23
3.4.2 Bohrlochmessungen	24
3.4.2.1 Gamma Ray.....	24
3.4.2.2 Kaliber.....	24
3.4.2.3 Elektrischer Widerstand	24
3.4.2.3.1 Dual Latero Log TM (DLL)	25
3.4.2.3.2 Imagelogs.....	25
3.4.2.4 Flowtermessung	26
3.4.2.5 Temperaturmessung	26
3.4.2.6 Druckmessung.....	27
3.5 Pumpversuche.....	27
3.6 Säurestimulationen.....	28
3.7 Literatur	28
4 Strukturgeologie.....	29
4.1 Methodik.....	29
4.1.1 Definitionen	29
4.1.2 Zusammenhang zwischen Klüftung, Kluftsystemen und Störung.....	29
4.1.3 Kombinierte Interpretation „Borehole to Seismic“ - Upscaling	30
4.1.4 Interpretation von Störungen bei der Auswertung seismischer Daten.....	33
4.1.5 Interpretation von Störungen in Imagelogs.....	34
4.1.5.1 Einführung	34
4.1.5.2 Verkarstungen aus Imagelogs als Störungsindikationen	38
4.1.5.3 Störungsindikationen an Klüften in Imagelogs.....	39
4.1.5.4 Störungsindikationen anhand des Schichtflächengefüges in Vektorplots	41
4.1.5.5 Störungsindikationen aus dem Kluftflächengefüge von Imagelogs	41
4.1.5.5.1 Erbohrte Kluftsysteme	41
4.1.5.5.2 Normalisierte Kluftsysteme nach Bohrazimut	42
4.2 Ergebnisse.....	43
4.2.1 Überblick.....	43
4.2.2 Störungsindikationen des Malm in seismischen Daten.....	43
4.2.2.1 Einführung	43
4.2.2.2 Bewertung der bisherigen Interpretationspraxis seismischer Daten	44
4.2.2.3 Neue Erkenntnisse zur Strukturgeologie im Malm aus der Interpretation seismischer Daten	47
4.2.3 Störungsindikationen des Malm in Imagelogs.....	48

4.2.3.1	Qualität und Aussagekraft von Imagelogs aus dem Malm	48
4.2.3.2	Klassifizierung von Verkarstungen und irregulären Klüften	49
4.2.3.3	Klassifizierung des Schichtflächengefüges	50
4.2.3.4	Klassifizierung von Klüften anhand von Kluftsystemen	51
4.3	Diskussion und Synthese	52
4.3.1	Extensive Malmstörungen	53
4.3.2	Anzeichen für invertierte Störungen	56
4.3.3	Anzeichen für Blattverschiebungen	56
4.3.4	Anzeichen für Bruchschollentektonik	57
4.3.5	Zusammenfassung der identifizierten struktureologischen Elemente	58
4.4	Literatur	59
5	Fazies und Diagenese	61
5.1	Methodik	61
5.1.1	Einführung	61
5.1.2	Definitionen	61
5.1.3	Bohrkleinansprache	61
5.1.4	PAC-Analyse	62
5.1.5	Cuttingdünnschliffe	63
5.1.6	Bohrkernuntersuchungen Forschungsbohrung Moosburg SC4	64
5.1.7	Faziesanalyse anhand von Imagelogs	64
5.1.8	Faziesanalyse anhand seismischer Daten	66
5.1.8.1	Texturanalysen	66
5.1.8.2	Seismische Stratigraphie	66
5.1.8.3	Attributanalysen	67
5.1.9	Analyse von Bohrparametern	69
5.2	Ergebnisse	70
5.2.1	Cuttingdünnschliffanalysen und Cuttinganalysen	70
5.2.1.1	Dolomit-Kristallmorphologie, Dolomitgefüge und Porosität	70
5.2.1.2	Die Bedeutung der Primärfazies für die Diagenese	71
5.2.2	Lithologische Bohrkleinansprache	72
5.2.3	Lithofazielle Zuflussprofile	73
5.2.4	Malm-Stratigraphie aus Cuttings	75
5.2.5	Lithofaziesklassen aus Imagelogs	75
5.2.6	Seismische Faziescharakterisierung und seismische Stratigraphie	78
5.2.6.1	Laterale Faziesdifferenzierung in Schwellen und Becken	78
5.2.6.2	Seismische Stratigraphie des Malm	80
5.2.7	Lithologische Interpretation aus Bohrparametern	81
5.3	Synthese und Diskussion der Ergebnisse zur Lithofazies	83
5.4	Literatur	88
6	Reservoircharakterisierung mittels Porenraumanalysen und Permeabilitätsmessungen an Bohrkernen der Bohrung Moosburg SC 4	93
6.1	Methodik des Kernmessprogramms	94
6.1.1	Bestimmung der optischen Porosität mittels digitaler Bildanalyse	94
6.1.2	Bestimmung des wassererfüllten Porenraums	98
6.1.3	Permeabilitätsbestimmung mittels Hochdruckpermeameteruntersuchungen	99
6.2	Ergebnisse	102
6.2.1	Porosität	102
6.2.2	Kristall- und Porengeometrie	107
6.2.2.1	Kristallmorphologie	108

6.2.2.2 Porengrößenverteilung	110
6.2.2.3 Porenform.....	113
6.2.3 Permeabilität	117
6.3 Interpretation und Diskussion.....	120
6.3.1 Kristallgröße und Morphologie	120
6.3.2 Porengröße und Porosität.....	122
6.3.3 Matrixpermeabilität der Bohrkern aus der Bohrung Moosburg SC 4.....	124
6.4 Literatur	127
7 Hydraulik.....	129
7.1 Methodik.....	129
7.1.1 Einführung	129
7.1.2 Auswertung von Pumpversuchen.....	129
7.1.2.1 Allgemeine Vorgehensweise.....	129
7.1.2.2 Radiales Fließregime.....	131
7.1.2.3 Brunnenspeicherung.....	132
7.1.2.4 Skin-Effekte / Bohrlochanbindung	132
7.1.2.5 Hydraulisch aktive Kluft (Störungen).....	133
7.1.2.6 Hydraulische Berandungen	134
7.1.2.7 Double-Porosity	135
7.1.2.8 Double-Permeability	136
7.1.2.9 History Simulation	136
7.1.3 Permeabilität aus Flowmetermessungen	137
7.1.4 Hydraulische Aktivität aus Temperaturlogmessung	138
7.1.5 Korrekturen	139
7.1.5.1 Reservoirdruck	139
7.1.5.2 Transmissibilität.....	139
7.2 Ergebnisse.....	139
7.2.1 Wirksamkeit von Säurestimulationen	139
7.2.2 Der Beleg von Störungen im Pumpversuch	141
7.2.3 Konzeptionelle hydrogeologische Modelle aus Pumptests.....	142
7.2.4 Double-Porosity/Double-Permeability.....	145
7.2.5 Zuflusshorizonte.....	146
7.3 Synthese und Diskussion der Ergebnisse zur Hydraulik	148
7.3.1 Bewertung der ermittelten Transmissibilitäten	148
7.3.2 Säurestimulationen und Produktivitätsindex	152
7.3.3 Hydraulischer Charakter des Malmtiefengrundwasserleiters	153
7.4 Literatur	154
8 Hydrochemie	156
8.1 Datengrundlage und Stand der Wissenschaft und Technik	156
8.1.1 Lage des Untersuchungsgebietes	156
8.1.2 Hydrochemie des Malmaquifers	156
8.1.3 Datenbasis	157
8.2 Methoden und Materialien.....	159
8.2.1 Methoden	159
8.2.1.1 Wasseranalytik	159
8.2.1.2 Gasanalytik.....	160
8.2.1.3 Isotopenuntersuchungen.....	161
8.2.1.4 Tiefenprobennahme	161
8.2.1.5 Hydrochemische Modellierung.....	162

Quantifizierung des Entgasungsdrucks	162
Modellierung des Malmwassers	163
8.2.1.6 Korrosionsuntersuchungen.....	165
8.2.2 Materialien	167
8.3 Ergebnisse.....	169
8.3.1 Validierung der verwendeten Methoden.....	169
8.3.1.1 Analyse des Wassers	169
8.3.1.2 Bestimmung der H ₂ S-Konzentration im Quellgas	169
8.3.1.3 Bestimmung der Gaskonzentration	169
8.3.2 Hydrochemischer Charakter des Malmwassers	169
8.3.3 Screening und Monitoring der Gaszusammensetzung.....	170
8.3.3.1 Generelle Gaszusammensetzung und -konzentration	170
8.3.3.2 Monitoring der H ₂ S-Führung im Quellgas.....	171
H ₂ S-Konzentrationen im Malmaquifer.....	171
Monitoring der H ₂ S-Konzentration an einem Standort im Süden von München.....	173
Effekt des Calcium-Magnesium-Verhältnisses auf die H ₂ S-Konzentration.....	174
8.3.4 Schwefelspeziierung	175
8.3.5 Isotopenhydrochemische Untersuchungen	179
8.3.6 Hydrochemische Simulationen	180
8.3.6.1 Quantifizierung der Entgasungsprozesse	180
8.3.6.2 Modellierung des Malmwassers.....	181
8.3.7 Materialuntersuchung an Referenzstücken	184
Schichtdicke.....	184
Aufnahmen und Elementspektren mit REM/EDX	185
Untersuchung der Ölphase.....	187
8.4 Diskussion.....	188
9 Hydrogeologisches Modell	196
9.1 Die Bedeutung von Störungen für die Hydraulik des Malm	196
9.2 Die Bedeutung von Verkarstungen für die Hydraulik des Malms.....	197
9.3 Zusammenhänge zwischen Lithofazies, Diagenese und der Hydraulik aus Pumptests	198
9.4 Hydrostratigraphische Gliederung des Malmtiefengrundwasserleiters.....	200
9.4.1 Tiefster Malm: entspricht in etwa Malm alpha bis gamma	201
9.4.2 Tieferer bis mittlerer Malm: entspricht in etwa Malm delta bis Malm epsilon	201
9.4.3 Mittlerer bis oberer Malm: entspricht in etwa Malm zeta	201
9.4.4 Hydrogeologische Bedeutung der Faziesdifferenzierung.....	202
9.5 Vom hydrogeologischen Modell zum Reservoirmodell.....	202
9.6 Zusammenfassung und Diskussion der aktuellen hydrogeologischen Modellvorstellung und des Reservoirmodells	204
9.7 Literatur	205
10 Innovative Explorationsstrategie.....	207
10.1 „Seismic to Production-Workflow“	207
10.1.1 Begriffsdefinition	207
10.1.2 Phase der Projektentwicklung.....	207
10.1.3 Phase der Projektausführung.....	210
10.1.4 Betriebsphase	212
10.2 Reservoirerschließung	213

11 Handlungsempfehlungen.....	215
11.1 Datenerhebung, Messprogramm und Inproduktionssetzungs (IPS-) Arbeiten.....	215
11.1.1 Voruntersuchungen zur Reservoirgeologie.....	215
11.1.2 Bohrlochmessprogramm	215
11.1.3 IPS-Arbeiten.....	216
11.2 Evaluierung der Bohrdaten und Erstellung hydrogeologischer Modelle.....	217
12 Ausblick	218
12.1 Nutzung des geothermischen Potentials im Großraum München	218
12.2 Zukünftiger Forschungs- und Entwicklungsbedarf zur Reservoirgeologie.....	219
12.3 Literatur	220
13 Publikationen	221
Anhang	
Anlage A.1: Angewandte Analysenmethoden mit Bestimmungsgrenzen.....	227
Anlage A.2: Eingabedatei der PhreecC-Modellierung – Quantifizierung des Entgasungsdrucks.....	235
Anlage A.3 Eingabedatei der PhreecC-Modellierung – Modellierung des Malmwassers.....	236

Zusammenfassung

Im Rahmen des vom Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) unter dem Förderkennzeichen FKZ 0327671 geförderten Verbundprojektes „Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens“ wurden methodische Ansätze zur Bewertung der geothermischen Nutzung tiefer Grundwasserleiter entwickelt.

Ziel war die Erarbeitung wissenschaftlicher Grundlagen als Basis für die Erstellung hydrogeologischer und numerischer Modelle sowie die Bereitstellung dieser Expertise für die Planung von Projekten zur Erschließung tiefer geothermischer Ressourcen.

In regelmässig stattfindenden gemeinsamen Projektbesprechungen mit dem ebenfalls vom BMU geförderte Verbundvorhaben „Geothermische Charakterisierung von karstig-klüftigen Aquiferen im Großraum München“ (FKZ 0325013) wurden die erarbeiteten Ergebnisse ausgetauscht und diskutiert und konnten so für die Erstellung eines numerischen Modells direkt genutzt werden.

Die einzelnen Arbeitsschwerpunkte verteilen sich auf die vier Teildisziplinen **Strukturgeologie, Fazies und Diagenese, Hydraulik und Hydrochemie**.

Als Datengrundlage konnte auf insgesamt 17 Geothermiebohrungen im Großraum München sowie auf Kernmaterial der Forschungsbohrung Moosburg SC4, insgesamt 1773 Cuttingproben, Bohrlochmessungen und hydraulische Testdaten aus jeder Bohrung sowie 2D- und 3D-seismische Daten zurückgegriffen werden. Darüber hinaus wurden 37 Bohrungen hydrochemisch beprobt und ein Screening und Monitoring der Gaszusammensetzung sowie isotonhydrochemische Untersuchungen an verschiedenen Standorten durchgeführt. Ein weiterer Aspekt war die Untersuchung der Korrosion an verschiedenen Testmaterialien aus Stahl durch H₂S-haltiges Thermalwasser.

Für die Bearbeitung der **Strukturgeologie** wurden u. a. Imagelogs ausgewertet, anhand derer sich offene Klüfte identifizieren ließen, die zwei Hauptstreichrichtungen anzeigen. Während sich die erste mit ca. 80° Streichen an den bekannten alpenrandparallelen Hauptstörungen orientiert, zeigt die zweite ein Streichen von ca. 30° und kann auf Blattverschiebungen zurückgeführt werden.

Die Auswertungen der Bohrlochmessungen weisen ausserdem darauf hin, dass stark verkarstete und hydraulisch aktive Bereiche nicht ausschliesslich an Störungen gebunden sein müssen, sondern auch an lithofaziellen Übergängen auftreten können. Eine Korrelation zwischen der Produktivität einer Bohrung und der Kluftrichtung sowie der aus der Auswertung seismischer Daten ermittelten Versatzhöhe an einer Störung konnte bisher nicht festgestellt werden.

Die Ergebnisse zur **Fazies und Diagenese** der Malmkarbonate zeigen, dass vor allem hohe Dolomitanteile für hohe Transmissibilitäten verantwortlich sind. Dabei ist im Hinblick auf potentielle Zuflusshorizonte auch die Ausprägung des Dolomits, d.h. die Kristallgröße und Kristallform von Bedeutung. Um auch diese Faktoren zu berücksichtigen, wurde eine Methode zur Abschätzung der Permeabilitäten aus Cuttings, die sogenannte PAC-Analyse, entwickelt. Mit diesem Verfahren können qualitative Permeabilitätsprofile einzelner Bohrungen abgeleitet werden.

Der Einfluss von Kristallgrösse, Kristallform und Porenraumgeometrie auf die Matrixpermeabilität zeigt sich auch in den Untersuchungen an den Bohrkernen aus der Forschungsbohrung Moosburg SC4. Unter Verwendung eines Hochdruckpermeameters der Firma Pero wurden die Matrixpermeabilitäten an exemplarischen Bohrkernen

unterschiedlicher lithologischer Klassen quantitativ bestimmt. Hierbei stellte sich heraus, dass die höchsten Matrixpermeabilitäten in den lithostratigraphischen Einheiten des Malm –delta, -epsilon und -zeta 1 angetroffen werden.

Eine Abschätzung der Transmissivität der Matrix aus den Matrixpermeabilitäten der untersuchten Bohrkerne ergab einen geringeren Wert, als die aus dem Pumpversuch ermittelte Transmissivität. Daraus lässt sich ableiten, dass der Grundwasserzustrom zu einem großen Teil über Lösungshohlräume und Klüfte erfolgt. Während die Matrix als Speichergestein fungiert, steuern Lösungshohlräume die Grundwasserdynamik.

Weitere Abschätzungen zur Porositäts- und Permeabilitätscharakteristik fanden auf Basis von Cuttingdünnschliffen statt, die außerdem durch mikrofazielle Untersuchungen zur Klärung des Ablagerungsraums und der Korrelation der Bohrungen beitrugen.

Es zeigte sich, dass die Mächtigkeit von durchteufter Massen- bzw. Bankfazies einen Einfluss auf die Durchlässigkeit hat: je höher der Anteil der Massenfazies ist, desto größer ist auch die Transmissibilität. Im Hinblick auf die horizontale und laterale Faziesverbreitung erwiesen sich hier die Imagelogs als besonders hilfreich. Durch deren Gegenüberstellung mit der lithofaziellen Ansprache des Bohrkleins sowie dem Abgleich mit dem Kernmaterial der vollständig im Malm gekernten Forschungsbohrung Moosburg SC4, konnte eine fazielle Differenzierung der Malmkarbonate erarbeitet werden.

Auch Verkarstungen treten überwiegend in der dolomitisierten Massenfazies auf und sind zudem entscheidend für den Zufluss und die Produktivität einer Bohrung.

Die **hydraulischen Untersuchungen** auf der Grundlage von Pumpversuchsauswertungen ergaben, dass ein radiales Fließen zu den Bohrungen dominiert und lineares Fließen eine eher untergeordnete Rolle spielt. Positive bzw. negative Berandungen können auf regionale Heterogenitäten bzw. Permeabilitätsunterschiede zurückgeführt werden. Ursächlich hierfür sind unterschiedliche Faziesbereiche bzw. diagenetische Ausprägungen sowie untergeordnet tektonische Einflüsse. Insgesamt kann der Malm als Karst-, Kluft- und Porengrundwasserleiter eingestuft werden, der im Gebirgsmaßstab hydraulisch wie ein Porengrundwasserleiter reagiert.

Die Ergebnisse der **hydrochemischen Untersuchungen** des Malmthermalwassers weisen auf einen Einfluss von Infiltrationswässern an einigen Standorten hin. Diese Wässer zeigten einen auffälligen hydrochemischen Charakter und von der „Global Meteoric Water Line (GMWL)“ abweichende Isotopensignaturen. Eine Modellierung mit dem Computerprogramm PhreeqC zeigt, dass beckenrandnahes Malmwasser bei Ingolstadt durch die Zuckierung von Na-Cl-Wässern dem hydrochemischen Charakter der Tiefenwässer des Beckenzentrums sehr nahe kommt. Zudem werden die Tiefengrundwässer durch intensive Wasser-Gestein-Wechselwirkungen hydrochemisch überprägt.

H₂S wird durch zwei temperaturabhängige Mechanismen produziert - durch bakterielle Sulfatreduktion bei Temperaturen < 110°C, vorwiegend am nördlichen Beckenrand, sowie durch thermochemische Sulfatreduktion bei Temperaturen > 100°C vor allem im zentralen Becken. Die Differenzierung erfolgt aufgrund der für die Reduktionsprozesse jeweils relevanten Reservoirtemperaturen.

Des Weiteren wurden Berechnungen der Gas-Partialdrücke im Thermalwasser mit dem Computerprogramm PhreeqC durchgeführt. Unter Berücksichtigung der chemischen Zusammensetzung von Gas und Wasser als Eingangsparameter wurden die Entgasungsdrücke des Thermalwassers bei der Förderung simuliert. Im Großraum München wurden Entgasungsdrücke von 5 bis 25 bar berechnet. Eine Ausnahme zeigt eine Bohrung in der Westmolasse, an der ein Entgasungsdruck von 120 bar simuliert wurde. Dieser Wert ist auf die überdurchschnittlich hohe Gaskonzentration von ca. 1,9 Nml/L zurückzuführen.

Aufgrund der vorliegenden Ergebnisse ergibt sich für den Großraum München folgendes **hydrogeologisches Modell**.

Der Malm ist aus Aufschlüssen der fränkischen oder schwäbischen Alb durch seine kleinräumigen Fazieswechsel mit Schwellen aus massigen „Riff-“ bzw. Biohermkomplexen und Becken mit geschichteten, mergeligen oder mikritischen Karbonaten bekannt. Dieses Bild hat sich auch weitgehend für den tiefen Malm im Großraum München bestätigt. Dies spiegelt sich auch in unterschiedlichen hydraulischen Verhältnissen auf relativ kurzer Distanz in unmittelbar benachbarten Bohrungen wider. Die Interpolation der punktuellen Bohrinformationen in die Fläche erfolgte anhand der Texturanalyse und Interpretation der 2D- und 3D-seismischen Datensätze.

Aus den Ergebnissen lässt sich eine vereinfachte hydrostratigraphische Gliederung des Malms im Großraum München ableiten:

- der liegende Malm alpha bis Malm gamma kann mit mergeligen Partien als Grundwassergeringleiter eingestuft werden,
- der tiefere und mittlere Malm, der stratigraphisch in etwa dem Malm delta und epsilon entspricht, ist aufgrund einer homogenen, lateral aushaltenden dolomitischen Massenfazies als potentieller regionaler Grundwasserleiter anzusprechen,
- der obere Malm zeta ist durch lateral wechselnde Schwellen oder Becken gekennzeichnet, die eine lokale Ausbildung von Grundwasserleitern (Massenfazies) bzw. -geringleitern (Beckenfazies) verursachen.

Demnach nimmt die dolomitisierte Massenfazies eine Schlüsselrolle bei der geothermischen Exploration und Nutzung des Malm ein, da sie einerseits im tieferen und mittleren Malm ein feldesübergreifendes, gemeinsames Reservoir bildet, und andererseits im oberen Malm die Reservoirmächtigkeit vergrößert.

Für eine fazies- und strukturoptimierte **Explorationsstrategie** und ein nachhaltiges **Reservoirmanagement** wird die folgende Vorgehensweise empfohlen.

Beim so genannten „targeting“, also der Auswahl des Bohrziels mit einem geeigneten Bohrfad, sollte die Ausbildung der Malm-Fazies stärker als bisher betrachtet werden. Idealerweise zielt eine Bohrung auf eine Riffschwelle und durchteuft anschließend die Massenfazies entlang einer möglichst langen Strecke. Zusätzlich sollten Störungen bzw. tektonisch beanspruchte Bereiche aufgrund des erhöhten Verkarstungspotentials „aufgefädelt“ werden. Als „Negativbereiche“ sind Beckenstrukturen im oberen Malm bei der Bohrplanung unbedingt zu meiden.

Aus den aktuellen hydrogeologischen Modellvorstellungen ergeben sich für das nutzbare geothermische Potential im süddeutschen Molassebecken entscheidende Konsequenzen: So zeigt sich im Großraum München bereits der Trend zum Ausbau von bestehenden Geothermieranlagen. Besonderes Augenmerk wird dabei auf die Einbeziehung benachbarter Geothermiebohrungen und die Fragestellung einer potenziellen gegenseitigen Beeinflussung gelegt. Thermisch-hydraulische Simulationen mit verschiedenen Bohrungsvarianten auf Basis von fazies- und strukturdifferenzierten Reservoirmodellen zeigen, dass weniger der thermische Durchbruch als vielmehr hydraulische Beeinflussungen die Limitierung bei der Erschließungsverdichtung darstellen können. Diese Herausforderung kann jedoch durch eine optimierte Anordnung von Förder- und Reinjektionsbohrungen gelöst werden, die so sowohl im eigenen Projekt als auch auf Nachbarbohrungen als positive Potentialstützen wirken können. Die Simulationen auf Basis von belastbaren hydraulischen Pumpversuchswerten und Betriebsdaten untermauern letztendlich geowissenschaftlich das noch große Erschließungspotential hydrothermalen Energie im Großraum München.

1 Projektbeschreibung

Die günstigen Bedingungen für die hydrogeothermale Erschließung des Malm im süddeutschen Molassebecken führten in den letzten Jahren zu einer Intensivierung der Explorationsaktivitäten insbesondere im Großraum München. Der damit verbundene Erkenntnisgewinn in Bezug auf die hydrogeologischen und hydraulischen Bedingungen ermöglichte auch eine Verbesserung der Erschließungsstrategien.

Der tiefe Malm kann als komplexes Grundwasserleitersystem charakterisiert werden, dessen Gebirgsdurchlässigkeit sich sowohl aus Karst-, und Poren- als auch aus Kluftdurchlässigkeiten zusammensetzen kann. Für eine bessere hydrogeologische Charakterisierung sind grundlegende geologische Kenntnisse zur Strukturgeologie (Störungsgenese, -geometrie, Schichtversatz), Lithologie, Fazies und Diagenese, Hydrogeochemie sowie zur Hydraulik (Durchlässigkeiten und Schüttungsmenge) notwendig (SCHNEIDER et al. 2009).

Im Rahmen des Projektes wurden am Beispiel des Malmaquifers im bayerischen Teil des süddeutschen Molassebeckens mit Fokus auf den Großraum München methodische Ansätze zur Bewertung der geothermischen Nutzung tiefer Grundwasserleiter entwickelt.

Ziel des Vorhabens war die Erarbeitung wissenschaftlicher Grundlagen als Basis für die Erstellung hydrogeologischer und numerischer Modelle sowie technischer Empfehlungen bei der Planung von Projekten zur Erschließung tiefer hydrogeothermischer Ressourcen.

Im Vordergrund standen insbesondere strukturgeologische und lithofazielle Untersuchungsmethoden sowie Untersuchungen zur Hydraulik karbonatischer Grundwasserleiter. Dabei wurden folgende Schwerpunkte gesetzt:

- strukturgeologische Interpretation von seismischen Daten und Imagelogs zur Ausweisung von Störungsbereichen anhand von Klufthäufigkeit, Änderungen im Schichteinfallen und lokalen Verkarstungserscheinungen,
- Erarbeitung geologischer Zusammenhänge der faziellen Ausbildung und Diagenese des Malmaquifers sowie deren Einflüsse auf Porosität und Permeabilität,
- Untersuchungen der Matrixpermeabilitäten an Bohrkernen der Forschungsbohrung Moosburg SC4,
- Anfertigung von Gesteinsdünnschliffen aus Bohrkern- und Cuttingmaterial und deren Untersuchung im Hinblick auf Lithologie, Fazies, Diagenese und Porosität,
- die Ausweisung von Zuflussbereichen anhand von Temperaturlogs und Flowmeterlogs sowie die Quantifizierung des Zustroms.

Darüber hinaus wurde mit Hilfe eines Monitorings an ausgewählten Bohrungen die hydrochemische Beschaffenheit des Tiefengrundwassers untersucht. Ein Schwerpunkt lag hierbei auf der Bewertung der Gasführung (insbes. H_2S) im Hinblick auf den Korrosionsschutz hydrogeothermaler Anlagen.

Das Vorhaben „Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens“ wurde durch das Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) im Zeitraum vom 01. März 2008 bis zum 29. Februar 2012 unter dem Förderkennzeichen 0327671 gefördert. Die Federführung hatte die Freie Universität Berlin (FU Berlin), Fachbereich Geowissenschaften, Institut für Geologische Wissenschaften, Arbeitsbereich Hydrogeologie.

Verbund- bzw. Kooperationspartner waren:

- Erdwerk GmbH hydrogeologie geothermie (München),
- Technische Universität München (TUM), Institut für Wasserchemie und Chemische Balneologie.

Des Weiteren wurde die Arbeitsgruppe „Angewandte Faziesforschung“ (Prof. Dr. Roman Koch, Universität Erlangen, Institut für Paläontologie) am GeoZentrum Nordbayern in die laufenden Arbeiten zur Lithologie, Fazies und Diagenese einbezogen.

Elektrische Widerstandsmessungen an Bohrkernen der Forschungsbohrung Moosburg SC4 konnten am Geoforschungszentrum Potsdam (GFZ), Sektion 4.1, Reservoirtechnologien, durchgeführt werden.

Zeitgleich mit dem hier dokumentierten Projekt wurde ein weiteres vom BMU gefördertes Verbundvorhaben mit dem Titel „Geothermische Charakterisierung von karstig-klüftigen Aquiferen im Großraum München“ (FKZ 0325013) unter der Leitung des LIAG Hannover durchgeführt. Das Konsortium umfasste folgende Partner:

- Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG),
- Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU),
- Ludwig Maximilians - Universität München (LMU, Geophysik),
- HydroConsult GmbH Augsburg,
- Geothermie Neubrandenburg (GTN),
- Aquasoil Ingenieure & Geologen GmbH.

Eine Zusammenarbeit und ein intensiver Informationsaustausch zwischen beiden Projektgruppen wurden über die gesamte Projektlaufzeit vereinbart und sehr erfolgreich umgesetzt. Insbesondere die Resultate der hydrogeologischen und hydraulischen Untersuchungen stellten einen wichtigen Beitrag für die Erstellung des hydrogeologischen Modells und der numerischen Modellierung im Rahmen des vom LIAG koordinierten Vorhabens dar. In regelmäßig stattfindenden Projektbesprechungen mit allen beteiligten Partnern wurden die jeweils aktuellen Ergebnisse vorgestellt und diskutiert sowie die weitere Vorgehensweise abgestimmt (Tab. 1.1).

Die laufenden Arbeiten sowie die zu den jeweiligen Berichtsterminen vorliegenden wesentlichen Ergebnisse wurden in halbjährlichen Zwischenberichten dargestellt.

Tab. 1.1: Projektbesprechungen im Rahmen des Verbundvorhabens

Datum	Ort	Teilnehmer
03.04.2008 (1. Projektbesprechung)	München (LfU)	LIAG, LfU, TUM, FU Berlin, Erdwerk
21.11.2008 (2. Projektbesprechung)	München (TUM)	LIAG, LfU, TUM, FU Berlin, Erdwerk, PtJ
16.04.2009 (interne Projektbespr.)		FU Berlin, Erdwerk
18.06.2009 (interne Projektbespr.)		FU Berlin, Erdwerk
19.06.2009 (3. Projektbesprechung)	München (Erdwerk)	LIAG, LfU, TUM, FU Berlin, Erdwerk
15.10.2009 Workshop numerische Modellierung	Berlin (FU Berlin)	LIAG, LfU, FU Berlin, HydroConsult
04.12.2009 (interne Projektbespr.)	München (Erdwerk)	FU Berlin, Erdwerk
13.01.-14.01.2010 (4. Projektbesprechung)	München (LfU)	LIAG, LfU, LMU, TUM, FU Berlin, Erdwerk, HydroConsult
11.02.2010 (interne Projektbespr.)	Berlin (FU Berlin)	FU Berlin, Erdwerk
23.06.-24.06.2010 (5. Projektbesprechung)	München (LfU)	LIAG, LfU, LMU, TUM, FU Berlin, Erdwerk, HydroConsult
12.01.-13.01.2011 (6. Projektbesprechung)	München (LMU)	LIAG, LfU, LMU, TUM, FU Berlin, Erdwerk, GTN, HydroConsult, Aquasoil, Uni Erlangen (Prof. Koch)
04.07.-05.07.2011 (7. Projektbesprechung)	München (LfU)	LIAG, LfU, LMU, TUM, FU Berlin, Erdwerk, GTN, HydroConsult, Aquasoil, PtJ
14.12.-15.12.2011 (8. Projektbesprechung)	München (LfU)	LIAG, LfU, LMU, TUM, FU Berlin, Erdwerk, GTN, HydroConsult, Aquasoil, PtJ, Geothermie Unterhaching

Der vorliegende Endbericht fasst die im Rahmen dieses Projektes erarbeiteten Ergebnisse aus den verschiedenen Teildisziplinen zusammen und liefert wesentliche Aussagen zur Beurteilung des Fündigkeitsrisikos hydrothermalen Ressourcen.

Die erarbeiteten geologischen und hydrogeologischen Grundlagen können im Rahmen zukünftiger Forschungsvorhaben, bei der Planung und Installation hydrogeothermaler Anlagen und im Genehmigungs- und Bescheidwesen verwertet werden.

Sie sind darüber hinaus wesentlich für die Erstellung numerischer Grundwasserströmungsmodelle ausgewählter Gebiete im süddeutschen Molassebecken und, bei einer steigenden Anzahl an Geothermieprojekten, für die Beurteilung der gegenseitigen hydrodynamischen Beeinflussung benachbarter hydrothermalen Anlagen von großer Bedeutung.

Nach einem geologisch-hydrogeologischen Überblick (Kap. 2) werden, aufbauend auf den vorhandenen wissenschaftlichen und technischen Daten (Kap. 3), erarbeitete Methoden und Ergebnisse zur Strukturgeologie (Kap. 4), Fazies und Diagenese (Kap. 5), Porosität und Permeabilität (Kap. 6) sowie die auf der Auswertung von hydraulischen Testen basierenden Ergebnisse (Kap. 7) dargestellt und diskutiert. Die Ergebnisse zur Hydrochemie des Malm-Tiefengrundwassers werden in Kap. 8 ausführlich beschrieben. Alle Ergebnisse werden im Kap. 9 zusammenfassend in ein hydrogeologisches Modell überführt und können für die Erstellung eines struktur- und faziesbasierten Reservoirmodells genutzt werden. Für die zukünftige hydrogeothermische Exploration werden im Kap. 10 Empfehlungen für eine innovative Explorationsstrategie sowie im Kap. 11 Handlungsempfehlungen ausgesprochen. Ein Ausblick (Kap. 12) gibt Hinweise auf zukünftige Nutzungsmöglichkeiten des geothermischen Potentials im Großraum München und erläutert den weiteren Forschungs- und Entwicklungsbedarf im Hinblick auf die Reservoircharakterisierung im süddeutschen Molassebecken.

Literaturhinweise zu den einzelnen Teildisziplinen werden jeweils am Ende der Hauptkapitel gegeben. Die im Rahmen dieses Projektes erstellten Schriften, Berichte, Masterarbeiten, Vorträge und Poster sind im Kap. 13 aufgeführt.

Aus Gründen des Datenschutzes enthält dieser Bericht im Hauptteil nur anonymisierte Daten. Vertrauliche Daten werden in einem separaten Anhang dargestellt und sind nur dem BMU als Zuwendungsgeber und dem PtJ als Projektträger zugänglich.

Literatur

SCHNEIDER, M., SCHUBERT, A., BAUMANN, T., BÖHM, F., STEINER, U. MAYR, C. (2009): Vorstellung eines aktuellen Forschungsvorhabens zur hydrogeologischen Charakterisierung des Malm als tiefer Grundwasserleiter.- Geothermiekongress (DGK) in Bochum (17.11. – 19.11.2009).

2 Geologisch-Hydrogeologischer Überblick

Potentiell wirtschaftlich nutzbare Thermalwasserhorizonte im süddeutschen Molassebecken sind das kristalline Grundgebirge, die Sedimente aus Muschelkalk, Keuper, Dogger und Malm sowie ältere Einheiten des Tertiärs (BAY. STWIVT, 2010). Für eine nachhaltige geothermische Nutzung sind vor allem die oberjurassischen Sedimente im süddeutschen Molassebecken von Bedeutung. Hydrostratigraphisch werden diese und die mit ihnen im hydraulischen Kontakt stehenden Einheiten des Purbeck vereinfachend als sogenannter „Malmaquifer“ bezeichnet.

Die marinen Sedimente des Oberjura streichen nördlich der Donau aus und bauen die Fränkische und Schwäbische Alb auf. Nach Süden hin tauchen sie unter die tertiären Sedimentfüllungen des süddeutschen Molassebeckens ab, werden im Raum München in Tiefen von über 2000 m angetroffen, und erreichen am Alpenrand eine Tiefenlage von 5000 m (BAY. STWIVT, 2010). Im Osten stellt der herzynisch streichende Donaurandbruch die tektonische Trennlinie zum kristallinen Grundgebirge, welches hier bis zu 1700 m als Böhmisches Massiv herausgehoben ist, dar. Das Grundgebirge des „Vindelizischen Landes“ erstreckt sich westwärts unter den gesamten Molassetrog und bildet die ebenfalls herzynisch streichende Struktur des Landshut-Neuöttinger Hochs (LNH), mit einer Sprunghöhe von fast 1300 m (KOSCHEL, 1991). Das Landshut-Neuöttinger Hoch wird unmittelbar von tertiären Sedimenten überlagert und gliedert den Malmaquifer in das niederbayerische Teilbecken im Osten und die Wasserburger Senke im Westen (LEMCKE, 1988). Von dort aus erstrecken sich die Ablagerungen des Oberjura unter der süddeutschen Molasse bis an den Bodensee (Abb. 2.1).

Charakteristische tektonische Elemente im süddeutschen Molassebecken sind alpenparallele syn- und antithetische Abschiebungen mit vertikalen Versatzbeträgen von 150 bis 200 m (BACHMANN et al., 1982; BACHMANN et al., 1987). Der durch die Flexur des Molassebeckens bedingten Extensionstektonik steht eine seit Beginn der alpidischen Gebirgsbildung wirksame Kompressionstektonik gegenüber. Diese verursacht SE-NW-streichende Brüche, welche parallel zur Böhmischen Masse angelegt sind (UNGER, 1996).

Das 500 bis 600 m mächtige Sedimentpaket gliedert sich nach MEYER & SCHMIDT-KALER (1989) im Malm delta in die drei Großräume der Schwäbischen, Fränkischen und Helvetischen Fazies. Die Schwäbische Fazies im Westen setzt sich aus dem Schwäbischen Schwammriff und dem Schwäbischen Mergelbecken zusammen. Das Schwäbische Schwammriffgebiet hat sich seit dem Malm alpha weit nach Osten ausgedehnt, weshalb es im Malm delta nur noch von einem schmalen Mergelbecken von der Südbayerischen Schwammplattform getrennt wird (Abb. 2.1). Im Südwesten markiert die Helvetische Fazies den Übergang des Schwäbischen Mergelbeckens in das pelagische Helvetische Becken (SELG & WAGENPLAST, 1990).

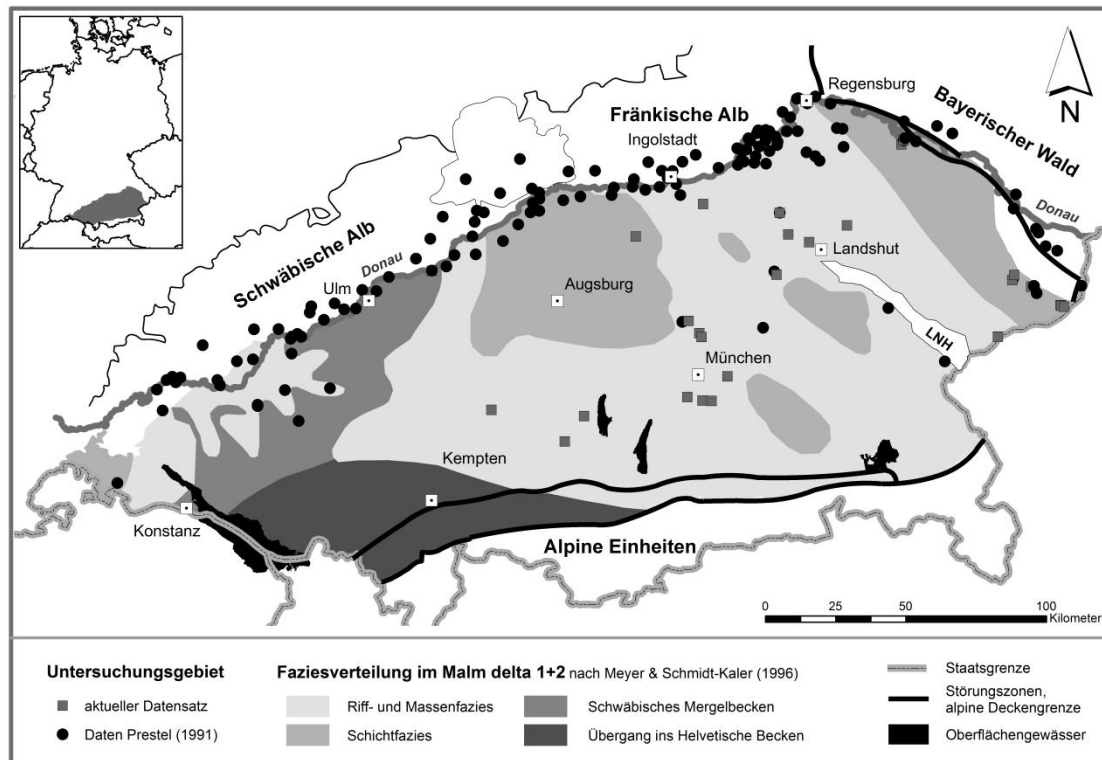


Abb. 2.1: Verbreitung des Malmaquifers und lithofazielle Gliederung des Oberjuras (Malm) nach MEYER & SCHMIDT-KALER (1996) im süddeutschen Molassebecken (LNH = Kristallin des Landshut-Neuöttinger Hochs; aus: BIRNER et al. 2011).

Innerhalb der Riffplattformen lassen sich zwei Lithofaziestypen ausweisen: Die Schicht- oder Normalfazies mit den biostratigraphisch relevanten Fossilien und die Schwammriff- oder Massenkalkfazies, welche sich aus „buildups“ von Schwämmen, Cyanobakterien-Krusten und lokal Korallen aufbaut (GWINNER, 1971; ZIEGLER, 1977; MEYER & SCHMIDT-KALER, 1989; SELG & WAGENPLAST, 1990). Die Schichtfazies setzt sich aus gebankten Kalken und Mergeln zusammen. In die geschichtete Bankfazies ist die Massenkalkfazies eingeschaltet und bildet massige, ungeschichtete Bereiche (KOCH, 1997). Im Bereich der Algen-Schwamm-Riffe lassen sich verschiedene Stadien diagenetischer Abfolgen erkennen, welche in zahlreichen Arbeiten beschrieben werden (KOCH & SCHORR, 1986; WIRSING, 1988; LIEDMANN & KOCH, 1990; LIEDMANN, 1992; REINHOLD, 1996; KOCH, 1997).

Mit der Regression des Jurameeres setzte die Verkarstung der Karbonate ein und endete etwa 100 Ma später mit der Ablagerung der Unteren Meeresmolasse. Das Ausmaß der Verkarstung hängt direkt von der lithologischen Ausprägung der Gesteine ab und stellt nach WEIß (1988) den wichtigsten Mechanismus für die Porositäts- und Permeabilitätsentwicklung dar. Aufgrund des Fehlens von mergelreichen Zwischenlagen wurden die Dolomite der Massenkalkfazies von Beginn an tiefgründig verkarstet. Mit der Eintiefung der Urdonau ab Ende des Miozäns setzte eine zweite Verkarstungsphase ein. Diese tiefphreatische Verkarstung reicht heute bis in Tiefen von 200 bis 300 m unter die Malmoberkante (VILLINGER, 1986; LEMCKE, 1981). Die Entwicklung der tiefphreatischen Verkarstung findet vor allem in Bereichen mit tektonischer Zerrüttung und diagenetisch bedingt hohen Porositäten statt (STIER & PRESTEL, 1991).

Die Dolomitisierung, Verkarstung und strukturelle Überprägung haben Einfluss auf die hydraulischen Eigenschaften der Gesteine. Die Gebirgsdurchlässigkeit variiert

dementsprechend von sehr schwach durchlässig im Übergangsbereich zur helvetischen Fazies bis zu stark durchlässigen Gebieten (BIRNER et al., 2009). Das Grundwasser im bayerischen Teil des Malmaquifers fließt südlich der Donau tendenziell von Westen nach Osten. Im zentralen Teil des Molassebeckens erfährt die Grundwasserdruckfläche eine Druckdepression, die nördlich von Memmingen an der Iller beginnt und über München bis in den Raum von Regensburg zieht (ANDRES, 1985). Im Norden wird diese Druckdepression durch eine im Westen annähernd donauparallele Grundwasserscheide begrenzt. Diese trennt die Grundwasserbewegung im Süden von dem unmittelbar die Donau begleitenden Teilstrom. Der nördliche Teilstrom entwässert im Bereich von Bad Göggingen unmittelbar oder über Aussickerung in hangende Grundwasserleiter in die Donau (ANDRES & FRISCH, 1981). Das Thermalwasser des niederbayerischen Beckens ist durch das LNH und die sich im Südosten anschließende Zentrale Schwellenzone vom zentralen Molassebecken hydraulisch weitestgehend abgekoppelt. Das Grundwasser strömt in diesem Teilbecken nach Südosten in Richtung Linz.

Der Zufluss des Grundwassers im Malmaquifer erfolgt über Grundwasserneubildung im Bereich der Schwäbischen Alb und durch Leakage aus den hangenden Schichten des Tertiärs im Molassebecken (FRISCH & HUBER, 2000). Die Temperatur des Grundwassers steigt mit zunehmender Tiefenlage des Malmaquifers von der Donau im Norden bis zum Alpenrand an. Südöstlich von München im Bereich der Wasserburger Senke sind die Temperaturen im Malmaquifer geringer als die in gleicher Tiefe gemessenen Gw-Temperaturen südlich und südwestlich von München (BAY. STWIVT, 2010) [aus: Birner et al. 2011].

Literatur

- ANDRES, G. (1985): Fränkische Alb und Malmkarst des Molassebeckens. – In: Grundwassergleichenkarte von Bayern 1:500.000 mit Erläuterungen. – Schriftreihe Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, **20**: 23-25.
- ANDRES, G. & FRISCH, H. (1981): Hydrogeologie und Hydraulik im Malmkarst des Molassebeckens und der angrenzenden Fränkisch- Schwäbischen Alb. - Schriftenreihe Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, **15**: 108-117.
- BACHMANN, G.H., DOHR, G. & MÜLLER, M. (1982): Exploration in a classic thrust belt and its foreland: Bavarian Alps, Germany. - American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **66**: 2529-2542.
- BACHMANN, G.H., MÜLLER, M. & WEGGEN, K. (1987): Evolution of the Molasse Basin. - Tectonophysics, **137**: 77-92.
- BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFT, INFRASTRUKTUR, VERKEHR UND TECHNOLOGIE (2010): Bayerischer Geothermieatlas - Hydrothermale Energiegewinnung, 93 S.; München.
- BIRNER, J., JODOCY, M., FRITZER, T., SCHNEIDER, M. & STÖBER, I. (2009): Projektgebiet - Molassebecken. - In: SCHULZ, R. [Hrsg.] - Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland (Endbericht – BMU Forschungsvorhaben 0327542), LIAG Archiv-Nr. 0128452: 44-60; 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., Berlin, **39**, 291-308.
- FRISCH, H. & HUBER, B. (2000): Ein hydrogeologisches Modell und der Versuch einer Bilanzierung des Thermalwasservorkommens für den Malmkarst im Süddeutschen und im angrenzenden Oberösterreichischen Molassebecken. - Hydrogeologie und Umwelt, **20**: 25-43.

- GWINNER, M.P. (1971): Carbonate Rocks of the Upper Jurassic in SW-Germany. – In: FRIEDMAN, G.M. & MÜLLER, G. [eds.]: Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook.- VIII Int. Sediment. Congress 1971: 193-207; Heidelberg.
- KOCH, R. (1997): Daten zur Fazies und Diagenese von Massenkalken und ihre Extrapolation nach Süden bis unter die nördlichen Kalkalpen. - Geologische Blätter für Nordost-Bayern, **57**: 117-150.
- KOCH, R. & SCHORR, M. (1986): Diagenese of Upper Jurassic Sponge-Algal-Reefs in SW Germany. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (eds.): Reef Diagenesis: 224-244; Berlin (Springer).
- KOSCHEL, G (1991): Geologischer Überblick – Hydrogeologische Randbedingungen. - In: BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT & GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG [Hrsg.] - Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im Süddeutschen Molassebecken (Schlussbericht - Forschungsvorhaben 03 E 6240 A/B): 140 S.; München, Freiburg.
- LEMCKE, K. (1981): Erdgeschichtlicher Rahmen und Tektonik. – In: ANDRES, G. & WIRTH, H. [Hrsg.]: Die Thermal- und Schwefelwasservorkommen von Bad Gögging. - Schriftenreihe Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, **15**: 55-63.
- LEMCKE, K. (1988): Geologie von Bayern I – Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit: 175 S.; Stuttgart.
- LIEDMANN, W (1992): Diagenetische Entwicklung Süddeutscher Malmkarbonate (Unter Berücksichtigung lumineszenzpetrographischer, fluid inclusion und geochemischer Untersuchungsmethoden). – Diss. Univ. Heidelberg: 307 S.; Heidelberg.
- LIEDMANN, W. & KOCH, R. (1990): Diagenesis and fluid inclusions of Upper Jurassic Sponge-Algal Reefs in SW Germany. – Facies, **23**: 241-268; Erlangen.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1989): Paläogeographischer Atlas des süddeutschen Oberjura (Malm). - Geologisches Jahrbuch, **A 115**: 3-77; Stuttgart.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1996): Jura. - In: BAY. GEOL. LANDESAMT [HRSG.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (4. Aufl.): 90-111; München.
- REINHOLD, C. (1996): Prozesse, Steuerung und Produkte komplexer Diagenese-Sequenzen in süddeutschen Malm-Karbonaten – Die oberjurassische Massenkalk- und Bankkalkfazies bei Geislingen/Steige (Oxford/Kimmeridge, östliche Schwäbische Alb). – Diss. TU Berlin: 255 S.; Berlin.
- SELG, M. & WAGENPLAST, P. (1990): Beckenarchitektur im süddeutschen Weißen Jura und die Bildung der Schwammriffe. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **32**: 171-206, Freiburg.
- STIER, P & PRESTEL, R. (1991): Der Malmkarst im Süddeutschen Molassebecken – Ein hydrogeologischer Überblick. - In: BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT & GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG [Hrsg.] - Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im Süddeutschen Molassebecken (Schlussbericht - Forschungsvorhaben 03 E 6240 A/B): 140 S.; München, Freiburg.
- UNGER, H.J. (1996): Tektonik – Molassebecken. -In: BAYERISCHE GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000: 168-187; München.
- VILLINGER, E. (1986): Untersuchungen zur Flußgeschichte von Aare-Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karsts in Südwestdeutschland. – Jh. d. Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, **28**: 297-362; Freiburg.

- WEIß, E.G. (1988): Porositäten, Permeabilitäten und Verkarstungserscheinungen im Mittleren und Oberen Malm der Südlichen Frankenalb. – Diss. Univ. Erlangen: 211 S.; Erlangen.
- WIRSING, G. (1988): Mikrofazielle und diagenetische Entwicklung einer oberjurassischen Karbonatabfolge (Weißjura beta bis delta 4; Mittlere Schwäbische Alb) mit Berücksichtigung der chemischen Diagenese ausgewählter karbonatischer Bestandteile. – Heidelberger Geowiss. Abh., **15**: 337 S.; Heidelberg.
- ZIEGLER, B. (1977): The „White“ (Upper) Jurassic in Southern Germany. – Stuttgarter Beitr. Naturk., **26**: 79 S.; Stuttgart.

3 Datengrundlage

3.1 Übersicht

Im Rahmen des Forschungsvorhabens konnte auf Daten aus 17 Malm-Geothermiebohrungen im Großraum München (s. Abb. 3.1) mit Bohrtiefen zwischen 2.124 m TVD (true vertical depth) und max. 4.480 m TVD / ca. 5.500 MD (measured depth), zzgl. der ca. 80 km nordöstlich von München gelegenen Malmforschungsbohrung Moosburg SC 4 zurückgegriffen werden. Die Bohrungen wurden zwischen Juli 2003 und April 2011 abgeteuft und erreichen eine kumulative Bohrstrecke im Malm von ca. 12.000 m MD bei einer vertikalen Gesamtteufe von ca. 8.000 m TVD.

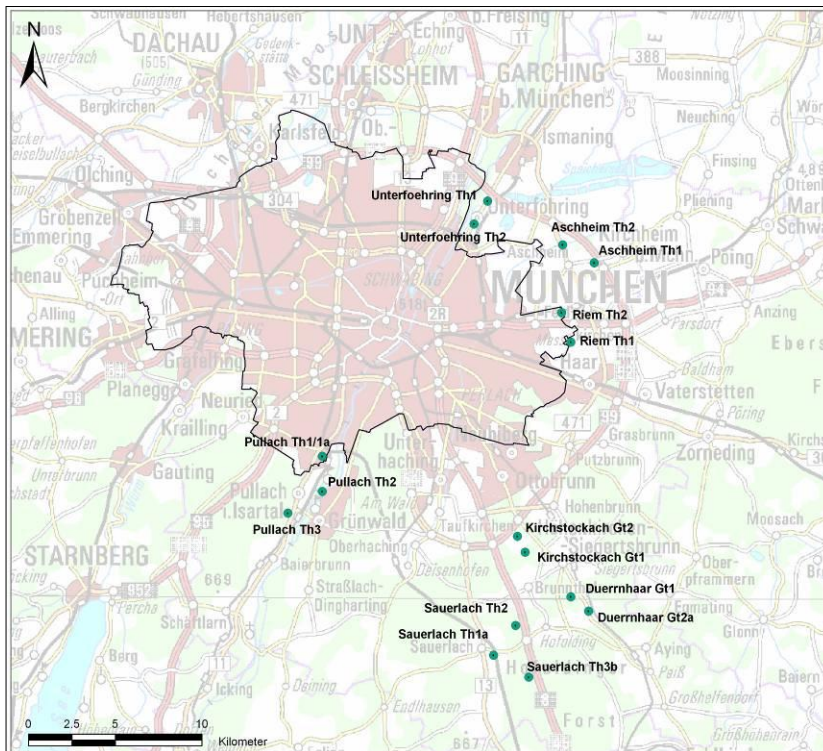


Abb. 3.1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebiets mit Landepunkten der ausgewerteten Bohrungen am Top Malm (Böhm et al. 2012).

3.2 Bohr- und Spülungsparameter

In den vorliegenden Geothermiebohrungen erfolgte eine Aufzeichnung der bohrtechnischen Parameter während der Bohrphase durch den Mudlogging-Service vor Ort. Zur Beurteilung der Reservoirgeologie können folgende bohrtechnische Parameter herangezogen werden:

- Hakenlast
- Meißelbelastung
- Bohrgeschwindigkeit
- Drehmoment
- Pumpendruck
- Umdrehungszahl des Bohrstrangs

Während des Bohrens im Reservoir wird in Geothermiebohrungen der Fokus auf auftretende Spülungsverluste gelegt. Beobachtete Spülungsverluste deuten bereits beim Bohrfortgang auf

die für das Bohrloch wesentlichen hydraulisch aktiven Zonen hin. Aufgetretene Spülungsverluste wurden meist in den bohrtechnischen Tagesberichten festgehalten.

3.3 Lithologie

3.3.1 Bohrklein (Cuttings)

Aus Kostengründen wurden sämtliche Geothermiebohrungen im Spülbohrverfahren niedergebracht. Damit steht für die direkte Beschreibung der aufgeschlossenen Lithologie und Fazies lediglich Bohrklein (Cuttings) zur Verfügung. Manche Abschnitte wurden unter so hohen Spülungsverlusten gebohrt, dass kein Cuttingaustrag mehr erfolgte und somit nicht einmal Bohrklein für eine Ansprache zu Verfügung stand. In der Regel wurden bei den ausgewerteten Bohrungen im Malm alle fünf Meter Proben genommen. Die Gesteinsschichten im Hangenden des Malm wurden in den untersuchten Bohrungen alle 10 m beprobt. Für die lithofazielle Charakterisierung des Malm standen somit insgesamt 1773 Bohrproben zur Verfügung.

3.3.2 Bohrkern

Die Forschungsbohrung Moosburg SC 4 stellt eine Ausnahme in der zu Grunde liegenden Datenbasis dar. Von dieser liegt ab der Unterkreide bis zur Endteufe im Dogger und somit für den gesamten Malm ein durchgehendes Kernprofil vor.

3.4 Geophysik

3.4.1 Seismik

Für die hydrothermale Exploration des tiefen Malm im Alpenvorland ist Seismik die am besten geeignete geophysikalische Untersuchungsmethode, da sie sowohl strukturelle als auch lithologische Informationen in entsprechender Tiefe und Auflösung liefern kann und somit Hinweise über potentiell permeable Bereiche gibt. Bei der Reflexionsseismik werden von der Oberfläche künstlich erzeugte Schallwellen in den Untergrund gesendet. Je nach den elastischen Eigenschaften des Materials im Untergrund breiten diese sich unterschiedlich schnell aus und werden an signifikanten Lithologiewechseln reflektiert. Anhand der Laufzeit einer Welle, die über ein Geophon registriert wird, und dem Abstand zum Anregungspunkt, kann die Tiefe eines Wechsels bestimmt werden, sofern auch Wellengeschwindigkeitsdaten über den Untergrund vorliegen oder die Materialwechsel aus anderen Quellen (Bohrungen, Seismik, Aufschluss) bekannt sind.

Es stand eine Vielzahl von seismischen Profilen (vgl. Abb. 3.2) von verschiedenen Geothermieprojekten aus unterschiedlichen Projektphasen zur Verfügung. Die Daten lagen daher in unterschiedlichen Formaten und Prozessierungsständen vor, so dass im Hinblick auf Thema und Ziel des Projektes eine Auswahl erfolgen musste. Dazu wurden die Profile, die im Umfeld von Geothermiebohrungen liegen, migriert, als Zeitschnitte in die Interpretationssoftware Petrel geladen und entsprechend den Bohrergebnissen in die entsprechende Tiefe gesetzt. Darüber hinaus standen dem Projekt 3D Daten zur Verfügung, zu denen jedoch noch keine Bohrdaten vorlagen.

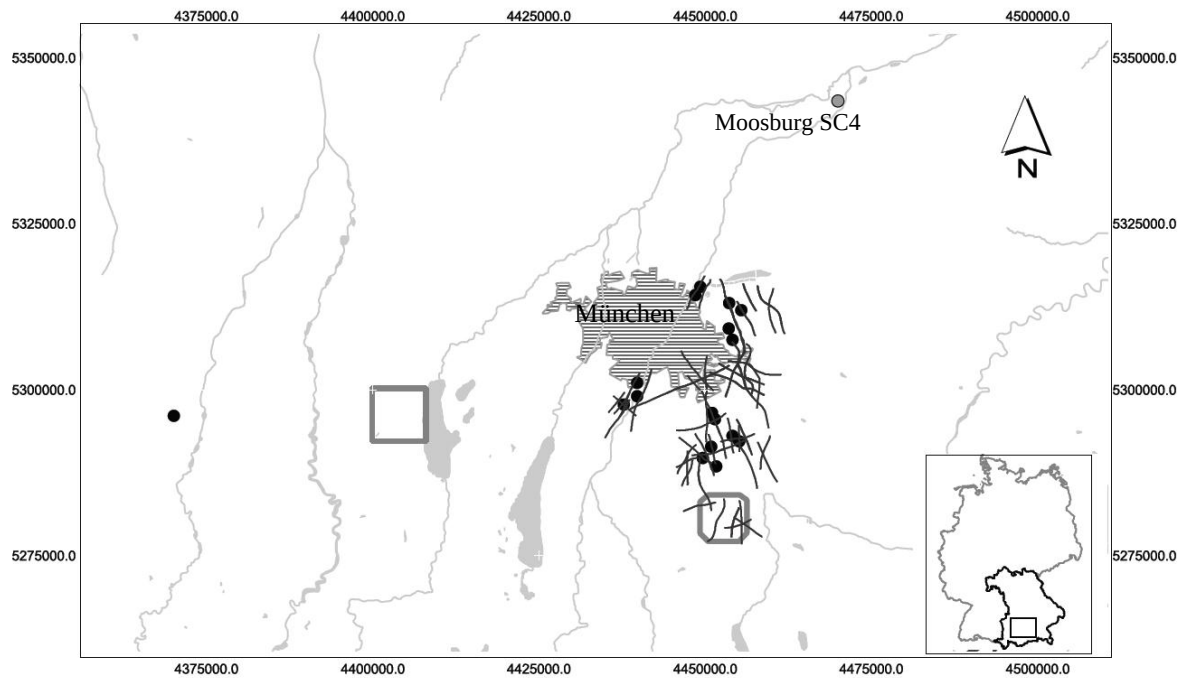


Abb. 3.2: Übersichtskarte zur Lage der im Vorhaben verfügbaren Seismischen Daten (2D – Linien, 3D Kästchen) und Geothermiebohrungen (schwarze Punkte), sowie der Forschungsbohrung Moosburg SC 4.

3.4.2 Bohrlochmessungen

3.4.2.1 Gamma Ray

Beim Gamma Ray Log (kurz: Gammalog) wird die natürliche Gammastrahlung der im Bohrloch aufgeschlossenen Gesteine gemessen. Für Aussagen zur Lithologie und speziell zur Beurteilung des Tongehalts in Sedimenten ist das Gammalog ein unverzichtbarer Bestandteil eines Bohrlochmessprogramms. Durch die hohe Sensibilität wird es auch meist zur Teufenkalibrierung anderer Messungen verwendet. Des Weiteren wurde das Gammalog für die lithostratigraphische Korrelation der verschiedenen Bohrungen herangezogen.

3.4.2.2 Kaliber

Mit Kalibermessungen wird der Durchmesser eines unverrohrten oder auch verrohrten Bohrlochs in einem oder mehreren Azimuten bestimmt (FRICKE & SCHÖN, 1999). In Tiefbohrungen werden Kalibermessungen vorwiegend zur Beurteilung des Bohrlochzustandes im Hinblick auf den Rohreinbau und das benötigte Zementvolumen durchgeführt. Aus der Bohrlochgeometrie können aber auch Hinweise zur Hauptspannungsrichtung sowie zur Lithologie, wie beispielsweise Verkarstungshorizonte oder Störungszonen, abgeleitet werden.

In 11 der evaluierten Geothermiebohrungen wurden Kalibermessungen im Malm durchgeführt.

3.4.2.3 Elektrischer Widerstand

Mit elektrischen Bohrlochmessungen wird der Gesteinswiderstand in unmittelbarer Nähe der Bohrung teufenabhängig gemessen. Die Widerstandswerte werden als Grundlage für weitere geologische Interpretationen herangezogen.

In der Geothermie kommen in der Regel zwei Log-Typen zum Einsatz, die zwar auf dem gleichen physikalischen Prinzip beruhen, sich in der Erhebung und Darstellung aber deutlich unterscheiden:

- Die herkömmlichen Dual Latero Logs TM bestehen aus einer flachen und einer tiefen Punktmessung und werden als teufenabhängige Kurven dargestellt.
- Das Imagelog ist eine Weiterentwicklung des Dip-Logs (EKSTRÖM 1987) und ist ein Bilddatensatz, bestehend aus einer Vielzahl von radial im Bohrloch angeordneten Einzelmessungen in Pixelform.

3.4.2.3.1. Dual Latero Log TM (DLL)

Die DLL TM -Messung besteht aus einer flachen und einer tiefen Messung (s. Abb. 3.3). Bei der flachen (LLs) wird der Widerstand direkt an der Bohrlochwand gemessen. Die Eindringtiefe der tiefen Messung (LLd) hängt von verschiedenen petrophysikalischen Faktoren ab und wird mit mehreren dm bis m angegeben. Dem Gebirge wird bei der Messung über Elektroden Strom (A_0) zugeführt, während an anderen Elektroden (M_1 , M_2) die Potentialdifferenz abgegriffen wird.

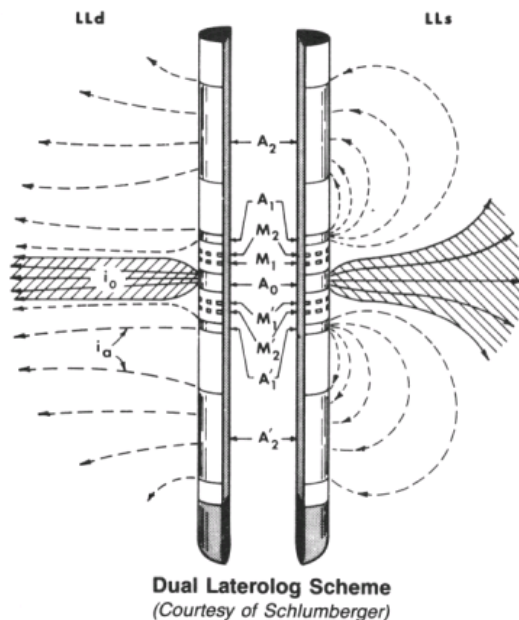


Abb. 3.3: Aufbau und Funktionsweise eines Dual Laterolog TM, siehe Text (aus SCHLUMBERGER 1989).

3.4.2.3.2. Imagelogs

Im Rahmen des Vorhabens wurden acht Imagelogs aus sechs Geothermieprojekten aus dem Großraum München ausgewertet. Imagelogs basieren auf einem bildgebenden Verfahren von hochauflösenden Gesteins-Widerstandsmessungen. Dabei wird dem Gebirge über hydraulisch an die Bohrlochwand gepresste Elektroden Strom zugeführt, während an benachbarten Elektroden die Potentialdifferenz abgegriffen wird. An 192 Elektroden werden so beim Hochfahren der Sensoren Werte aufgezeichnet und in eine Bildmatrix mit Grauwerten umgesetzt. Je nach elektrischer Leitfähigkeit des Gesteins und des Grundwassers sowie dessen Kontrast zur unmittelbaren Umgebung bzw. zum Gestein, können Imagelogs Objekte (z.B. Klüfte, Tonfugen) bis zu 0,5 mm und höher auflösen.

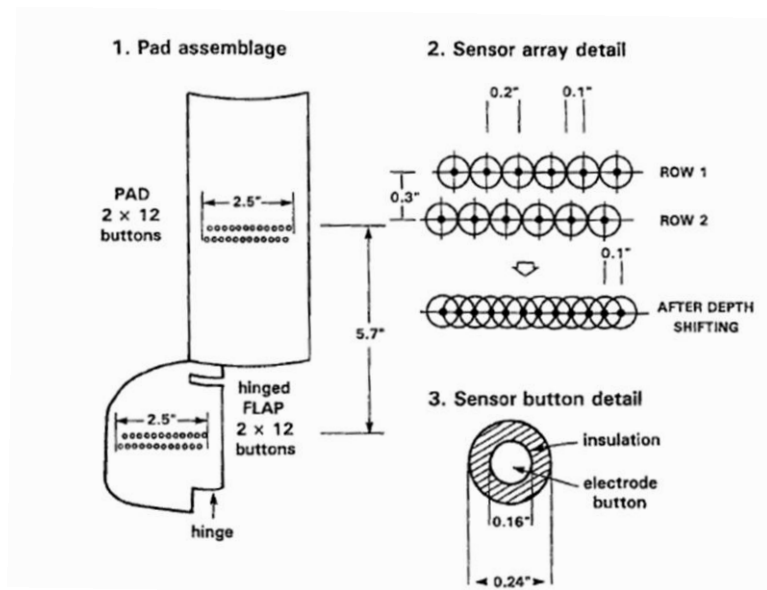


Abb. 3.4: Aufbau und Elektrodenanordnung der Sensoren eines Imagelogs, siehe auch Text (aus RIDER 1996).

3.4.2.4 Flowmetermessung

Im Rahmen einer Flowmetermessung wird, meist mit einem elektromechanischen Meßflügel (Impeller-Flowmeter), die vertikale Strömungsgeschwindigkeit des Fluids bzw. Wassers im Bohrloch während der Förderung oder Injektion gemessen. Es werden die Tiefe, die Fahrgeschwindigkeit der Sonde und die Umdrehungen des Meßflügels pro Sekunde (rps) aufgezeichnet. Die Messung ermöglicht eine Abschätzung des geförderten Volumenstroms im Reservoir sowie eine Bestimmung von Zufluß- bzw. Abflussprofilen und -anteilen im Bohrloch. Für die evaluierten Geothermiebohrungen liegen drei Flowmeterlogmessungen während einer Injektion und zwei während der Förderung von Thermalwasser vor.

3.4.2.5 Temperaturmessung

Bei der Messung wird kontinuierlich die Temperatur in Abhängigkeit von der Tiefe erfasst. Die Temperaturlogmessung im Reservoir dient grundsätzlich zur Abschätzung der Zuflusshorizonte im Bohrloch, im Idealfall als Ergänzung zu einer Flowmetermessung. Temperaturmessungen können je nach dem Zeitpunkt der Messung wie folgt unterteilt werden:

- Messung nach Abschluss der Bohrarbeiten und vor den hydraulischen Tests (oft kombiniert mit weiteren Bohrlochmessungen).
- Messung während der Förderung bzw. Injektion (oft gekoppelt mit einer Flowmetermessung).
- Messung nach Förder- bzw. Injektionstests. Für die Reservoircharakterisierung spielen vor allem Temperaturmessungen nach einer Kaltwasserinjektion eine wichtige Rolle, da diese indirekt den dynamischen Zustand des Bohrlochs während der Kaltwasserinjektion widerspiegeln.

3.4.2.6 Druckmessung

Der Druck wird im Reservoir in Abhängigkeit von der Tiefe während der Förderung bzw. Injektion gemessen. Die Messung wird als Ergänzung zur Flowmetermessung durchgeführt.

3.5 Pumpversuche

Pumpversuche liefern Informationen über die Hydraulik des Reservoirs und die Anbindung der Bohrung an das Reservoir. Das Reservoir wird dabei unter dynamischen Bedingungen getestet und beschrieben. Im Idealfall wird durch den Pumpversuch ein relativ großes Reservoirvolumen erfasst, daher handelt es sich bei den ermittelten hydraulischen Parametern um Mittelwerte. Die Ergebnisse werden mit den geologischen, geophysikalischen und ggf. petrophysikalischen Informationen kombiniert, um ein konsistentes Reservoirmodell zu erstellen.

Bei der Pumpversuchsauswertung wird die Druckreaktion des Systems Bohrung-Reservoir auf die Veränderung der Förderrate ausgewertet, womit die Fließfähigkeit des Wassers durch das Reservoir und in die Bohrung charakterisiert werden kann (BOURDET, 2002). Aus den Pumpversuchen können folgende hydraulische Kennwerte bzw. Eigenschaften ermittelt werden:

- Transmissivität und Speicherkoeffizient Reservoir
- Reservoirheterogenitäten
- Hydraulische Berandungen
- Reservoirdruck bzw. Ruhedruck
- Produktivitätsindex der Bohrung
- Skin Faktor der Bohrung
- Bohrungsgeometrie

Für die hydraulische Auswertung der Tests werden folgende Parameter verwendet:

- Förderrate
- Reservoirdruck (Basisdruckmessung)
- Reservoirtemperatur
- Druckbeobachtungsmessungen in Nachbarbohrungen

In einigen Pumpversuchen wurden aus Kosten- oder Risikogründen der Druck und die Temperatur nicht im Reservoir bzw. an Top Malm sondern im oberen Bereich der Bohrung (z.B. an der Tauchkreislumpumpe) erfasst. In diesem Fall ist eine Berechnung des Reservoirdrucks aus dem gemessenen Druck unter Berücksichtigung der temperatur- und druckabhängigen Dichteänderung im Bohrloch und der Rohrreibungsverluste möglich. Grundsätzlich ist zu unterscheiden, mit welchem Pumpversuchsverfahren die Bohrungen getestet wurden. Die hier ausgewerteten Bohrungen wurden sowohl mit dem Airlift-Verfahren als auch mit der Tauchkreislumpumpe getestet. Des Weiteren können die Pumpversuche in vier Kategorien unterteilt werden:

- Kurzzeitpumpversuche (Airlift-Verfahren und Tauchkreiselpumpe): Reinigung der Bohrungen, z.B. nach Stimulationsarbeiten, und erste Abschätzung der hydraulischen Parameter.
- Leistungstests bzw. Stufentests (Tauchkreiselpumpe): Bestimmung der hydraulischen Parameter und erste Hochrechnung der Produktivität der Bohrung.
- Zirkulationstests (Tauchkreiselpumpe): hiermit wird das Förder- und Injektionssystem für den späteren Betrieb getestet.
- Tests während des Betriebs (Tauchkreiselpumpe): Bewertung von möglichen Änderungen der Hydraulik des Reservoirs oder der Bohrungen.

3.6 Säurestimulationen

Säurestimulationen werden durchgeführt, um das Bohrloch im Reservoirbereich von Spülungs- und Cuttingresten zu reinigen und die Bohrlochanbindung an das Reservoir zu verbessern. Dabei wird eine 10 % bis max. 20 %-Säure (technische HCL) in ein oder mehreren Stufen in das Bohrloch injiziert. In den Bohrungen wurde in Abhängigkeit des Bohrlochdurchmessers und der Bohrstrecke eine Gesamtmenge an verdünnter Säure zwischen 25 m³ bis 800 m³ injiziert.

Der Verlauf des Injektionsdrucks während der Säurestimulation kann als zusätzlicher Indikator für eine erfolgreiche Anbindung des Bohrlochs an das Reservoir verwendet werden.

3.7 Literatur

BÖHM, F., SAVVATIS, A., STEINER, U., SCHNEIDER, M. & KOCH, R. (2012): Lithofazielle Reservoircharakterisierung zur geothermischen Nutzung des Malm im Großraum München. – Grundwasser; Berlin (DOI: 10.1007/s00767-012-0202-4).

BOURDET, D. (2002): Well Test Analysis: The Use Of Advanced Interpretation Models Handbook of Petroleum Exploration and Production, 3. 426 S.; Elsevier (Paris).

EKSTRÖM, M.P., DAHAN, C.A., CHEN, M.Y., LLOYD, P.M. & ROSSI, D.J. (1987): Formation Imaging With Microelectrical Scanning Arrays. - Trans. SPWLA 27th Annu. Logging Symp. Pap. BB.

FRICKE, S. & SCHÖN, J. (1999): Praktische Bohrlochgeophysik.- Stuttgart (Enke Verlag)

RIDER, M (1996): The geological interpretation of well logs, 2nd edition, Gulf Publishing Company, Houston p. 280 ISBN 0-88415-354-1

SCHLUMBERGER (1989): Log Interpretations Principles/Application. Firmenschrift

4 Strukturgeologie

4.1 Methodik

4.1.1 Definitionen

Im geologischen Sinne wird ein Bruch (fracture) nach seiner natürlichen, induzierten oder erzwungenen Herkunft unterschieden (Abb. 4.1). Besitzt ein natürlicher Bruch einen vertikalen Versatz, ist er als Störung definiert, ist kein Versatz erkennbar, wird dies als Kluft bezeichnet. Bei einer Mikro- oder Kleinststörung sind Brüche mit Versätzen im cm Bereich anzusetzen.

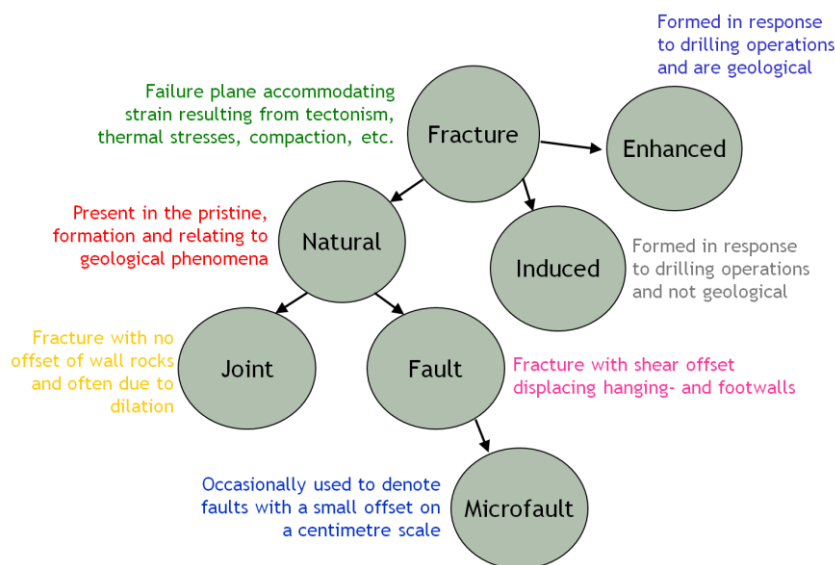


Abb. 4.1: Definition strukturgeologischer Elemente und deren geologischer Zusammenhang (aus FRASS 2009).

Im Kontext seismischer Interpretation wird häufig das Wort „Störungsindikationen“ verwendet. Dies ist auf einen erkennbaren (vertikalen) Versatz von Reflektoren zurückzuführen, dem eine tektonische Ursache zugewiesen wird. Die Nomenklatur „Indikation“ wird deshalb verwendet, da unter gewissen Umständen Reflektoren versetzt sein können, ohne dass eine Störung die Ursache dafür ist, wie z.B. Faziesgrenze, Verkarstung oder aber auch Fehler beim Processing.

4.1.2 Zusammenhang zwischen Klüftung, Kluftsystemen und Störung

Klüftung wird im Folgenden als Überbegriff für eine Ansammlung von Klüften bezeichnet ohne diese geologisch oder räumlich zu begrenzen. Dies beinhaltet daher sowohl Klüfte deren Orientierung nicht einheitlich ist und so nur indirekt auf ein geologisches oder anders Phänomen zurückzuführen sind (z.B. epirogenetische Bewegungen, Ausdehnung durch Abkühlung usw.) als auch Klüfte, die eine räumlich mehr oder weniger einheitliche Ausrichtung besitzen und damit auf einen konkreten geologischen Ursprung zurückzuführen sind. Letzteres wird im Folgenden auch als Kluftsystem oder im englischen besser als „fracture set“ bezeichnet. Kluftsysteme sind häufig mit Störungen assoziiert, so beschreiben z.B. LOHR et al. (2008), und RAJABI et al. (2010) unterschiedliche Klufttrichtungen von

benachbarten Bohrungen und führen dies auf unterschiedliche Störungen zurück. MICARELLI et al. (2006) weisen eine deutlich zunehmende Klufthäufigkeit im Umfeld einer Störung nach.

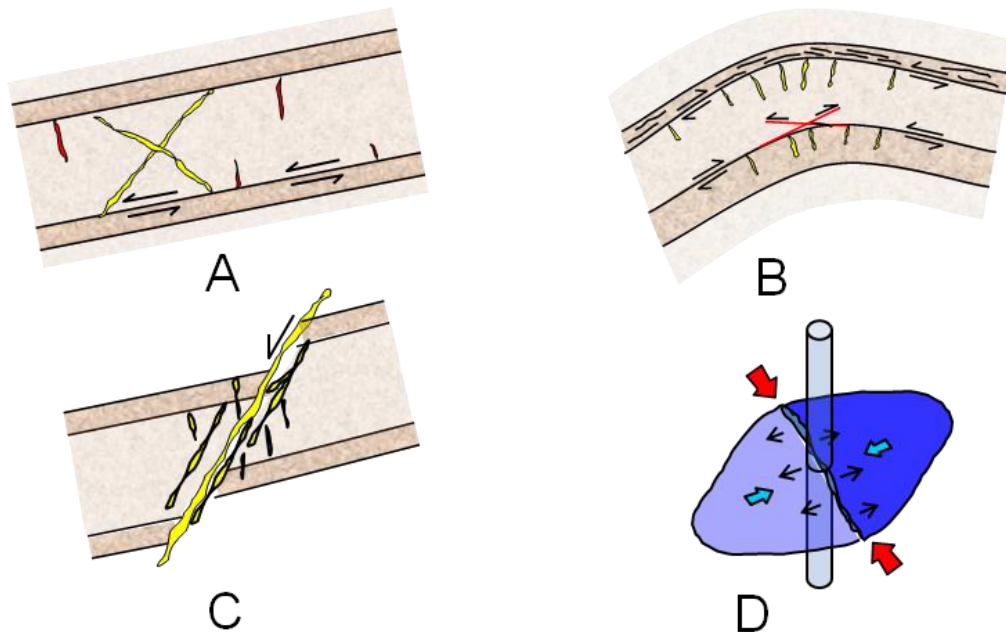


Abb. 4.2: Darstellung von Kluftsystemen und deren struktureologischer Kontext. A) Lithologie – Wechsel im Typ der Klüfte, Morphologie und Dichte tauchen oft an lithologischen Grenzen auf. Klüfte können dabei an Schichten innerhalb mechanischer Einheiten gebunden sein; B) Flexur – die Klufthäufigkeit ist meist proportional zum Grad der strukturellen Biegung in Abhängigkeit der äußeren Extension und inneren Kompression.; C) Lokalisation – die Klufthäufigkeit kann proportional zur Distanz einer Störung sein, indem sie einen zerrütteten Bereich bildet; D) das aktuelle In-situ-stress-Feld kann einige Klüfte öffnen während andere geschlossen werden, was wiederum eine Änderung der Häufigkeit zur Folge haben kann (aus FRASS 2009).

4.1.3 Kombinierte Interpretation „Borehole to Seismic“ - Upscaling

Der Schwerpunkt der Arbeiten zur Strukturgeologie lag auf der kombinierten Auswertung von Bohrlochdaten und seismischen Profilen. Dazu wurden geologische Erkenntnisse über erbohrte Strukturelemente wie z.B. die Breite von Störungen oder die Orientierung von Kluftsystemen ermittelt, um diese mit Hilfe von Informationen aus seismischen Daten im Hinblick auf ein struktureologisches Modell zu interpretieren.

Da hierzu Daten mit unterschiedlichen Skalen verwendet wurden, sollte methodisch so vorgegangen werden, dass Unschärfen beim sog. „Hochskalieren“¹ (engl. upscaling) möglichst minimiert werden. Bohrlochinformationen umfassen üblicherweise nur großskalige Objekte im Bereich von mm bis hin zu wenigen Metern im Umkreis des Bohrloch, wohingegen die damit zu korrelierenden Seismikdaten kleinskalig im 100er Meter bis km-Bereich liegen. Die Abb. 4.3 soll beispielhaft die Problematik des Hochskalierens darstellen. Das Schichtflächengefüge aus der Bohrung (Abb. 4.3 – oben) sollte die Lage der Reflektoren nachzeichnen, ebenso sollte das Kluftflächengefüge (Abb. 4.3 – unten) die Störungsindikationen widerspiegeln.

¹ Der Begriff des Hochskalierens ist ein in der Naturwissenschaft verwendeter Begriff, der die Übertragung vieler einzelner kleiner Phänomene auf übergeordnetes Regelwerk beschreibt. Der Prozess des Hochskalierens kann signifikante Unschärfen mit sich bringen und wird daher häufig als problematisch beschrieben.

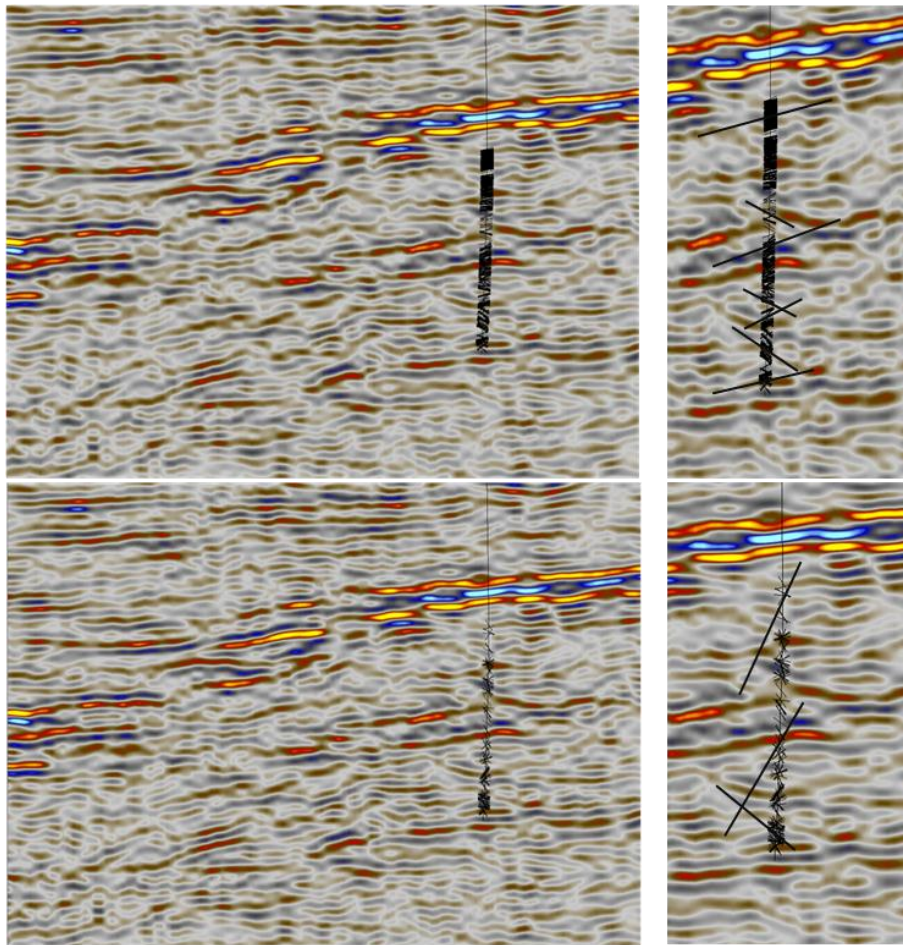


Abb. 4.3: Beispiel einer kombinierten Bohrloch - Seismik Darstellung in Petrel™, Trennflächen sind entlang der Bohrung projiziert; oben: Schichtung und interpretierte Lagerung, unten: Kluftflächen und interpretierte Störungen (siehe auch Text).

Neben der inhaltlichen Ungenauigkeit, die durch das Hochskalieren entstehen kann, kann eine weitere Unschärfe in Bezug auf den Bereich der Lagegenauigkeit beider Datensätze bestehen. Abb. 4.4 soll am Beispiel eines schematisierten Störungsverlaufs im Malm veranschaulichen, dass Objekte, die im Bohrloch identifiziert und lokalisiert werden, sich aufgrund der inhärenten Lageungenauigkeit in der Seismik und des Maßstabes nur bedingt korrelieren lassen.

Abb. 4.4-1 zeigt die Unschärfe d' im Bohrloch, hervorgerufen durch ein ungenaues Einhängen stratigraphischer Horizonte d in die Seismik. Zusätzlich spielt die Größe des Aufbauwinkels (1a und b) hier zusätzlich eine Rolle, wobei ein hoher Aufbauwinkel (α) eine geringere Unschärfe d' hervorruft als ein niedriger (β).

Die Abb. 4.4-2a) zeigt den Zusammenhang zwischen der horizontalen Lageungenauigkeit einer Störung d bei gegebenem Aufbauwinkel (α) und der daraus resultierenden Ungenauigkeit in der Lokalisierung des Störungsindikators in den Bohrlochlogdaten (d').

Abb. 4.4-2b) zeigt die Unschärfe d' , die bei der Ungenauigkeit in der Bestimmung einer Ab- oder Aufschiebung vorliegt.

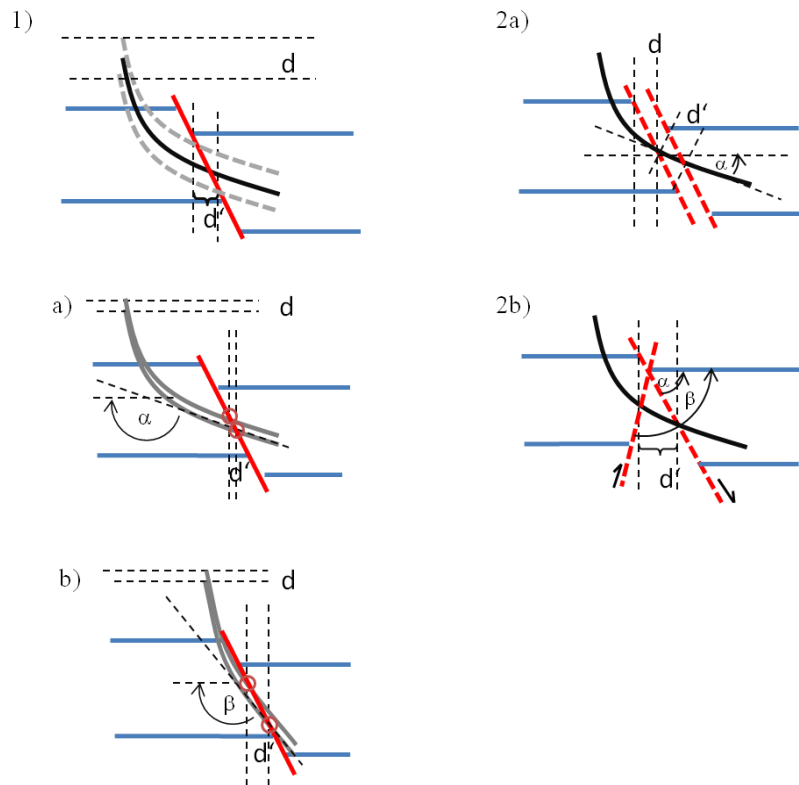


Abb. 4.4: Schematische Darstellung von Problemen der Unschärfe bei Lage und Orientierung von Störungen und der damit verbundenen Ungenauigkeit in der Korrelation von Seismik (d) und Bohrlochgeophysik (d') (siehe Text).

4.1.4 Interpretation von Störungen bei der Auswertung seismischer Daten

Bisher werden Störungen im Malm in der Seismik an vertikalen Versätzen in den Reflektorbändern zwischen Basis Tertiär (z.B. Lithothamnienkalk) und Top Malm identifiziert und als Abschiebungen kartiert. Diese Vorgehensweise basiert auf der gängigen Annahme einer vorherrschend extensiven Tektonik im Malm. In der Praxis ergibt sich daher allein aus der Lage der Hoch- zur Tiefscholle die Orientierung von Störungen als Anti- bzw. Syntheter. Eine genauere Orientierung einer Störung auf Grundlage seismischer Daten ist meist nicht möglich, da sie einen Versatz im Liegenden voraussetzt, der jedoch häufig in den Daten nicht erkennbar ist (vgl. Abb. 4.5).

Eine vermutete Störung liegt dann vor, wenn die Indikation zu gering, bzw. der Versatz an der Basis nicht ausgeprägt genug ist.

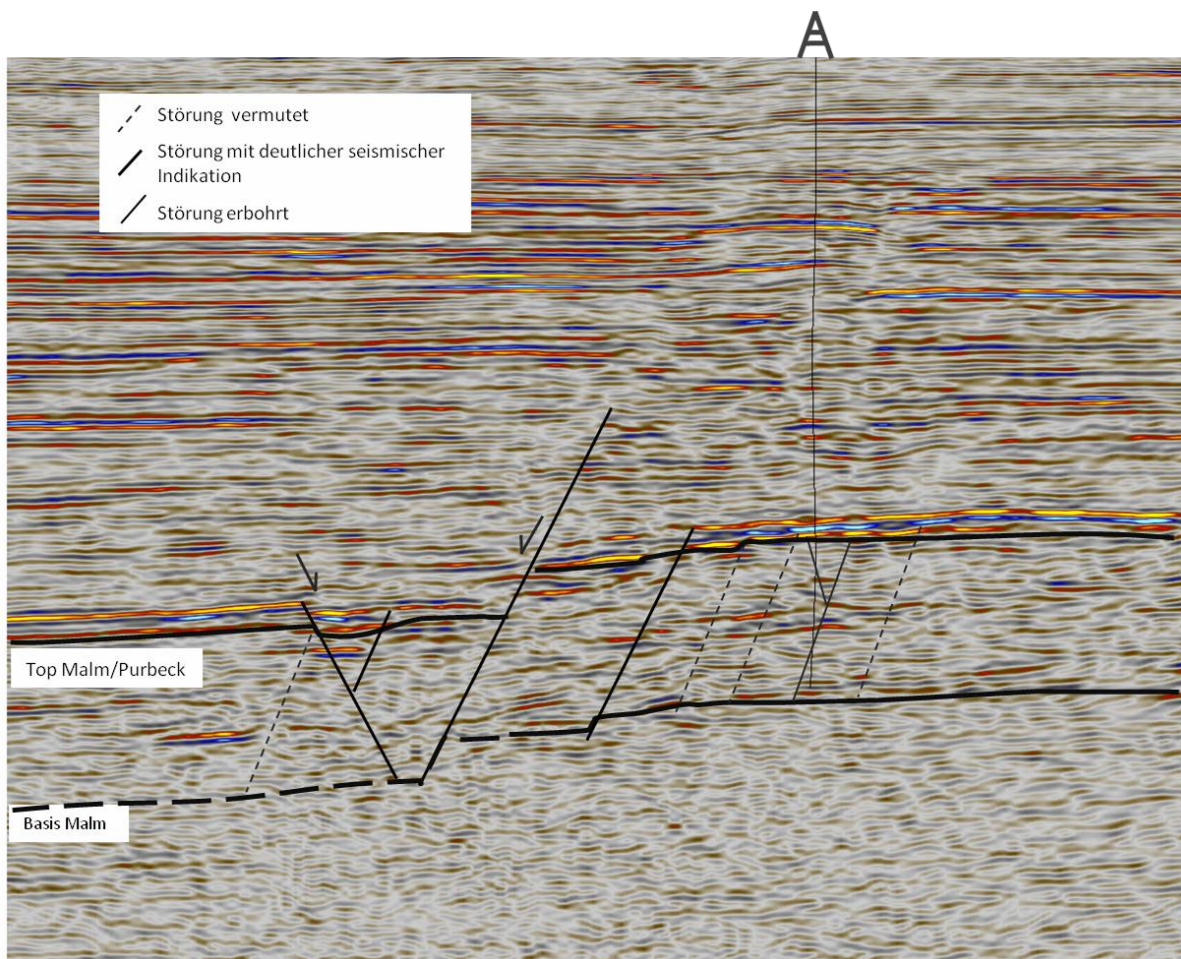


Abb. 4.5: Seismische Interpretation von einem Störungssystem mit einem zentralen Graben und mehreren assoziierten Begleitstörungen. Die Begleitstörungen lassen sich aufgrund des geringen Versatzes an Top Malm/Purbeck nur undeutlich erkennen und sind daher als vermutet eingestuft.

Im Rahmen des Projektes konnten die seismischen Störungsindikationen, die bisher aus vorhandenen Daten interpretiert wurden, durch die Integration und Auswertung von Bohrlochdaten (Abb. 4.4) verifiziert werden. Dazu wurde die Störungsindikation im Bohrverlauf (roter Punkt in Abb. 4.7) mit dem Versatz an der Basis Tertiär (oranger Punkt in Abb. 4.7) verbunden, um so die Orientierung der Störung zu bestimmen. Anhand von Analogieschlüssen kann so auf andere seismische Profile zurück geschlossen werden.

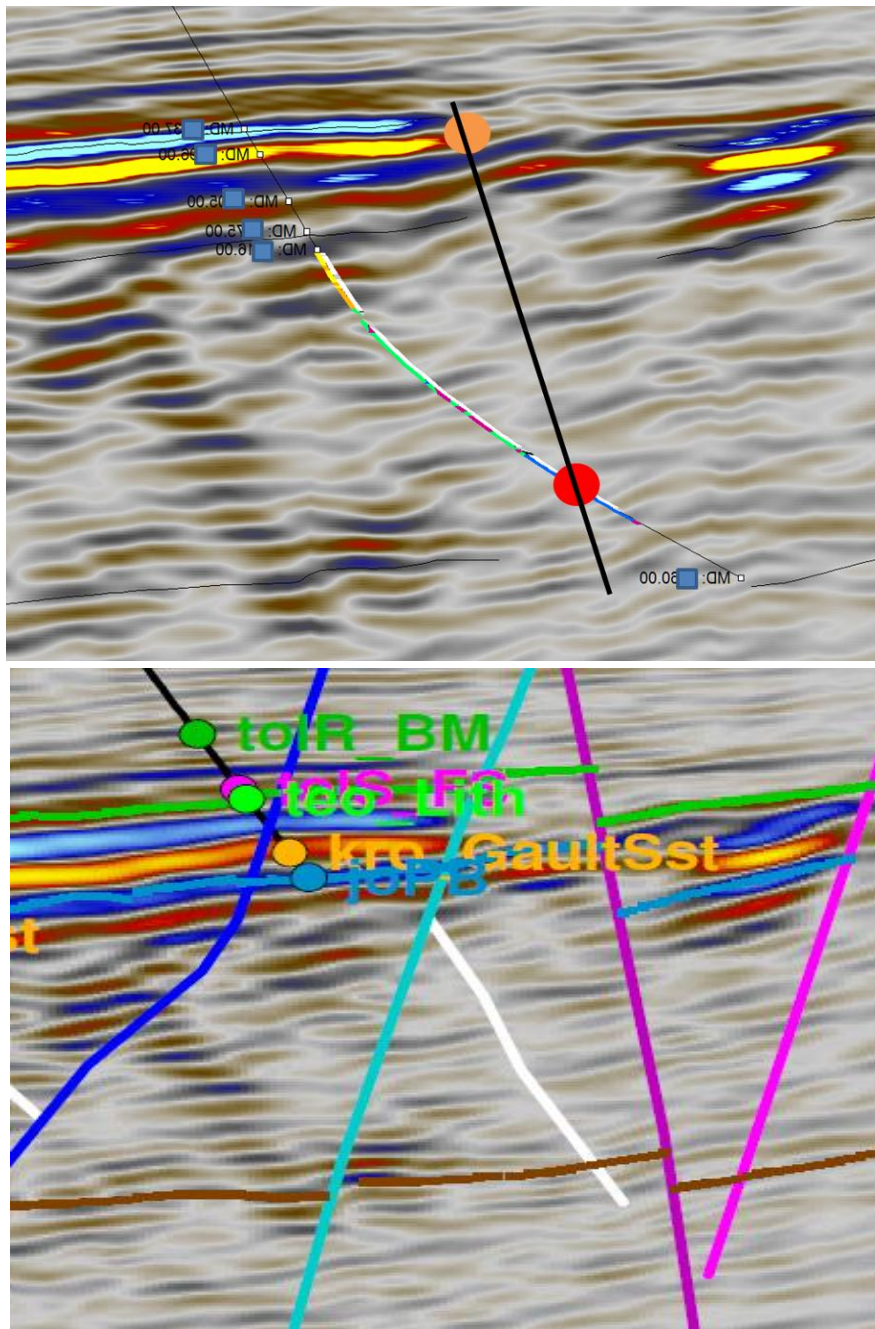


Abb. 4.6: Oben: Reinterpretation eines Seismischen Profils unter Einbeziehung von Bohrdaten im Projekt; unten: Interpretation einer 2D Seismik nach der gängigen Interpretationspraxis (siehe Text).

4.1.5 Interpretation von Störungen in Imagelogs

4.1.5.1 Einführung

Imagelogs standen zur Bearbeitung bereits in prozessierter Form zur Verfügung. Die Bilddaten werden dabei in zwei Bildvarianten dargestellt (Abb. 4.7): dem **dynamischen** Bild mit einer Kontrastanpassung über eine geringe Distanz von meist 60 cm Tiefe sowie dem **statischen** Bild mit einer Kontrastanpassung über das gesamte Bild. Mit der dynamischen Kontrastanpassung werden Details hervorgehoben, das statische Bild liefert dem Betrachter Informationen in Bezug auf die gesamte Bohrung.

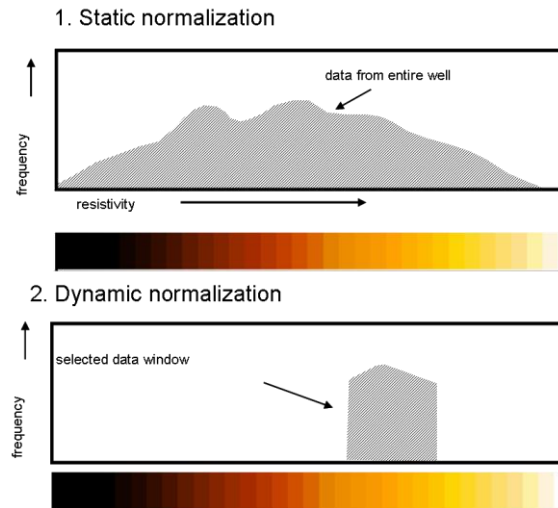


Abb. 4.7: Das Prinzip der statischen und dynamischen Normalisierung: Die statische Normalisierung wird benutzt, um das Bild über das gesamte Bohrloch zu vergleichen. Die dynamische Normalisierung wird verwendet, um lokale Details hervorzubringen, dabei wird die gesamte Farbskala für einen begrenzten Meßbereich oder ein „Fenster“ benutzt, das von einem ausgewählten Intervall stammt, wie z.B. einer Schicht oder einem vorgegebenen kleinen Teufenbereich (aus FRASS 2009).

Für die planare Abbildung der ursprünglich (im Bohrloch) radial orientierten Daten werden die Bilddaten an der Nordseite „aufgeschnitten“ und als Flächendaten in einem X-Y Koordinatensystem dargestellt. Die Y-Achse zeigt hierbei die Bohrteufe an, die X-Achse bezieht sich, beginnend bei Nord, auf den Azimut. Mit der Orientierung der Bohrung und der Lage im Koordinatensystem sind die aus dem Bild zu interpretierenden Strukturen in Raum und Größe eindeutig zuzuordnen. Trennflächen sind sinusartige Kurven (Abb. 4.8).

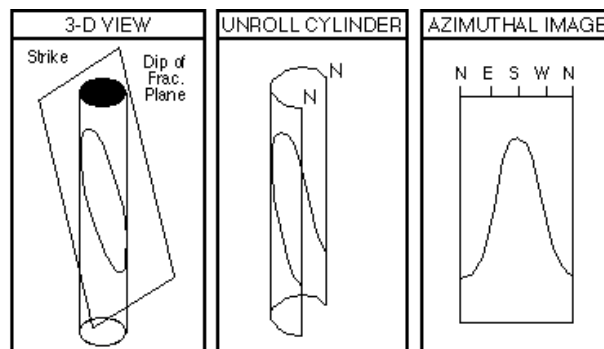


Abb. 4.8: Prinzip der Bestimmung des Trennflächengefüges im Imagelog. Links: 3D Ansicht einer steil zum Bohrloch stehenden Fläche. Mitte: „Aufschneiden“ der zylindrischen Bilder, beginnend bei Nord. Rechts: 2D- Ansicht der Trennfläche (aus FRASS 2009).

Das Imagelog als fertig prozessiertes Bildprodukt enthält üblicherweise, neben den eigentlichen Bilddaten, weitere geophysikalische Messdaten, wie z.B. GR-, Kaliber-Log und Orientierung des Bohrlochs, die wichtige geologisch-geophysikalische Hinweise liefern können (siehe Abb. 4.9).

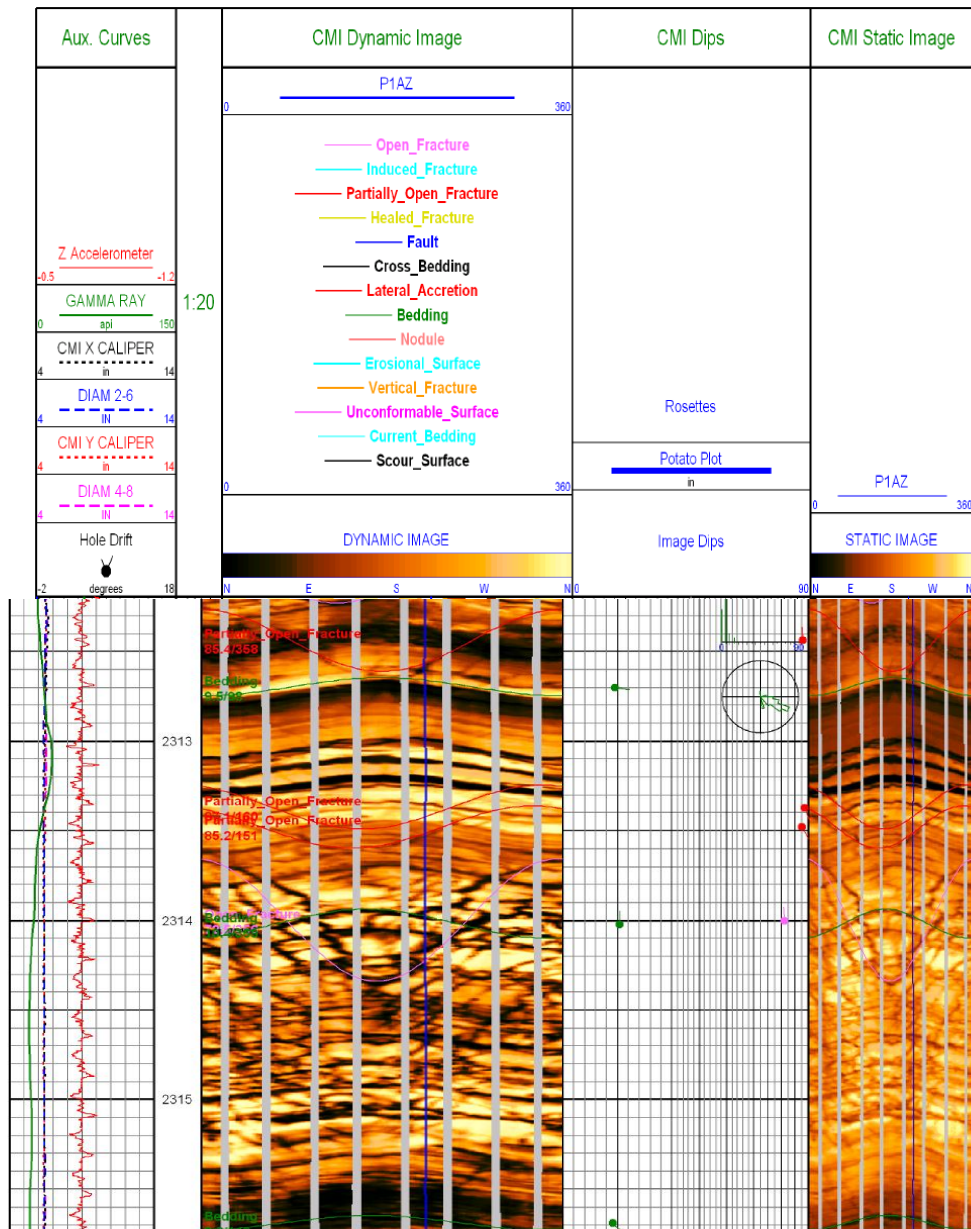


Abb. 4.9: Beispiel eines Imagelogs; oben: Legende mit Auxiliary Curves: Bite Size (Meißeldurchmesser), Gamma Ray [API] (natürliche Radioaktivität, üblicherweise als Parameter für Tongehalt), Diameter 1-4, 2-5, 3-6 Kalibermessungen der Arme 1 und 4, 2 und 5, 3 und 6; HMI Dynamic Image: mit Beschreibung der Art der interpretierten Trennflächen sowie der Farbskala des dynamisch normalisierten Bildes (Normalisationseffekt wirkt sich im dynamischen Bild üblicherweise über 60 cm Tiefe aus); Interactive Dips: Darstellung des Einfallswinkel und der Einfallrichtung der Trennflächen; HMI Static Image: Farbskala des statisch normalisierten Bildes (Normalisationseffekt wird für die gesamte Bohrstrecke angewandt). Unten: Ausschnitte aus einem Imagelog zwischen 3456 m und 3485 m. mit den dazugehörigen Daten.

Konnten mit dem Vorgänger des Imagelogs, dem Diplog, anhand weniger Sensoren bereits Schichtgrenzen oder deutlichere Klüfte detektiert und in ihrer räumlichen Lage erfasst werden, sind heute mit den modernen Imagelogs unter günstigen Bedingungen detailliertere Aussagen, beispielsweise zur sedimentären Fazies oder Strukturgeologie und Petrologie möglich (z.B. AKBAR et al. 1995, AKBAR et al. 1993, JOUBERT & MAÏTAN 2010, RAJABI et al. 2010).

Üblicherweise werden von den Bohrlochvermessungsfirmen bei der Interpretation der Kluftflächen mehrere Klassen von Klüften ausgewiesen, die sich anhand der Farbe bzw. Textur unterscheiden lassen. Die Flächen werden nach folgendem Muster klassifiziert:

- Offene Kluft: geringer Widerstand, dunkle Farbe, der Sinus ist über die gesamte Bohrlochwand zu verfolgen;
- Teilweise geöffnete Kluft: wie offene Kluft, der Sinus ist nur partiell zu kartieren;
- Geschlossene Kluft: hoher bis sehr hoher Widerstand, Kluft durch Kalzit verschlossen;
- Induzierte Kluft: meist vertikal verlaufende offene Kluft, bohrtechnisch hervorgerufen;
- (Mikro)Störung: erkennbarer Versatz;
- Unbekannte Fläche: Fläche, die keinem o.g. Schema zugeordnet werden kann;

Hydrogeologisch können die teilweise und ganz geöffneten Klüfte als aktives hydraulisches Element angesprochen werden (Abb. 4.10).

Zur Analyse eignen sich einfache statistische Methoden, z.B. die Orientierung der Klüfte unter Betrachtung des aktuellen Spannungsregimes, die Klufthäufigkeit über die Mächtigkeit des Reservoirs bzw. bekannte Zuflussbereiche.

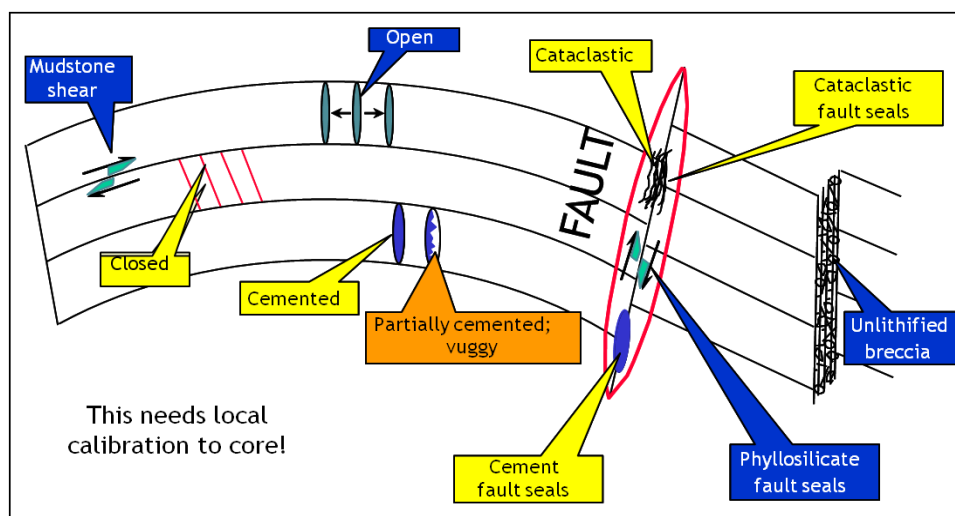


Abb. 4.10: Schematisches geologisches Profil durch eine Flexur mit Störung und Klassifikationsschema identifizierbarer Klüfte, deren geologischer Hintergrund und hydraulischer Charakter (gelb= nicht leitend, orange = tws. leitend, blau= leitend), in Anlehnung an die Erdölindustrie (aus FRASS 2009).

Aus den elektrischen Widerstandswerten der Imagelogs kann die Kluftöffnungsweite einzelner Klüfte ermittelt werden. Im Rahmen des Vorhabens wurden diese Daten nicht erhoben, da sie zumeist von den Messfirmen fertig prozessiert zur Verfügung gestellt werden. Abb. 4.11 zeigt das Prinzip zur Bestimmung von Kluftöffnungsweiten.

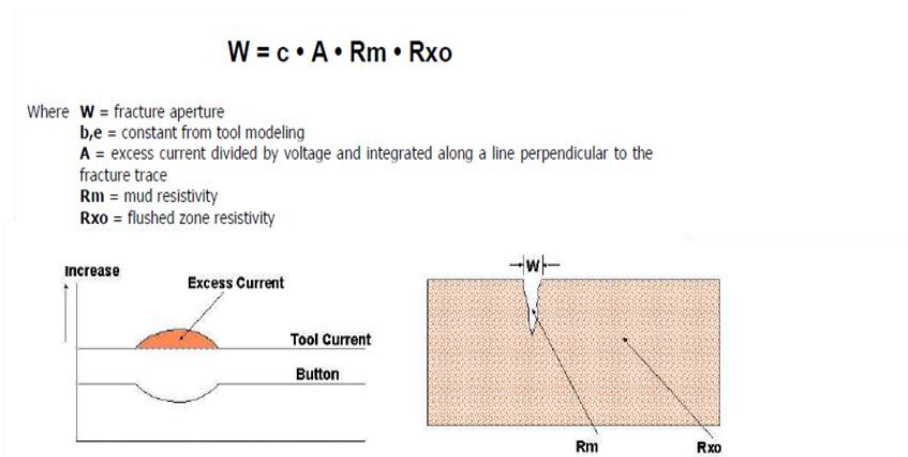


Abb. 4.11: Formel und schematische Darstellung zu Bestimmung von Kluftöffnungsweiten aus Imagelogs (aus SCHLUMBERGER 2009).

4.1.5.2 Verkarstungen aus Imagelogs als Störungsindikationen

Störungen werden im Malm als Schwächezone angesehen, die entlang von Bruchstrukturen eine sekundär vorhandene hydraulische Wegsamkeit darstellen und gleichzeitig gute Bedingungen für Verkarstung bieten.

Das in den Karsthohlräumen vorhandene Wasser besitzt gegenüber dem Gestein eine deutlich höhere Leitfähigkeit und ist daher durch einen klaren Farbkontrast zusammen mit einer deutlichen Kalibererweiterung in den Imagelogs zu erkennen. Darüber hinaus zeichnen sich Verkarstungen im Bild durch ihre unregelmäßigen Grenzen, die sich nicht unbedingt an dem sinoidalen Trennflächengefüge orientieren, aus und sind häufig an dunklen, fleckenhaft auftretenden Stellen zu erkennen (Abb. 4.12).

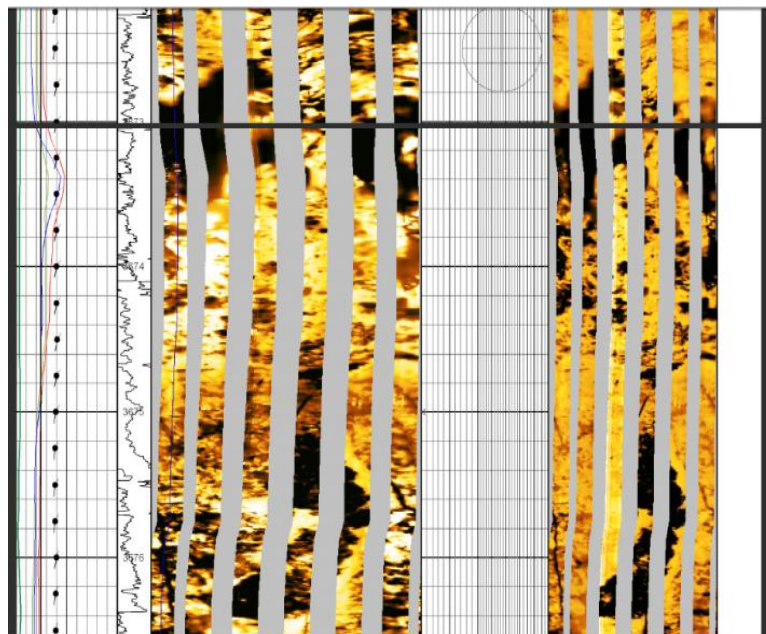


Abb. 4.12: Ausschnitt aus einem Imagelog mit typischer Verkarstungssignatur im Bild und deutlicher Kalibererweiterung (Log links).

4.1.5.3 Störungsindikationen an Klüften in Imagelogs

Imagelogs belegen, dass mit abnehmender Distanz zu Störungen die Klufthäufigkeit zunehmen kann (z.B. AKBAR et al.1993, RAJABI et al. 2010). In den von den Servicefirmen zur Verfügung gestellten Interpretationen sind allein aus der Häufigkeitsverteilung solche gestörten Bereiche nicht immer herauszulesen, was z.T. auf die schlechte Interpretierbarkeit einzelner Klüfte zurückzuführen ist. Die üblicherweise als Sinusoide identifizierbaren Klüfte sind bei stark zunehmender Dichte nicht mehr einzeln unterscheidbar. Stattdessen ergibt sich ein Bildmuster mit irregulär verteilten Linien, das einer Netzstruktur ähnelt. Abb. 4.13 zeigt anhand eines Ausschnittes die typische Imagelog Signatur im Bereich von irregulär verlaufenden Klüften im Gegensatz zu „normal“ geklüfteten Bereichen auf.

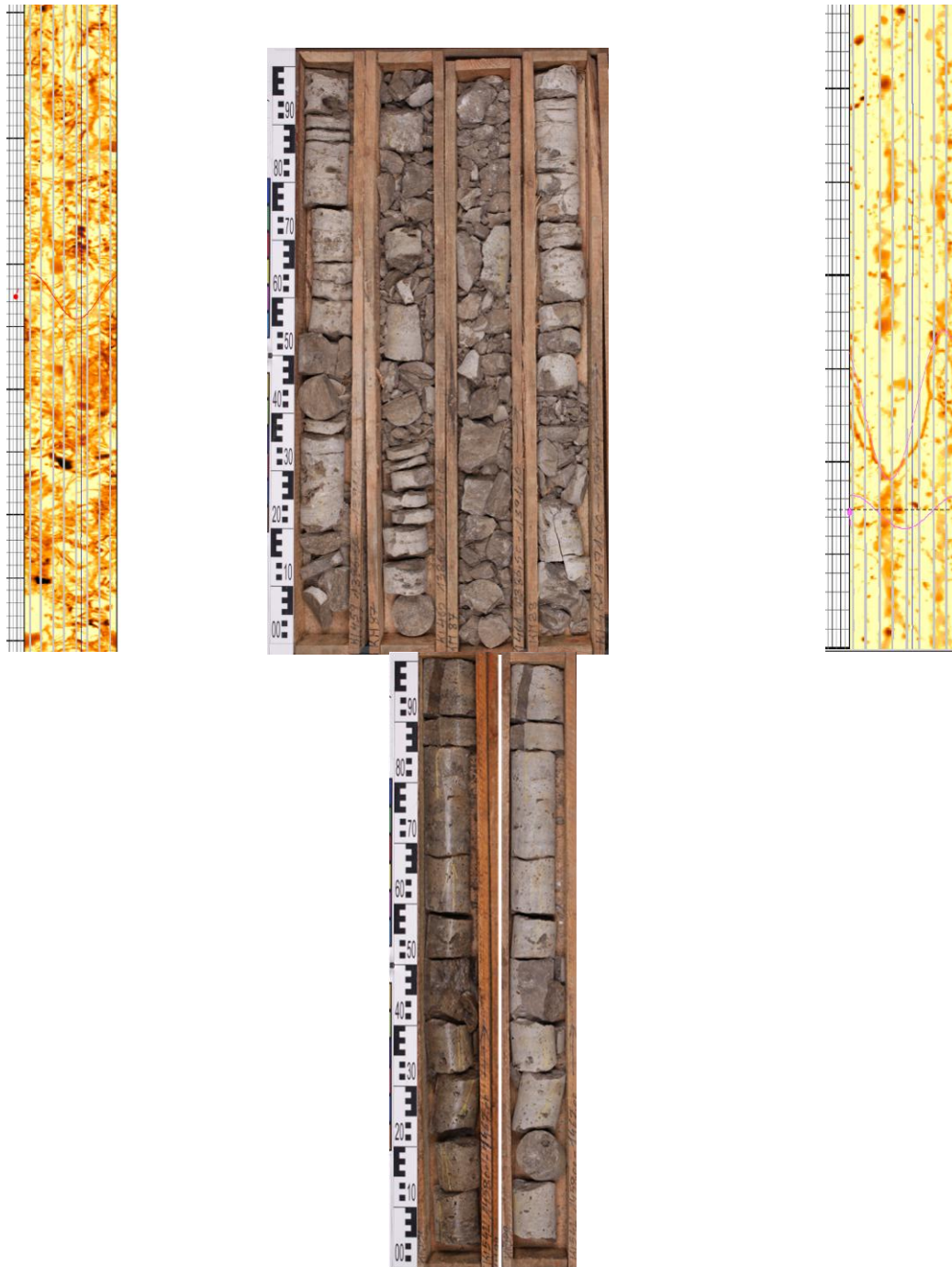


Abb. 4.13: Gegenüberstellung von irregulär (links) und „normal“ geklüfteten (rechts) Bereichen in Malmborungen in Imagelogs und in gekerntem Material der Forschungsbohrung Moosburg SC 4. Die dargestellten Beispiele in Imagelog und Kern befinden sich jeweils in vergleichbaren lithostratigraphischen Einheiten. Anmerkung: Die horizontal gebrochenen Kerne sind **nicht** auf eine ursprüngliche Klüftung zurückzuführen, sondern auf ein beim Bohren entstandenes sog. „Core-disking“².

² Unter Coredisking versteht man den scheibenförmigen Zerfall des Bohrkerns der sich unter dem Einfluss des beim Freischneiden des Bohrkerns veränderten Spannungszustandes in cm- bis dm-Dimension an der Bohrlochsohle bildet (LEMPPE & RÖCKEL 1999).

4.1.5.4 Störungsindikationen anhand des Schichtflächengefüges in Vektorplots

Die Interpretation des Schichtflächengefüges aus Imagelogs kann Hinweise für das Durchteufen einer Störung liefern. Zur Visualisierung des Schichtflächengefüges wird üblicherweise die Vektorplotdarstellung, auch als „Vector Walkout“ bezeichnet (Abb. 4.14), gewählt. Diese basiert auf der Interpretation von Schichtflächen aus dem Imagelog und zeigt in einem x-y-Koordinaten System schrittweise das Einfallen der Schichtfläche (Dip Azimut), beginnend im Bohrlochtiefsten (Bottom) bis zum Top.

$$\begin{pmatrix} X_i \\ Y_i \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sum_{i=1}^n \sin(\alpha_i) \\ \sum_{i=1}^n \cos(\alpha_i) \end{pmatrix}$$

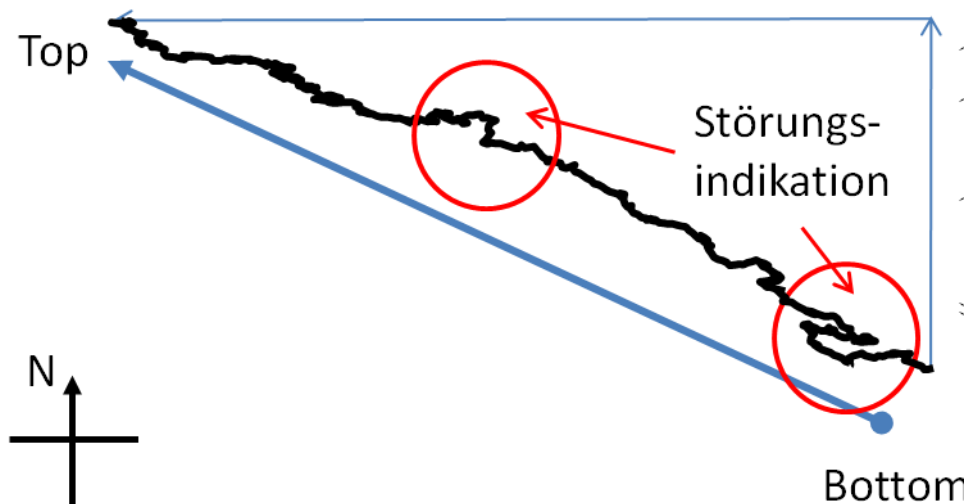


Abb. 4.14: Darstellung eines Vektorplots (schwarze Linie) einer Bohrung mit einem überwiegenden Schichteinfallen nach NW; Markierungen (rote Kreise) zeigen anhand der Abweichungen einen gestörten Bereich an (verändert nach FRASS 2009).

Ein gerader Verlauf zeigt eine weitgehend parallele Lagerung an, ein abrupter Wechsel wird als Störung gedeutet. Ursache dafür ist die im tiefen Untergrund als häufig angenommene Verkipfung von Gesteinspaketen an Störungen. Da aber ein Wechsel auch sedimentologisch fazielle Ursachen haben kann, ist eine genauere Bewertung der Daten hinsichtlich der Lithofazies und der Lithostratigraphie nötig.

4.1.5.5 Störungsindikationen aus dem Kluftflächengefüge von Imagelogs

4.1.5.5.1 Erbohrte Kluftsysteme

Zur Klassifizierung und Interpretation von Klüften bzw. Kluftsystemen bietet sich die teufenabhängige und abschnittsweise Darstellung über Stereoplots oder Rosendiagramme an (Abb. 4.15). Da sich Störungen zumeist durch eine zunehmende Häufigkeit und Vorzugsrichtung von Klüften auszeichnen, kann bei einer horizontal abgelenkten Strecke das Durchteufen der Störung, bei qualitativ ausreichenden Imagelogdaten, anhand zunehmender Klufthäufigkeit und ähnlicher räumlicher Orientierung lokalisiert werden.

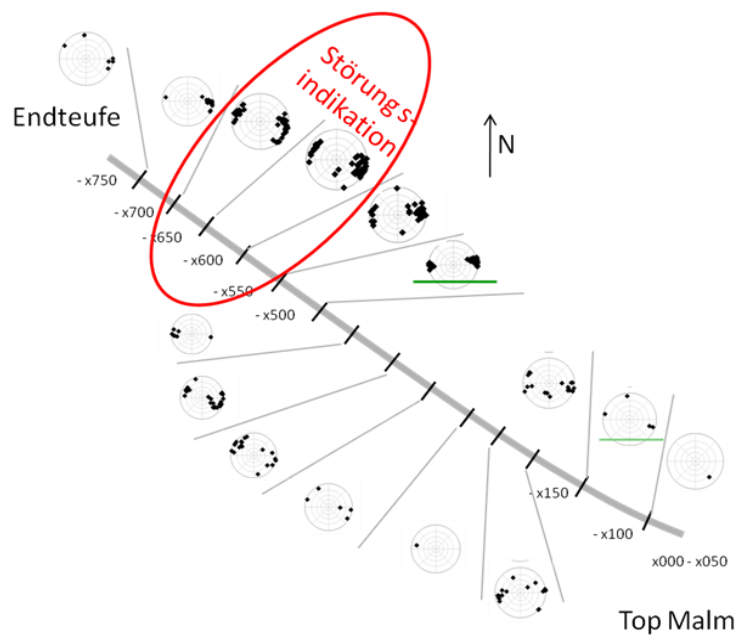


Abb. 4.15: Teufenabhängige Darstellung von Klüften in 50 m MD Schritten entlang einer ausgewählten nach NW gerichteten Bohrung im Malm in Stereoplot Darstellung (obere Hemisphäre). Das ca. 30° streichende System tritt gehäuft im unteren Bereich der Bohrung auf und kann mit einer Störung in Zusammenhang gebracht werden.

4.1.5.5.2. Normalisierte Kluftsysteme nach Bohrazimut

Bei einer horizontal abgelenkten Bohrung ist die Anzahl der angeschnittenen Kluftflächen abhängig von der Richtung (Azimut) der Bohrung und der Orientierung der Klüfte. Den Zusammenhang zwischen Klufterhäufigkeit in einer gerichteten Bohrung und der tatsächlichen Klufterhäufigkeit zeigt die Abb. 4.16. Eine überwiegend senkrecht zur Bohrung stehende Klufterichtung wird bei gleicher Dichte dabei häufiger durchfahren als eine Bohrung mit einem spitzeren Winkel. Für die Analyse und Einordnung der Klüfte in das rezente bzw. in ein Paläospannungsfeld bietet es sich an, diese unabhängig von der Bohrerrichtung zu korrigieren. Bei der Korrektur geht dieser Winkel durch eine einfache Cosinusfunktion ein.

$$\text{Gewichtete Häufigkeit} = \text{Scheinbare Häufigkeit} / \cos q$$

(q = Winkel zwischen Kluft und Bohrlochorientierung)

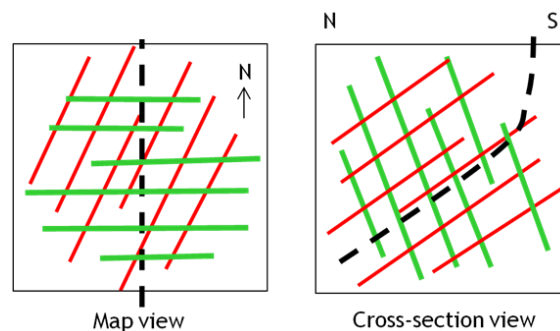


Abb. 4.16: Zusammenhang zwischen dem Winkel einer Bohrung und den erbohrten Klüften. Die gestrichelte Linie kennzeichnet die Bohrung, die farbigen Linien zeigen zwei verschiedene Kluftsysteme. Links: Draufsicht (Map View); Rechts: Profil (Cross Section View), nach (FRASS 2009).

Zur Bestimmung der Orientierung von Kluftsystemen im Großraum München standen ca. 10.000 interpretierte Kluftflächen aus neun Imagelogs zur Verfügung.

4.2 Ergebnisse

4.2.1 Überblick

In Kap. 4.1 wurde dargestellt, dass neben der Möglichkeit, Störungen in der Seismik zu erkennen, weitere Methoden existieren, um Störungsindikationen aus bohrlochgeophysikalischen Daten abzuleiten. Die Aussagekraft von Störungsindikationen aus Imagelogs des Malm ist in erster Linie von der Datenbeschaffenheit abhängig, jedoch sind darüber hinaus einige, für den Malm spezifische geologische Bedingungen zu beachten, um die Störungsindikationen entsprechend zu bewerten. Auch für die struktureologische Interpretation von Imagelogs des Malm gilt daher, dass es kaum möglich ist, einen Versatz unmittelbar aus Bildern zu interpretieren, sondern dass normalerweise nur Brüche beschrieben und Störungen vermutet werden können (PARKINSON et al. 1999, in FRASS 2009). Basierend auf den Kenntnissen zur Geologie des Malm und den vorhandenen seismischen und bohrlochgeophysikalischen Daten konnte anhand der folgenden Verfahren die Existenz von struktureologischen Elementen belegt und entsprechend charakterisiert werden:

- Störungsindikation in seismischen Daten: vertikaler Reflektorversatz an Basis Tertiär/Kreide bzw. Top Malm/Purbeck, ggf. Basis Malm
- Störungsindikationen im Imagelog:
 - Verkarstung bzw. Hohlräume als Anzeichen für hydrochemische Prozesse in Bereichen erhöhter Durchlässigkeit
 - irregulär verlaufende Klüfte als Anzeichen für stark beanspruchte bzw. zerbrochene Bereiche
- Störungsindikationen im Vektorplot: abrupte Richtungsänderung des Schichteinfalls in Abhängigkeit lithofazieller Einheiten
- Kluftflächengefüge: räumliche Orientierung eines Kluftsystems als Anzeichen für Haupttreichrichtungen von bekannten Störungen bzw. Störungssystemen und Einordnung in das bestehende Hauptspannungsregime.

4.2.2 Störungsindikationen des Malm in seismischen Daten

4.2.2.1 Einführung

Wurde in geothermischen Projekten anfangs noch auf bestehende, von der Kohlenwasserstoff (KW) -Industrie meist in den 1970-1980er Jahren erstellte 2D-Seismik zurückgegriffen, welche mittels verbesserter Rechnerkapazität und Algorithmen reprozessiert wurde, ist es heute vermehrt üblich, auch neue Seismik aufzunehmen. Die hohen Kosten seismischer Messungen, die das Reprocessing um ein Vielfaches übersteigen, stellen ggf. eine Investitionshürde dar. Andererseits liefert neue Seismik in der Regel eine deutlich verbesserte und projektspezifische Datengrundlage für die Planung und spätere Bewirtschaftung eines Geothermieprojektes.

Bei der Planung geothermischer Projekte im süddeutschen Molassebecken zeigte sich bereits in der Anfangsphase der Exploration des Malm, dass alte seismische Daten von vor ca. 1970 mit einer zu geringen Überdeckung qualitativ nicht ausreichend waren. Jüngere Daten mit ca. 30-facher Überdeckung, wie sie ab den späten 1980er Jahren aufgenommen wurden, liefern

bessere Ergebnisse, jedoch stehen sie gegenüber einer modernen 2D-Seismik mit Überdeckungsgraden von 90 und mehr qualitativ immer noch deutlich zurück.

Hinzu kommt, dass die seismischen Aufnahmeparameter der KW- Industrie meist auf Bereiche im Tertiär, nämlich innerhalb der anvisierten Zieltiefe potentieller Erdöl-/Erdgasfallen ausgerichtet waren. Diese liegen somit mehrere hundert bis über tausend Meter höher, als der für die geothermische Nutzung anvisierte Zielhorizont im Malm. In einer, auf die Tiefenlage des Malm angepassten Seismik lässt sich neben dem Top des Malm/Purbeck in der Regel auch die Basis des Malm abbilden.

Ein weiteres wichtiges Qualitätskriterium der Seismik ist die Tiefenzuweisung der Reflektoren. Liegen keine Bohrinformationen mit einem angeschlossenen seismischen Profil vor, wird die Tiefenzuordnung einzelner Reflektoren technisch bedingt mit einer Ungenauigkeit von $\pm 5\%$ angegeben, was bei üblichen Bohrteufen zwischen 2.000 bis 4.000 Meter ca. $\pm 100 - 200$ Metern entspricht.

Eine weitere Tiefenunschärfe liegt in der Zuordnung der Reflektoren. In der Molasse liegen nur wenige verlässliche Messungen (Sonic-Logs) vor, aus denen Lithostratigraphie und seismische Eigenschaften exakt zugeordnet werden können. Selbst bei gewissenhafter Interpretation kann es zur Verschiebung um eine oder mehrere Phasen kommen, die jeweils eine Teufenungenauigkeit von ca. 50 m mit sich bringen können.

Darüber hinaus unterliegt 2D-Seismik generell einer technisch bedingten Unschärfe (sog. „out-of-plane“ Effekte, vgl. Abb. 4.17), die sich im Besonderen auf die lagegetreue Abbildung einer Störung sowie deren Einfallswinkel und -richtung auswirkt.

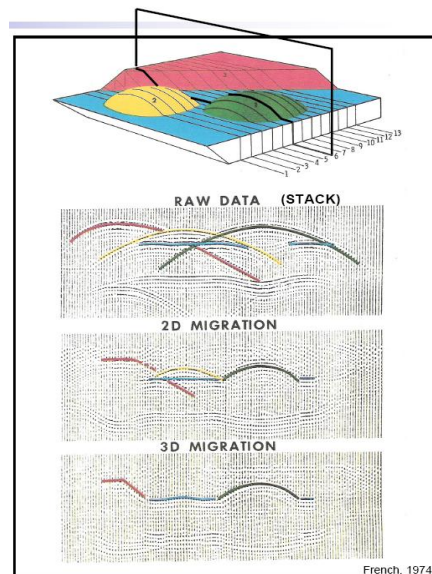


Abb. 4.17: Vergleich zwischen 2D- und 3D-Daten zur Veranschaulichung von sog. „Out-of-Plane Effekten“ nach FRENCH (1974). Deutlich ersichtlich in der 2D-Migration (Bildmitte) ist die außerhalb der 2D-Ebene (Bild oben: schwarzes Rechteck) liegende Struktur in Gelb; die 3D-Darstellung zeigt dagegen ein durch das Processing in der Migration bereinigtes Profil ohne die gelbe Struktur.

4.2.2.2 Bewertung der bisherigen Interpretationspraxis seismischer Daten

Das wesentliche, den Malm betreffende tektonische Ereignis ist im ausgehenden Eozän bzw. im beginnenden Oligozän anzusiedeln. Damit ist grundsätzlich ein Versatz an der Basis des Tertiär als zuverlässiger Indikator bei der Bestimmung einer Störung im Malm anzusprechen. Dagegen sind prä-eozäne Versätze in den seismischen Daten nur untergeordnet zu erkennen

oder aufgrund geringer Reflektivität nur bedingt als Störungsindikationen anzusprechen. Im Gegensatz zu einer Störungsindikation setzt die Interpretation einer Störung eigentlich auch einen erkennbaren Versatz an einem Reflektor im Liegenden voraus, dieser ist jedoch häufig in „älteren“ seismischen Profilen der Molasse nicht zu erkennen (Abb. 4.18). In der Praxis wird die Basis des Malm in den Bereichen, in denen sie in der Seismik nicht sichtbar ist, ausgehend von Top Purbeck um einen konstanten Wert nach unten gesetzt.

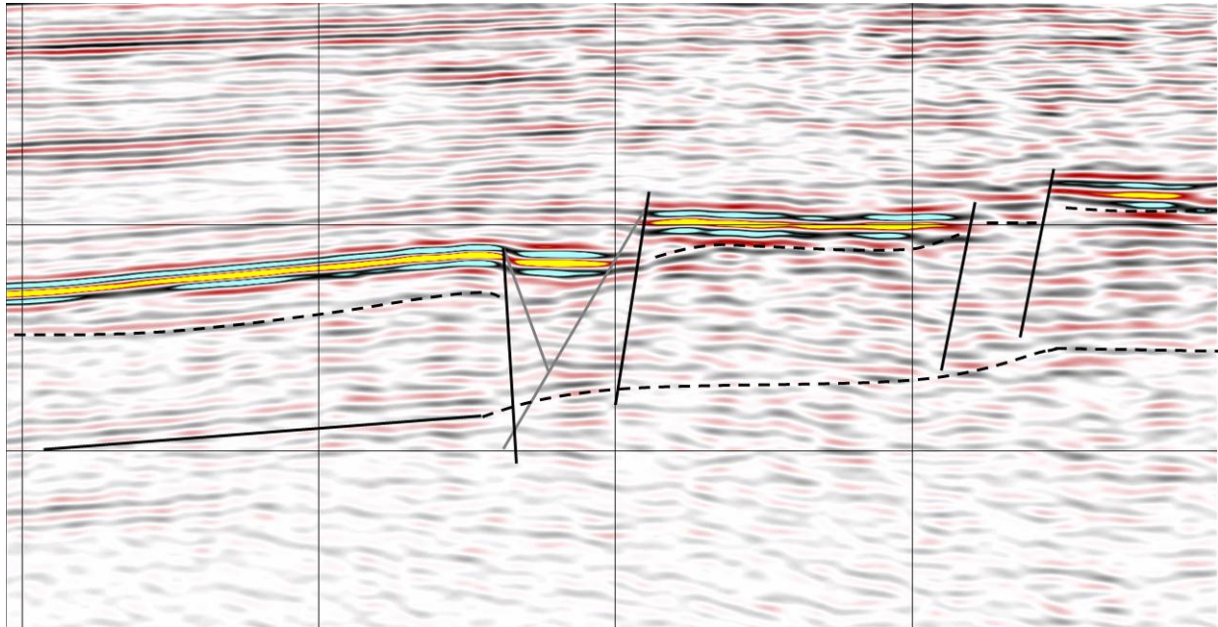


Abb. 4.18: Beispiel von verschiedenen Interpretationsmöglichkeiten (graue und schwarze vertikale Linien) einer Grabenstruktur im Malm in Abhängigkeit des unsicheren Verlaufs der Basis Malm und unklarer stratigraphischer Reflektorzuweisung (gestrichelt).

Mit der Verfügbarkeit von neuer, auf den Zielhorizont Malm angepasster Seismik, hat sich gezeigt, dass alte Störungsinterpretationen grundsätzlich vor dem Hintergrund der Faziesdifferenzierung neu bewertet werden müssen. Mit der zunehmenden Kenntnis zur Fazies und seismischen Textur im Malm muss bei alten Interpretationen häufig davon ausgegangen werden, dass von früheren Bearbeitern, vermutlich mangels besserer Kenntnis der Malmfazies und geringer seismischer Qualität, Faziesübergänge als tektonische Elemente interpretiert wurden. Die Abb. 4.19 zeigt zwei Seismikprofile unterschiedlichen Aufnahmedatums (1979 und 2009) in derselben Lage mit struktureologischen Interpretationen von Servicefirmen. Die Interpretation in beiden Darstellungen basiert dabei auf dem herkömmlichen Modell des Malm mit Abschiebungen. Die höhere Auflösung in der neuen Seismik hatte eine uneinheitliche Störungsinterpretation zur Folge, die auf ein durch Faziesunterschiede hervorgerufenen unruhiges Reflektorbild zurückzuführen ist. Die Re-Interpretation im Rahmen des Projektes, basierend auf Faziesmodellen des Malm (z.B. GWINNER 1956, MEYER 1981), legt dagegen die Existenz eines massigen „Riffkörpers“ nahe und zeigt nur einen untergeordneten struktureologischen Einfluss. Im Januar 2011 erfolgte eine Bohrung mit dem Ziel, dort möglichst die Massenfazies aufzuschließen. Die Bohrergebnisse bestätigten dabei die Annahme einer mächtigen Massenfazies.

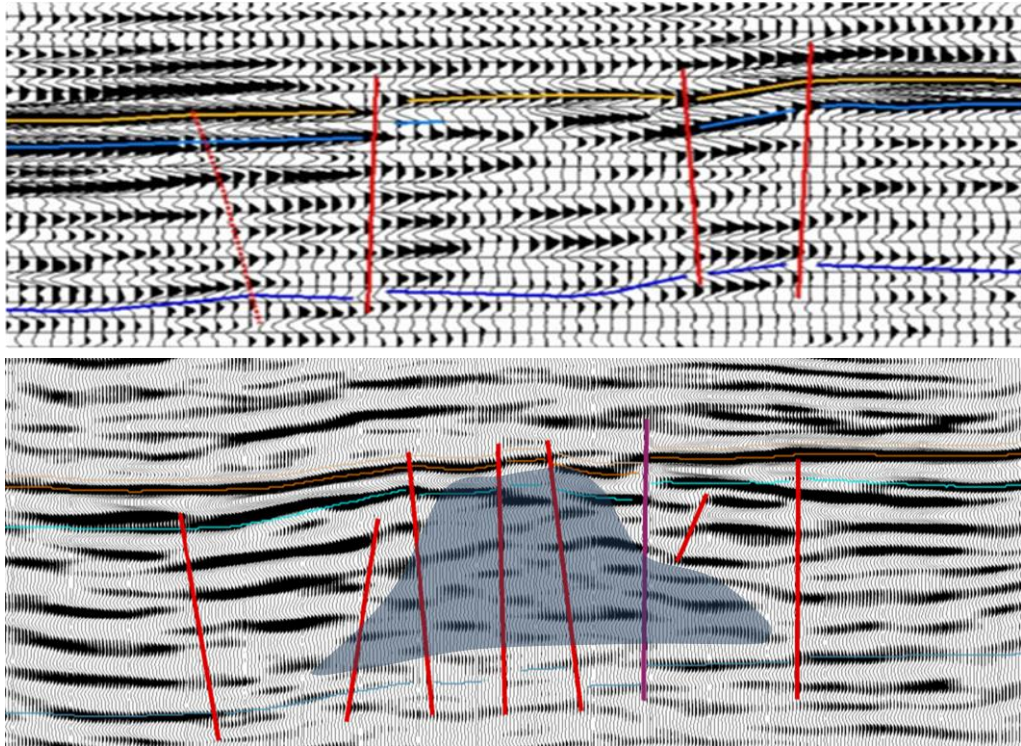


Abb. 4.19: Vergleich von alter und neuer Seismik mit unterschiedlichem Interpretationsansatz (siehe Text). Die Profile stammen von derselben Lokation und wurden in den Jahren 1979 (oben) und 2009 (unten) gemessen, Länge des Ausschnittes ca. 2 km.

Des Weiteren hat sich mit der jüngsten Verfügbarkeit von 3D Seismik bestätigt, dass die Interpolation von Störungen aus 2D seismischen Linien im Raum mit einer hohen Ungenauigkeit behaftet ist. Bisher wurden Störungen zwischen zwei seismischen Linien entsprechend der Versatzhöhe interpoliert, d.h. Störungen mit großen Versätzen wurden in der einen seismischen Linie mit entsprechend großen Versätzen auf der benachbarten seismischen Linie korreliert. Dagegen zeigt die 3D Seismik die Entwicklung von Rampensystemen mit Akkomodationszonen, in denen Störungen mit großen Versätzen auslaufen (Abb. 4.20).

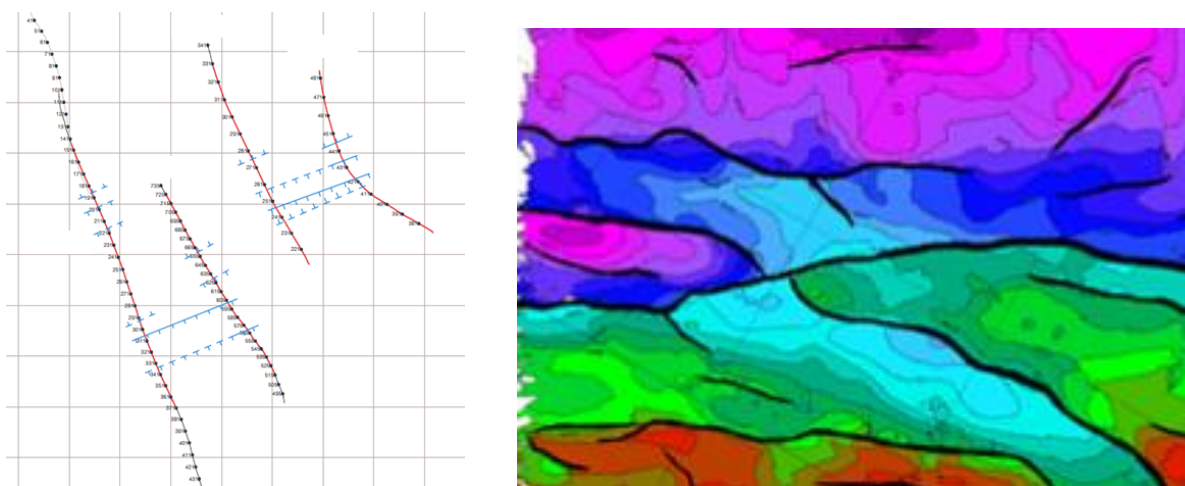


Abb. 4.20: Gegenüberstellung von interpolierten Störungen im Raum aus 2D Seismik (links) und dem Störungsverlauf an Top Malm aus 3D Seismik mit Rampensystemen und auslaufenden Störungen (siehe Text).

4.2.2.3 Neue Erkenntnisse zur Strukturgeologie im Malm aus der Interpretation seismischer Daten

Neue, auf den Zielhorizont Malm abgestimmte, Seismik zeigt häufig mindestens drei charakteristische Reflektoren, die nach Erkenntnissen aus Bohrungen als das Liegende des Malm angesprochen werden. In „alter“ Seismik sind diese Reflektoren häufig nicht oder nur schlecht interpretierbar, so dass die Störungsinterpretation in Bezug auf Lage und Orientierung wenig aussagekräftig war. In den seismischen Linien, auf denen die Basis Malm besser zu verfolgen ist, zeigt sich, dass häufig eine deutlich ausgeprägtere Morphologie der Tertiärbasis bzw. an Top Malm vorhanden ist als an der Basis Malm (Abb. 4.21). Dies lässt eine komplexere Malmtektonik vermuten.

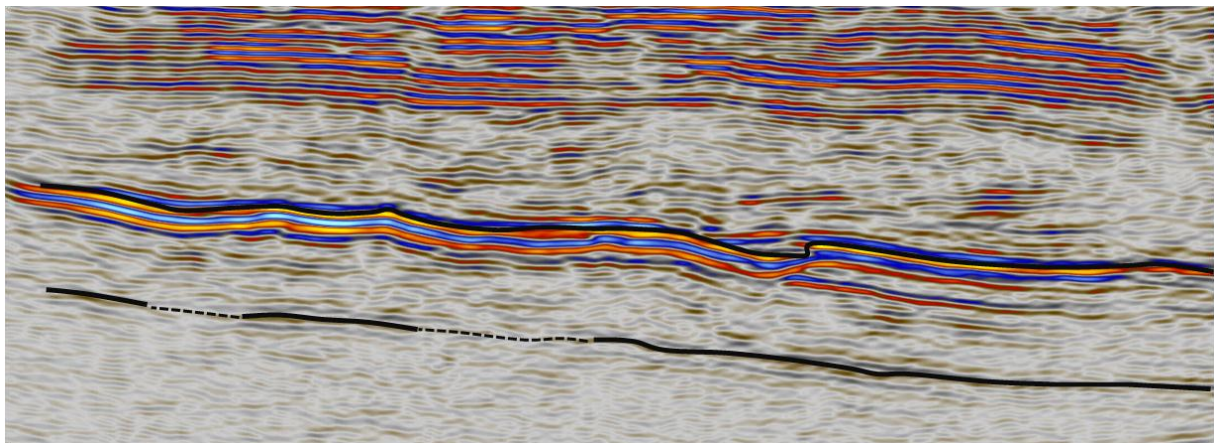


Abb. 4.21: Beispiel einer seismischen Linie. Bild mit stärkerer Morphologie an Top als an Basis Malm (siehe Text).

So sind neben den reinen Abschiebungen auch invertierte Elemente kompressiver bzw. transpressiver Art möglich, die diese Beobachtungen stützen. Die Ausprägung solcher Elemente z.B. in Form von sog. „Flowerstructures“ oder „Pop-Ups“ sind in der Seismik zwar in der Regel wenig deutlich, dennoch lassen sie sich anhand von Versätzen durch Aufschiebungen oder antiklinalen Aufwölbungen im Oligozän nachweisen.

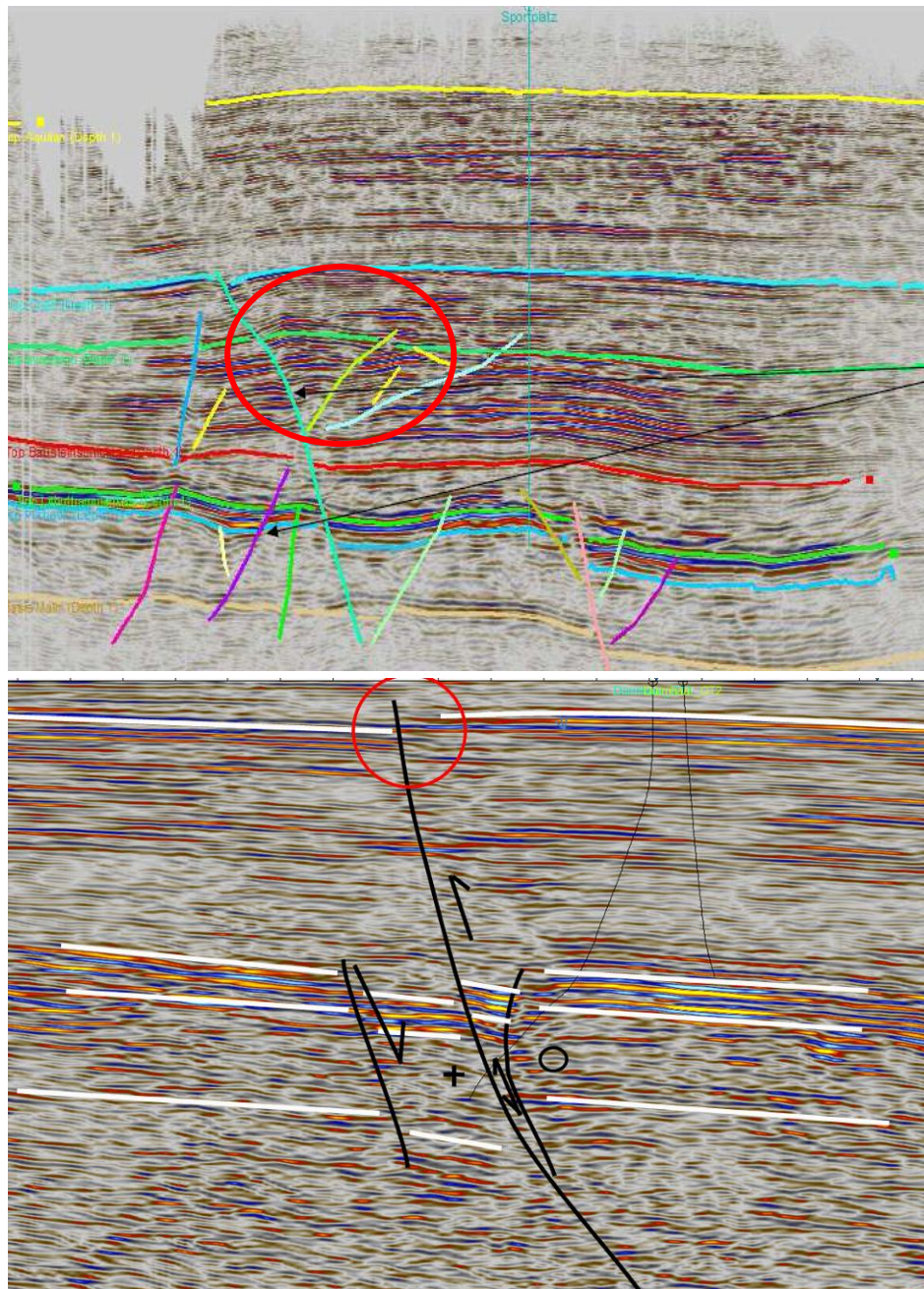


Abb. 4.22: Seismische Profile und Interpretation mit posteoazän aktivierten kompressiven Strukturen, oben: leichte Antiklinale, unten: invertierter Graben mit aufschiebendem Versatz im Oligozän (siehe Text).

4.2.3 Störungsindikationen des Malm in Imagelogs

4.2.3.1 Qualität und Aussagekraft von Imagelogs aus dem Malm

Die Qualität der Imagelogs hängt im Wesentlichen von zwei Faktoren ab: einmal beeinflusst die Beschaffenheit des Bohrlochs und des Gesteins die Qualität der Rohdaten, zum zweiten unterscheidet sich bei verschiedenen Servicefirmen das Processing. Dies führt dazu, dass sich die Bilddarstellungen der Logs qualitativ deutlich unterscheiden und so nur bedingt miteinander vergleichen lassen. Das Trennflächengefüge der Imagelogs wird meist visuell interpretiert und unterliegt damit einer vom Bearbeiter abhängigen interpretatorischen Unsicherheit. Daher sind die Voraussetzung für die Verwertbarkeit des Schichtflächengefüges

im Vektorplot gut interpretierbare Lagerungsverhältnisse, die üblicherweise im Malm in geschichteten Bereichen anzutreffen sind. Sind die Malmkarbonate dagegen massig ausgebildet, ist die Aussagekraft des Vektorplots geringer.

Generell ist die Aussagekraft von Imagelogs unter Explorations-Geologen nicht unumstritten, da sie einer interpretatorischen Unsicherheit unterliegen. Die Servicefirmen, die diese Logs messen, empfehlen daher unbedingt, die Bilder an gekerntem in situ-Material zu kalibrieren. Zu den hier durchgeführten Untersuchungen lag jedoch kein in situ-Kernmaterial vor, das eine direkte Kalibrierung zuließ. Aus diesem Grund wurde auf eine Methode der indirekten Kalibrierung an dem Material der gekernten Forschungsbohrung Moosburg SC4 zurückgegriffen.

Neben der Kalibrierung von Imagelogs stellt das Hochskalieren der interpretierten Objekte gegenüber der Seismik eine Limitierung der Aussagekraft dar (vgl. Kap. 4.1.3). Im Folgenden wird dargestellt, wie mithilfe von einem auf den Malm abgestimmten Klassifizierungsschema verwertbare Informationen zu Klüftung und Verkarstung so aus den Imagelogs zusammengefasst werden können, dass sie mit der Seismik korrelieren.

4.2.3.2 Klassifizierung von Verkarstungen und irregulären Klüften

Tiefenverkarstung ist zu Beginn der geothermischen Exploration im Malm als typisch störungsgebundenes Phänomen erachtet worden. Mit wachsender Zahl an Bohrungen häuften sich aber Beobachtungen, dass Verkarstung innerhalb des Malm nicht nur auf Störungszonen beschränkt ist. Nach neuen Erkenntnissen ist eine Verkarstung häufig an dolomitische Einheiten gebunden und tritt dort wiederum oft am Top der Dolomite auf, insbesondere wenn diese von kalkigen Formationen überlagert werden. Entsprechend auffällig war die größere Anzahl von Verkarstungen in allen Bohrungen sowie der Nachweis, dass diese über die gesamte Bohrstrecke bis zu einer Tiefe von ca. 450 m TVD unter Top Malm auftreten. Ebenso auffällig war auch die Beobachtung, dass die Anzahl und Ausprägung der Verkarstung wenig mit dem aus der Seismik ermittelten Versatz einer als Bohrziel definierten Störung zusammenhing. Ging man bisher doch davon aus, dass ein deutlicher Versatz in der Seismik eine stärkere Verkarstung mit sich führt.

Abb. 4.23 verdeutlicht die unterschiedliche Ausprägung der Verkarstungen im Bohrprofil anhand des Image- und Kaliberlogs. Im oberen Bereich der Bohrung (Abschnitt 3) geben die Imagelogbilder Anzeichen für eine, an das Schichtgefüge gebundene Verkarstung, während im tieferen Bereich der Bohrung (Abschnitt 7) die Verkarstungen weniger ausgeprägt sind. Dort fallen sie mit einem stark geklüfteten Bereich zusammen, was auf eine Störung hinweist.

Die Größenordnung der in den Bohrungen nachgewiesenen Verkarstungshohlräume kann von Dezimetern bis zu wenigen Metern reichen.

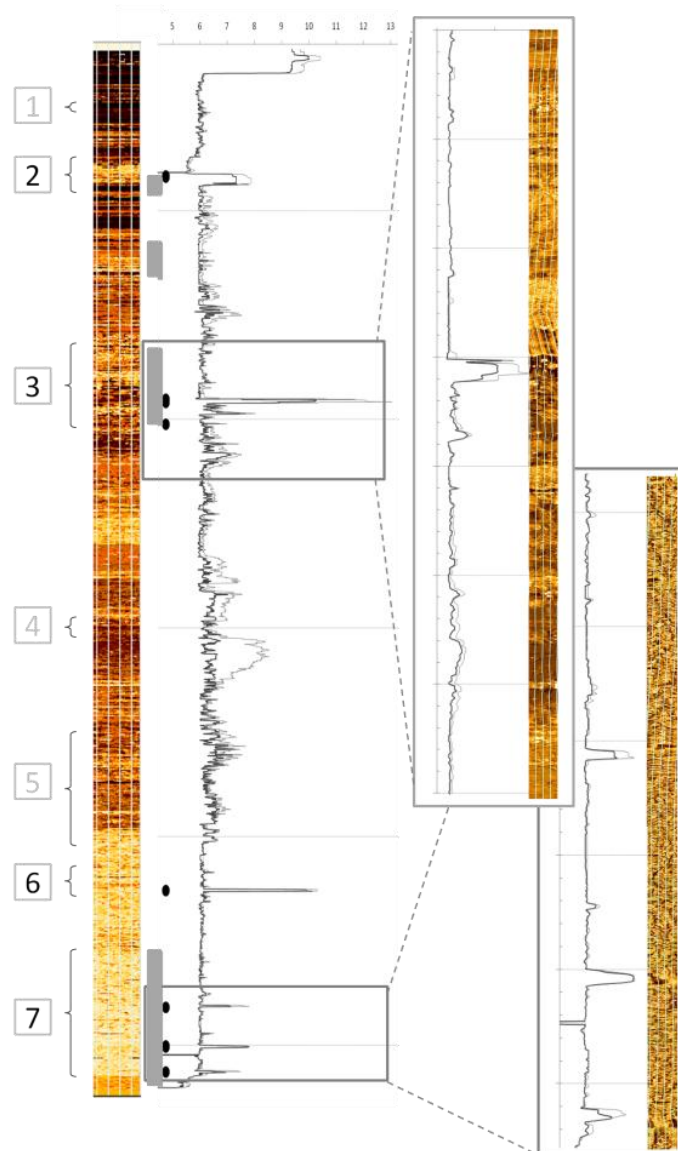


Abb. 4.23: Bohrlochloguntersuchungen zu Verkarstungen (schwarze Punkte) und irregulären Klüften (graue Balken) im Image- und Kaliberlog (siehe Text).

4.2.3.3 Klassifizierung des Schichtflächengefüges

Die für den Malm typischen Vektorplots im Großraum München zeigen entsprechend dem generellen Einfallen (meist weniger als 10°) einen hauptsächlich nach S bis E gerichteten Verlauf, der je nach strukturellen oder faziellen Bedingungen kleinräumig unterbrochen ist bzw. einem Richtungswechsel unterliegt.

Abb. 4.24 zeigt an einem ausgewählten Beispiel den für den Malm typischen Zusammenhang zwischen Lagerungsverhältnissen, Fazies und Störungen in einem Vektorplot. Links ist das Schichteinfallen (Rot = flach, Blau = steil), rechts sind die Faziesbereiche, wie sie aus den Imagelogs für den Malm in Kap. 5.1.7 klassifiziert sind, aufgetragen. Die Darstellung von faziellen Einheiten im Vektorplot zielt darauf ab, fazielle Grenzen, welche in Imagelogs ähnliche Indikationen wie Störungen aufweisen können, bei der Identifizierung von Störungen auszuschließen (Negativkriterium). Treten derartige Indikationen an einer Faziesgrenze auf, ist davon auszugehen, dass diese fazielle Ursachen haben. Die Pfeile links geben, ausgehend vom Bohrlochtiefsten, die Haupteinfallrichtungen wieder. Demnach ist das Haupteinfallen mit

SE typisch für den Malm. Für Störungen sprechen abrupte Wechsel innerhalb einer Fazies, die bei 7, 6 und 4 auftreten, der kurze Wechsel bei 5 zusammen mit der grün eingefärbten Fazies spricht dagegen eher für einen Abschnitt mit faziell geänderter Schichtlagerung, z.B. ähnlich einem Schüttungskörper. Der Richtungswechsel bei 3 ist im Zusammenhang mit einem faziellen Übergang zu sehen, 1 gibt eine Indikation auf eine Störung.

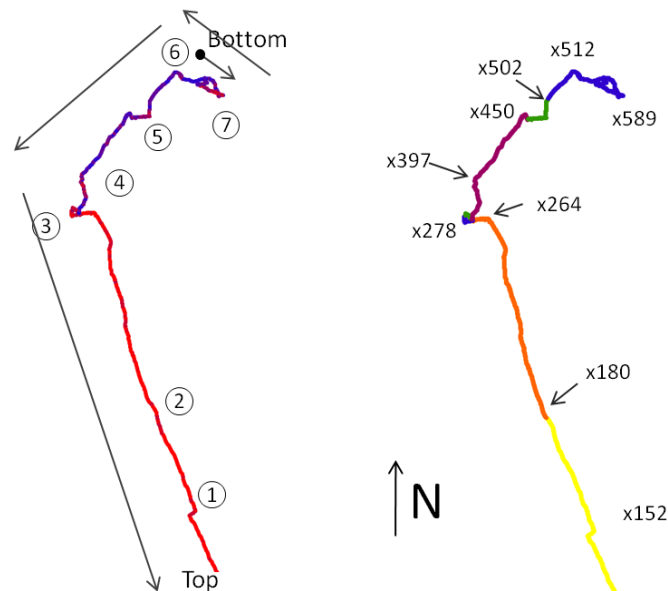


Abb. 4.24: Beispiel eines Vektorplots mit zwei unterschiedlich Farbcodes zur Darstellung des faziellen und strukturellen Inventars; links: Einfallen mit flachen (rot) und steileren (blau) Werten; die Pfeile zeigen den Richtungswechsel der Schichtung an drei markanten Stellen (4, 6, 7) entlang des Bohrlochs an. Rechts: Farben nach der Klassifizierung der Imagelofazies. Zahlen geben die Teufe in MD an (siehe auch Text).

4.2.3.4 Klassifizierung von Klüften anhand von Kluftsystemen

Unter der Annahme einer Häufung von Klüften parallel zur Störung sind entsprechend der WSW–ENE bis W-E streichenden Hauptstörungen im Malm dominierende Kluftsysteme mit einem Streichen von ca. 70° bis 90° zu erwarten.

Die aus der Gesamtheit der Imagelogs ermittelten natürlichen Klüfte zeigen jedoch nach der Normalisierung ein leicht abgewandeltes Bild (Abb. 4.25). Das Histogramm belegt eine bimodale Verteilung mit einer Häufung bei ca. 30° und 95°. Betrachtet man dabei jedoch nur die offenen Klüfte, so bleibt zwar die bimodale Verteilung mit dem kleineren Maximum bei 30° bestehen, das große Maximum verschiebt sich aber leicht auf ca. 80°. Entsprechend auffallend ist die enge Verteilung der geschlossenen Klüfte mit einem Maximum um die 95°.

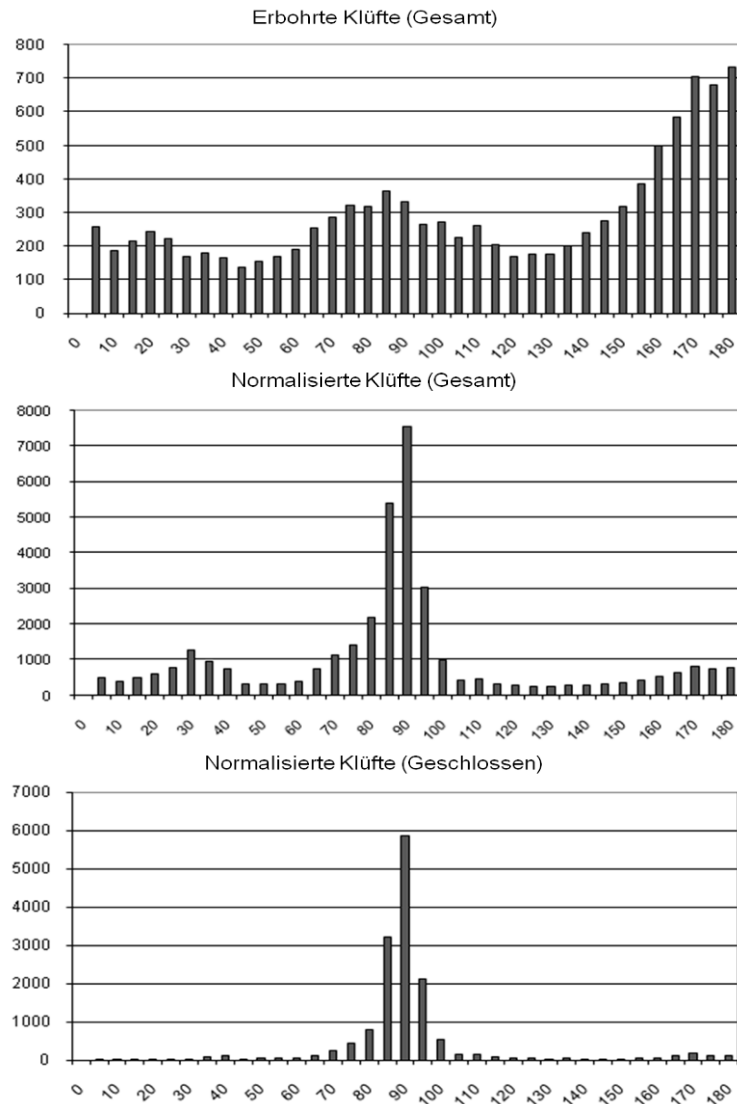


Abb. 4.25: Histogramme mit Kluftstreichrichtungen (0 – 180°) aus Malmbohrungen im Großraum München nach verschiedenen Prozessierungsschritten (von oben nach unten – siehe auch Text).

4.3 Diskussion und Synthese

Die Charakterisierung von Störungen ist für die hydrothermale Nutzung des Malmaquifers von grundsätzlicher Bedeutung, da diese als hydraulisch besonders aktiv gelten und üblicherweise als Bohrziele angefahren werden. Die Ergebnisse der Untersuchungen zeigen, dass Störungen nicht nur in der Seismik erkennbar sind, sondern dass auch anhand bohrlochgeophysikalischer Daten Störungen identifiziert und näher beschrieben werden können.

Die bohrlochgeophysikalischen Daten aus dem Malm zeigen eine Vielzahl von Störungsindikationen, die über die gesamte Bohrstrecke verteilt sind, sodass zunächst das Bild eines häufig von Störungen durchzogenen Aquifers entsteht. Diese Beobachtung muss insofern relativiert werden, als dass nach der Auswertung Fazieswechsel ähnliche Indikationen wie Störungen hervorrufen und daher leicht verwechselt werden können. Sowohl bei Versätzen in der Seismik (vgl. Abb. 4.19) als auch bei der Interpretation von Verkarstungen in Imagelogs (vgl. Abb. 4.23) sowie im Verlauf des Vektorplots (vgl. Abb. 4.24) kann hier die Existenz von Störungen überinterpretiert werden. Nach Auswertung aller Bohrungen lassen sich Störungen bisher am deutlichsten an

- einer bestimmten Vorzugsrichtung von Klüften,
- einer breiteren Zone zerbrochenen Gesteins, assoziiert mit Verkarstungen und
- einem deutlichen Versatz an der Basis des Tertiär in der Seismik erkennen.

Des Weiteren spielt das Erschließungskonzept eine wichtige Rolle bei der Belegbarkeit einer Störung. Denn je stärker eine Bohrung horizontal abgelenkt ist, umso besser können die Fazies- bzw. Störungsindikatoren interpretiert und ausgewertet werden.

Im Folgenden werden die für den Malm interpretierten Störungsindikationen anhand ihrer Genese und in Bezug zur regionalen Geologie diskutiert.

4.3.1 Extensive Malmstörungen

Als relativ zuverlässig lässt sich anhand von Kluftsystemen mit einer Streichrichtung um 80° das Durchteufen von WSW – ENE bis W-E gerichteten Störungen belegen. Im Bayerischen Geothermieatlas (StMWIVT 2004/2010) sind diese alpenrandparallelen Störungen durch die anhaltende Absenkung des Molassebeckens als extensiv mit Sprungbeträgen von bis zu 200 m aufgeführt. Die Bohrungen, die auf diese Störungen ausgerichtet waren, zeigen in den angeschlossenen seismischen Profilen einen deutlichen Versatz an der Basis Tertiär zwischen 50 und 150 Metern. Zudem lassen sich aufgrund der deutlichen Ablenkung irregulär geklüftete Bereiche im Imagelog auch räumlich mit den Störungsindikationen in der Seismik in Verbindung bringen (Abb. 4.26).

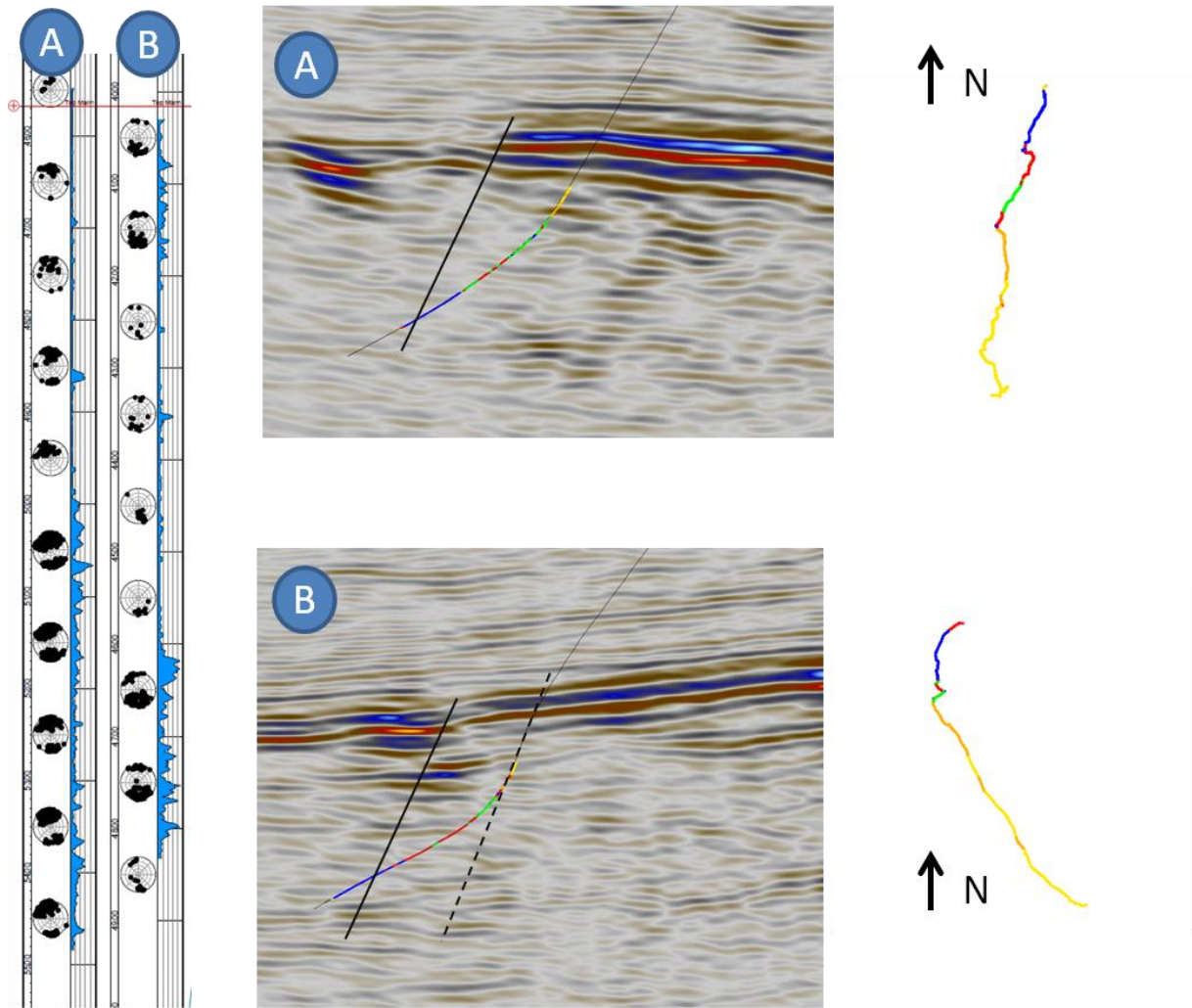


Abb. 4.26: Zusammenstellung von Störungsindikatoren; links: Kluftorientierung und Häufigkeit, mitte: Ausschnitt aus den seismischen Profilen mit Bohrungsverlauf und anhand der Störungsindikation interpretierter Störungsverlauf, rechts: Vektorplots.

Abb. 4.27 soll anhand eines 3D Modells ein für den Malm typisches extensives Störungssystem, sowie zwei schematische geologische Schnitte und deren Vektorplots unter der Voraussetzung eines nach SE geneigten Malm zeigen. Aufgrund des extensiven Charakters von Abschiebungen kann es allgemein auch an größeren Abschiebungen nur zu geringen Änderungen im Schichteinfall kommen. (vgl. Abb. 4.27 - A). Anhand des Vektorplots kann daher auch nur bedingt etwas über die Größe und Ausbildung von extensiven Störungssystemen gesagt werden.

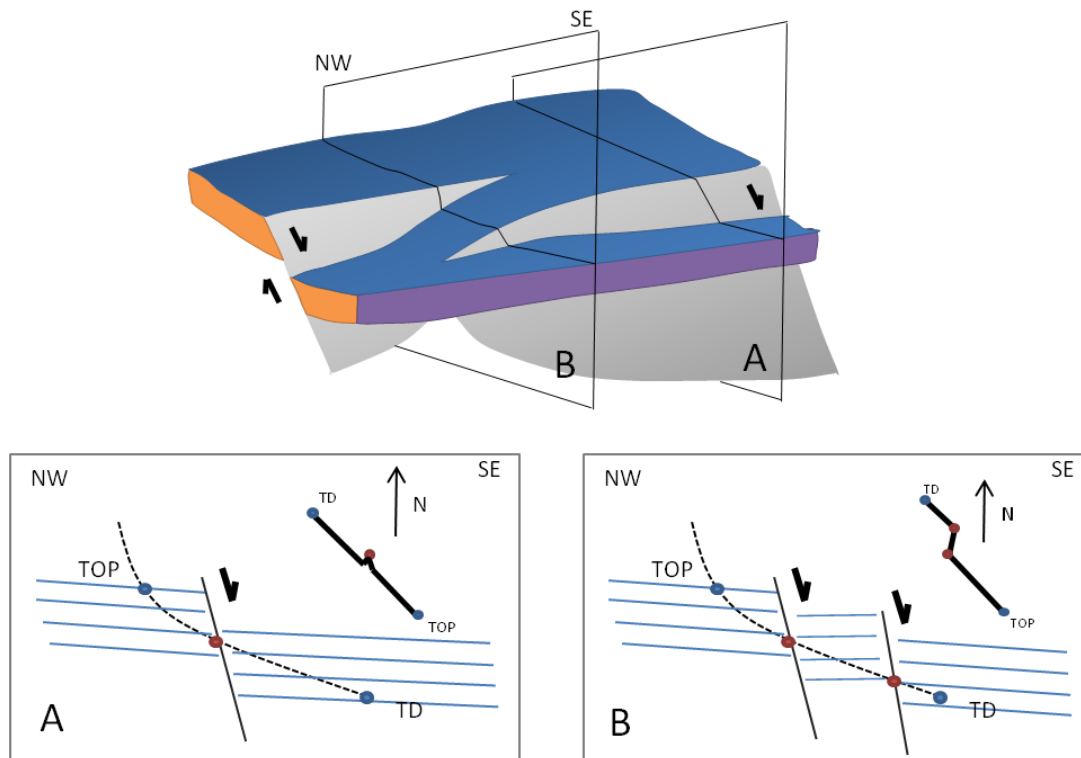


Abb. 4.27: Oben: schematische Darstellung eines Rampensystems mit auslaufenden Störungen (Akkomodationszone). Unten: Profilschnitte entsprechend der Lage im Schema darüber mit der für den Malm typischen Geometrie der Strukturelemente und dem entsprechenden Vektorplot (jeweils oben rechts). Die roten Punkte im Vektorplot kennzeichnen den Durchstoßpunkt der Bohrung mit der Störung.

Bereits von LEMCKE (1988) wird angemerkt, dass die Zerrungstektonik im Zuge der Flexur der Platte die hohen Sprunghöhen alpenparalleler Störungen an der Tertiärbasis nicht alleine verursachen kann. Vielmehr können auch andere Mechanismen wie z. B. die Subduktion dafür verantwortlich sein. Bei der Neubewertung der Seismik wurde auffällig, dass die Morphologie an der Basis des Tertiär bzw. Top des Malm oft ausgeprägter erscheint, als an der Basis des Malm. Diese Beobachtung ist grundsätzlich im Einklang mit den o.g. überproportionalen Sprunghöhen an der Basis Tertiär. Mit der Flexur des Alpenvorlandes ab dem späten Eozän kann es vertikal zu unterschiedlichen Spannungszuständen kommen, mit einer relativ ausgeprägteren Dehnung im Hangenden als im Liegenden. Dies könnte auch die Entstehung von kleineren tektonischen Gräben erklären, die, wie mehrfach in der Seismik beobachtet, mit den dominanten alpenrandparallelen antithetischen Abschiebungen assoziiert sind (vgl. Abb. 4.28).

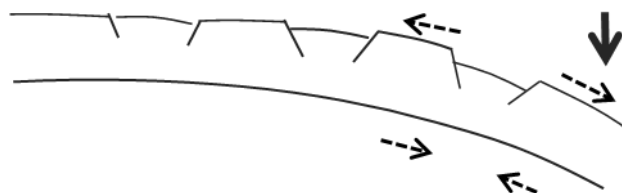


Abb. 4.28: Schematische Darstellung der unterschiedlichen Beanspruchung der Platte bei der Subsidenz, mit Extension im Hangenden und Kompression im Liegenden.

4.3.2 Anzeichen für invertierte Störungen

Ein weiterer Effekt für die ausgeprägte Morphologie am Top Malm mag der Umstand der N-S gerichteten Kompression mit Phasen der Beckeninversion (vgl. ZIEGLER 1987) im Zusammenhang mit der Alpenorogenese sein. BACHMANN et al. (1986) beschreiben anhand von Überschiebungen am Landshut-Neuöttinger-Hoch intensive Inversionstektonik mit 1500 m Vertikal- und 1000 m Horizontalversätzen ab der ausgehenden Kreide bis ins späte Eozän. Für die Molasse vermuten sie aus Analogien eine Inversionsphase vom Campan bis ins mittlere Paleozän.

Für mindestens eine, jedoch nach dem ausgehenden Eozän stattfindende, kompressive Tektonik sprechen in der Seismik erkennbare Aufschiebungen, die sich in leichten antiklinalen Strukturen im Tertiär äußern. Je nach Distanz zur Alpenfront und damit geographischer Breite sind diese unterschiedlich markant ausgeprägt. Es ist zu vermuten, dass sich mit der Beckeninversion ein N-S gerichtetes kompressives Spannungsregime ausgebildet hat, an dem die alpenrandparallelen Störungen transpressiv reaktiviert wurden. Abb. 4.22 zeigt zwei interpretierte seismische Profile, in denen alpenparallele Störungen reaktiviert und invertiert wurden.

Die Existenz von transpressiven bzw. transtensiven Elementen, wie sog. positive oder negative „Flowerstructures“, werden im Malm des Molassebeckens mit den zunehmend neuen seismischen Daten und der Intensivierung der Datenakquisition im Rahmen einer gesteigerten Explorationsaktivität diskutiert, ein konsistentes und allgemein anerkanntes Bild darüber existiert jedoch nicht.

4.3.3 Anzeichen für Blattverschiebungen

Für das Molassebecken wurden auch immer wieder Blattverschiebungen postuliert (UNGER 1999, KRÄMER 2009). Blattverschiebungen zeichnen sich aufgrund der geringen vertikalen Versätze in der 2D Seismik nur undeutlich ab und sind daher auch in der Neubewerteten Seismik nur unzureichend belegbar.

Im Molassebecken liegt dies vermutlich auch daran, dass sie hier, im Gegensatz zu den bekannten großen Blattverschiebungen, wie z.B. der San Andreas Störung in Kalifornien, USA, nicht mit einer einzelnen und lokal begrenzten Störungsfläche zu erwarten sind. Blattverschiebungen mit deutlichen horizontalen Versätzen zeigen auch in der Seismik typische strukturelle Elemente wie „pull-apart“ oder „pop-up“ Strukturen. Im Molassebecken lassen sich stattdessen Blattverschiebungen als Störungsscharen vermuten, bei denen die einzelnen Störungsflächen, mehrere Kilometer voneinander entfernt, parallel das Vorland mit geringen horizontalen Versätzen durchziehen. Demnach würde ein keilförmiges, nach Norden ins Vorland hineinreichendes System von konjugierten, im westlichen Molassebecken eher dextral, im östlichen eher sinistral ausgebildeten Störungen, sich gegeneinander verschieben. Diese Modellvorstellung entspricht dem von RATSCHBACHER (1991) postulierten Indenter Modell (vgl. Abb. 4.29).

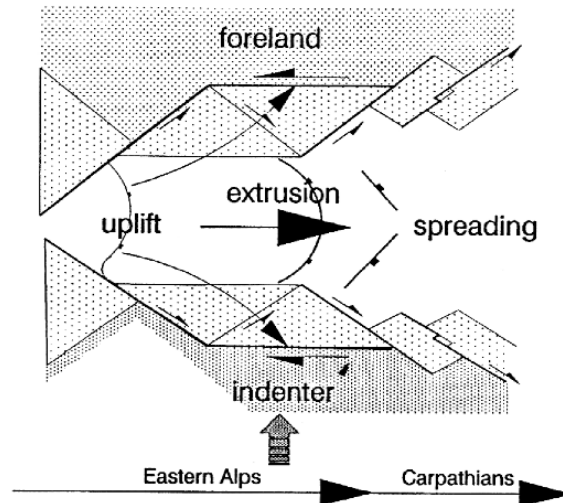


Abb. 4.29: Skizze des Indenter Modells von RATSCHBACHER (1991) mit sinistralen und dextralen Blattverschiebungen an der Orogenfront in den östlichen Alpen (siehe Text).

Als ein weiterer Beleg für die Existenz der Blattverschiebungen können auch die treppenartigen Versätze an der Stirn der alpinen Decken und deren Fortsetzung in Flussverläufen ins Alpenvorland (z.B. Loisachtal und Loisachstörung) gelten. BETZ & WENDT (1983) zeigen den Zusammenhang der Morphologie der Landoberfläche und den bereits damals vermuteten konjugierten Blattverschiebungen in Lineamentkartierungen auf Satellitenbildern auf. Dabei ist davon auszugehen, dass der Einfluss der Blattverschiebungen nach Norden mit immer geringer werdenden horizontalen Versätzen nachlässt.

Das in zwei Bohrungen angetroffene zweite dominante Kluftsystem mit ca. 30° Streichrichtung spricht für die Existenz von Blattverschiebungen im Molassebecken. Auffällig dabei ist, dass die Bohrungen mehrere Kilometer auseinander liegen, bei den dazwischen liegenden Bohrungen aber kaum Anzeichen für diese Störungen auftreten.

4.3.4 Anzeichen für Bruchschollentektonik

Strukturgeologische Effekte, die fern der eigentlichen Plattenkollision zu bemerken sind, werden als „Far Field Tektonik“ bezeichnet. So können sich strukturelle Elemente im Molassebecken ausbilden, obwohl sie sich in großer Distanz zum eigentlichen tektonischen Herd der Subduktion befinden. In diesem Zusammenhang ist neben der Zerrungstektonik im Molassebecken mit reinen Abschiebungen grundsätzlich auch eine Bruchschollenbildung denkbar, bei der sich besonders an den Schollenrändern ein kleinräumig geändertes Spannungsregime ausbilden kann. Da in der Seismik im jüngeren Tertiär über älteren Störungen immer wieder kleinere Versätze auftreten, ist im Zuge der Subsidenz und gleichzeitigen Beckeninversion mit der Reaktivierung von Störungen und Verkipfung von Schollen auch mit überkippten Aufschiebungen an Schollenrändern zu rechnen (vgl. Abb. 4.30).

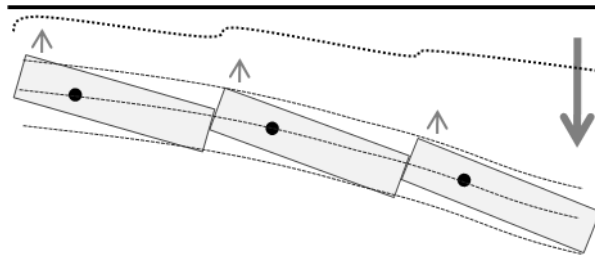


Abb. 4.30: Schematische Darstellung einer Bruchschollentektonik im Zuge der Subsidenz; die gestrichelte Linie zeigt die geringen Versätze im jüngeren Tertiär an (siehe Text).

Die Vektorplots einzelner Bohrungen zeigen, dass neben der Haupteinfallsrichtung des Malm nach SE eine geänderte Einfallsrichtung auftritt. Dies spricht für lokale Anomalien, die auf kleinere Bruchschollen zurückgeführt werden können.

4.3.5 Zusammenfassung der identifizierten strukturgeologischen Elemente

Nach der Auswertung der Seismik und der Imagelogs ergibt sich ein strukturgeologisches Bild, das das Zusammenspiel verschiedener tektonischer Elemente beinhaltet. Im Folgenden sollen die wesentlichen Elemente, die aus den Daten aus dem Großraum München interpretierbar sind, dargestellt werden (s. a. Abb. 4.31):

- Strukturell ist der Malm von WSW - ENE streichenden Abschiebungen (1) dominiert, die mit kleineren parallelen Graben- und Rampensystemen assoziiert sein können.
- In mehrfach gestörten Bereichen, an denen die Morphologie am Top Malm ausgeprägter als an der Basis ist, muss von komplexeren, reaktivierten und transpressiv invertierten Störungsmustern ausgegangen werden (2). Im hangenden Tertiär lassen sich in diesen Bereichen häufig Antiklinen erkennen.
- Aus dem regionalgeologischen Zusammenhang kann ein jüngeres Blattverschiebungssystem (3) mit parallelen, wenige Kilometer auseinander liegenden Einzelstörungen postuliert werden, das jedoch in der Seismik nicht oder nur undeutlich zu verfolgen ist.
- Die ca. 80° streichenden offenen Klüfte im Malm zeigen ein Störungssystem an, das die Existenz der WSW - ENE gerichteten syn- und antithetischen Abschiebungen bestätigt (a).
- Die ca. 30° streichenden offenen Klüfte stützen die postulierten NNE – SSW, also parallel streichenden Blattverschiebungssysteme (b).
- Die Verteilung der geschlossenen Klüfte mit einem Maximum bei 95° lässt ein älteres, im Vergleich zum rezenten leicht verändertes Spannungsfeld vermuten (c).
- Störungen, die sich bis ins jüngere Tertiär verfolgen lassen, lassen ein entsprechendes Bruchschollenmuster an reaktivierten Störungen von leicht aneinander versetzten Schollen vermuten (d).
- Verkarstung tritt überwiegend in dolomitisierter Massenfazies auf, wobei die ausgeprägten Hohlräume (von mehreren dm und mehr) häufig am Top der Massenfazies angetroffen werden (e).

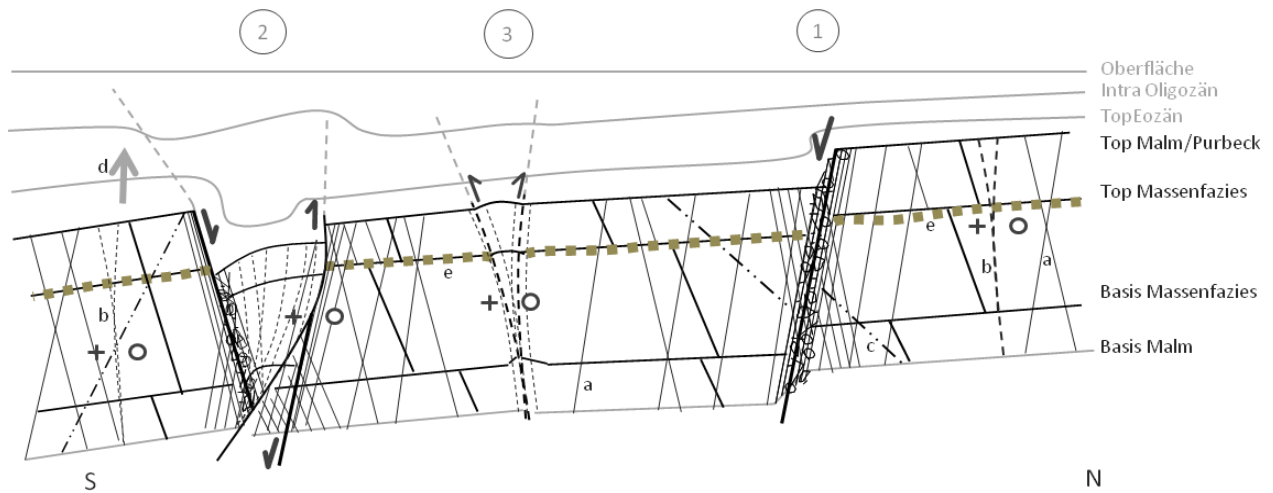


Abb. 4.31: Darstellung der im Vorhaben erfassten wesentlichen Strukturelemente im Malm in einem schematischen Profilschnitt in S-N-Richtung (Erklärungen siehe Text).

4.4 Literatur

- AKBAR, M., NURMI, R., STANDEN, E., SHARMA, S., PANWAR, P., CHATURVEDI, J.G. & DENNIS, B. (1993): ohne Titel. – Middle East Well Eval. Rev., **14**: 25-43.
- AKBAR, M., PETRICOLA, M., WATFA, M., BADRI, M., CHARARA, M., BOYD, A. CASSELL, B., NURMI, R., DELHOMME, J.-P., GRACE, M., KENYON, B. & ROESTENBURG, J. (1995): Classic Interpretation Problems: Evaluating Carbonates. - Oilfield Review, 38-57.
- BACHMANN, G.H., MÜLLER, M., & WEGGEN, K., (1987): Evolution of the Molasse Basin (Germany, Switzerland). - Tectonophysics, 137: 77-92.
- StMWIVT (2004): Bayerischer Geothermieatlas – Hydrothermale Energiegewinnung. 104 S. München.
- StMWIVT (2010): Bayerischer Geothermieatlas – Hydrothermale Energiegewinnung. 92 S. München.
- BETZ, D. & WENDT, A. (1983): Neuere Ergebnisse der Aufschluß- und Gewinnungstätigkeit auf Erdöl und Erdgas in Süddeutschland. - Bull. Ver. Schweiz. Petroleum- Geol. U. –Ing., **49**: 9-36.
- FRASS, M. (2009): Earthview Workshop. – Weatherford, nicht publiziert, 222 S.
- FRENCH, W.S., (1974): Two-dimensional and three-dimensional migration of model-experiment reflection profiles. – Geophysics, **39**: 265-277.
- GWINNER, M.P., (1956): Schwammbänke, Riffe und submarines Relief im oberen weissen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg). – Geol. Rund., **47**,1: 402-418.
- JOUBERT, J.B. & MAÏTAN, V. (2010): Borehole image logs for turbidite facies identification: core calibration and outcrop analogues. - First Break, **28**: 55-66.
- KRÄMER C. (2009) Identifikation horizontaler Blattverschiebungen im Untergrund des Molassetrogs – neue Interpretationsergebnisse auf Grundlage von 2D-Seismik. Beitrag in “Der Geothermiekongress 2009” Bochum, Germany, 17-19 November 2009
- LEMCKE, K., (1988): Geologie in Bayern I. – Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit. – Erdgeschichte-Bau-Bodenschätze, 175 S., Stuttgart.

- LEMPPE, C. & RÖCKEL, T. (1999): Bohrloch- und Bohrkern-Instabilitäten als Indikatoren des regionalen Spannungszustandes. Tagungsband der 12. Nationalen Tagung für Ingenieurgeologie von DGG und DGGT 1999 (Hrsg. Ch. Lempp & G. Reik), 94 -104, Halle / S.
- LOHR, T., KRAWCZYK, C.M., ONCKEN, O. & TANNER, D.C. (2008): Evolution of a fault surface from 3D attribute analysis and displacement measurements. – J. Struct. Geol., **30**: 690-700.
- MEYER, R.K.F. (1981): Malm (Weißer oder Oberer Jura). – Bayerisches Geologisches Landesamt (Hrsg.) (1996): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 500.000. 4. Aufl., 90-111, München.
- MICARELLI L., MORETTI, I., JAUBERT, M & MOULOUEL, H. (2006): Fracture analysis in the south-western Corinth rift (Greece) and implications on fault hydraulic behaviour. – Tectonophysics, **426**: 31-59.
- RAJABI, M., SHAHRAM, S., BAHMAN, B. & TINGAY, M. (2010): Subsurface fracture analysis and determination of in-situ stress direction using FMI logs: An example from the Santonian carbonates (Ilam Formation) in the Abadan Plain, Iran. – Tectonophysics, **492**: 192-200
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W, LINZER, H. G. & MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the eastern Alps. 2: Structural analysis. — Tectonics, 10, 257- 271.
- SCHLUMBERGER (2009) : Processing and Structural Interpretation of a Fullbore Formation MicroImager (FMI*) image log, Interpretationsbericht; - unveröffentl.
- UNGER, H.-J.(1999): Die tektonischen Strukturen der bayerischen Ostmolasse.- Documenta naturae, **124**: 1-16.
- ZIEGLER, P.A., (1987): Compressional intra-plate deformations in the Alpine foreland. - Tectonophysics, **137**: 1-5.

5 Fazies und Diagenese

5.1 Methodik

5.1.1 Einführung

Das Hauptziel der Untersuchungen zur Fazies und Diagenese bestand in der Entwicklung und Anwendung von möglichst praxisnahen und kostengünstigen Methoden zur lithofaziellen Reservoircharakterisierung auf Basis vorhandener Daten aus Geothermiebohrungen. Hintergrund dieser Zielsetzung war, dass die Bedeutung der Lithofazies und Diagenese (hier vor allem die Dolomitisierung) für die Hydraulik des Malm zwar bereits u.a. in den Arbeiten von STIER & PRESTEL (1991), ANDRES (1985) oder FRISCH & HUBER (2000) deutlich zum Ausdruck gebracht wurde, jedoch daraus bisher keine angepasste Explorationsstrategie, mangels Detailkenntnis über den Grundwasserleiter Malm, abgeleitet werden konnte. So hat die fazielle Gliederung des Malms in Massen- und Bankkalke aufgrund der unterschiedlich stark ausgeprägten Verkarstungsfähigkeit einen direkten Einfluss auf dessen Gebirgsdurchlässigkeit (z.B. STIER & PRESTEL, 1991; FRISCH & HUBER, 2000). Zudem galten dolomitisierte Massenkalken in Form des sog. „Frankendolomits“, aufgrund der mit dem Dolomitisierungsprozess und der häufigen Ausbildung idiomorpher, zuckerkörniger Dolomite einhergehenden Erhöhung der Porosität, generell als gut durchlässig. An den Kristallgrenzen der Dolomitekristalle konnte bevorzugt die Verkarstung einsetzen (ANDRES, 1985).

Um diese Aussagen in einem nächsten Schritt auf Ihre Gültigkeit auf Basis der vorliegenden Geothermiebohrungen zu überprüfen, wurde der Fokus zum einen auf Analysen des vorliegenden Bohrkleins und die daraus gewinnbaren Informationen zur Lithologie, Porosität und Permeabilität, zum anderen auf Untersuchungen der vorliegenden Imagelogs zur faziellen Untergliederung der Bohrungen gelegt.

Ein Großteil der Methodenbeschreibungen zur lithofaziellen Reservoircharakterisierung sowie zu den Zusammenhängen zwischen der Lithofazies und der Hydraulik im Malm wird von BÖHM et al. (2012) dargelegt.

5.1.2 Definitionen

Nach MURAWSKI & MEYER (1998) ist die Fazies eine „Bezeichnung für den Habitus, den ein Sediment bei seiner Bildung bezüglich seines petrographischen Aufbaus (Lithofazies) oder seines, oft durch bestimmte Faziesfossilien charakterisierten, Fossilinhaltes (Biofazies) erhalten hat.“

Für Fragestellungen der geothermischen Nutzung des Malm ist die Lithofazies und die damit verbundenen petrophysikalischen Gesteinseigenschaften zweifelsohne von größerer Bedeutung als die Biofazies. Der Fokus der Arbeit wurde daher auf eine petrographische Beschreibung der aufgeschlossenen Malmkarbonate und dem Verständnis zu deren Einfluss auf die Hydraulik gelegt. Die Mikrofazies als spezielles Arbeitsfeld der Kabinatsedimentologie kann jedoch wichtige Hinweise zur paläogeographischen Situation bzw. dem Ablagerungsmilieu liefern und lässt somit ggf. Rückschlüsse von der punktuellen Bohrlochinformation auf das geologische Modell zu. Daher wurden ebenfalls Untersuchungen zur Mikrofazies aus Cuttingdünnschliffen in das Projekt mit einbezogen.

5.1.3 Bohrkleinansprache

Die lithologische Ansprache der Cuttings erfolgte anhand der aufbereiteten Spülproben in Grob- (> 1 mm) und Feinfraktion (< 1 mm und > 0,063 mm) unter einem Auflichtmikroskop

während der Niederbringung der Bohrungen durch den Mudlogging-Service vor Ort. Zur Kalk-Dolomitunterscheidung wurde 10%-ige Salzsäure und Alizarin-S verwendet. Aus den Bohrkleinansprachen wurden lithologische Schichtenprofile, sog. Lithologs erstellt (Abb. 5.1).

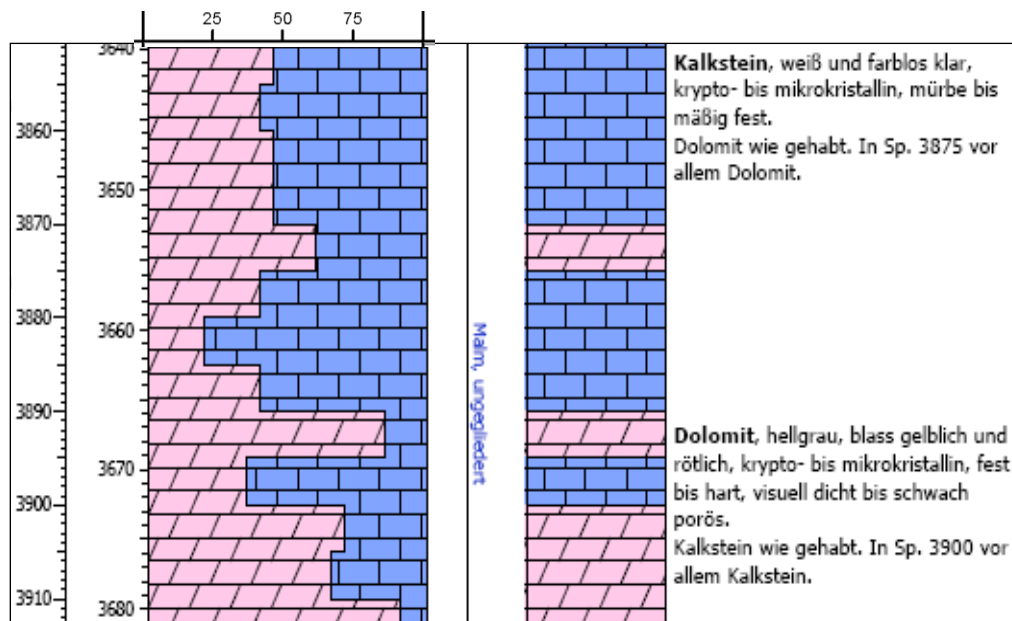


Abb. 5.1: Beispiel eines Lithologs aus einer Geothermiebohrung mit Bohrteufe ca. 3860 m MD bis 3910 m MD. Von links nach rechts: Bohrteufe (m MD), vertikale Teufe (m TVD), lithologische Ansprache Bohrkleinzusammensetzung in %, Interpretation Lithostratigraphie, lithologische Beschreibung Bohrklein.

Von allen 18 Spülbohrungen wurden vergleichbare Lithologs erstellt, die als Grundlage für die weitergehenden lithologischen Untersuchungen dienten. Die petrographische Ansprache des Bohrkleins durch den Mudlogging-Service erfolgt dabei nach einheitlichen Standards, die von der Erdöl-Erdgasbranche entwickelt wurden. Lokalstratigraphische Problemstellungen oder spezielle Fragestellungen der Reservoircharakteristik fallen dabei in der Regel nicht in den Verantwortungsbereich des Mudlogging-Services, sondern könnten allenfalls in Person eines sog. „well-site Geologen“, der über entsprechendes Know how verfügt und zusätzlich gestellt werden muss, bearbeitet werden.

Einer der wichtigsten Bestandteile der Arbeiten zur Lithofazies war daher, die 1768 vorliegenden Bohrproben nochmals unter dem Auflichtmikroskop im Hinblick auf deren petrologische, lithostratigraphische und petrophysikalische Eigenschaften zu analysieren.

Eine aus der Spülprobenanalyse entwickelte Methode zur Beschreibung der petrophysikalischen Eigenschaften wird gesondert in Abschnitt 5.1.4 dargestellt.

5.1.4 PAC-Analyse

Die Permeabilitätsabschätzung an Cuttings, kurz „PAC-Analyse“, wurde als neue Methode zur lithofaziellen Reservoircharakterisierung von Malm-Geothermiebohrungen entwickelt und könnte auch in anderen karbonatischen Systemen zur Anwendung kommen.

Für die PAC-Analyse wurde in den insgesamt 1768 vorliegenden Spülproben aus 16 Bohrungen der prozentuale Anteil an Dolomit und der Kristallhabitus der Dolomite unter dem Binokular neu bewertet. In die Bewertung wurde nur der Anteil von fein- bis grobkristallinem

Dolomit einbezogen, der Anteil an mikrokristallinem Dolomit wurde nicht gewertet, da er keine sichtbare Porosität aufweist und somit als dicht betrachtet wird.

Die vorliegenden Kristallformen wurden in Ahnlehnung an SIBLEY & GREGG (1987) sowie Untersuchungen zur Dolomitfazies des Malm aus Cuttingdünnschliffen von BÖHM et al. (2010) in die drei Kristallformen idiomorph (K1), hypidiomorph (K2) und xenomorph (K3) unterteilt (Tab. 5.1).

Am Beispiel der Malmforschungsbohrung Moosburg SC4 wurden von BÖHM et al. (2011) für den Malm der Zusammenhang von Dolomitgröße und Permeabilität anhand von Dünnschliffanalysen und Kernen aufgezeigt. Neben der Kristallgröße der Dolomite ist demnach die Kristallmorphologie für die Permeabilität entscheidend. Dabei gilt, dass idiomorphe Dolomitkristalle mit einer höheren Permeabilität einhergehen als hypidiomorphe oder gar xenomorphe Kristalle. Im Rahmen der PAC-Analyse wurden daher die Kristallformen linear von xenomorph = 1 bis idiomorph = 3 gewichtet (vgl. auch Abb. 5.8).

Aus dem Anteil der einzelnen Kristallformen und dem Gesamtanteil der auftretenden Kristallformen in einer Probe kann ein PAC-Faktor (PAC_f) für jede Probe wie folgt berechnet werden:

$$PAC_f = A_0 (A_1 K_1 + A_2 K_2 + A_3 K_3) \quad (\text{Gl. 5.1})$$

mit

A_0	[-]	Gesamtanteil des fein- grobkristallinen Dolomits in einer Probe.
A_n	[-]	Anteil der Kristallform K_n vom fein- grobkristallinen Dolomit.
K_n	[-]	Kristallformen K_1 , K_2 und K_3 für $K_1 = 3$, $K_2 = 2$ und $K_3 = 1$.

Für den PAC-Faktor gilt:

$$0 \leq PAC_f \leq 3$$

Dies bedeutet, dass in einer Probe mit einem PAC-Faktor von 0 kein fein- grobkristalliner Dolomit vorliegt, während eine Probe mit einem PAC-Faktor von 3 zu 100% aus fein- grobkristallinem, idiomorphem Dolomit (K_1) besteht. In der folgenden Tabelle (Tab. 5.1) wird exemplarisch die Ermittlung des PAC-Faktors dargestellt.

Tab. 5.1: Ausschnitt einer exemplarischen PAC-Analyse einer Malm-Geothermiebohrung.

Bohrprobe MD	Dolomitgehalt in %	K1-Anteil in %	K2-Anteil in %	K3-Anteil in %	PAC-Faktor
3160	10	100			0,300
3165	30	50	25	25	0,675
3170	50	50	25	25	1,125

5.1.5 Cuttingdünnschliffe

Dünnschliffe aus Bohrklein in Karbonaten eignen sich sowohl für lithologische und mikrofazielle Untersuchungen (KOCH 1991) als auch zur Abschätzung der Interkristallinporosität (CHOQUETTE & PRAY 1970) zwischen den Dolomitkristallen (sog. Matrixporosität; im Gegensatz zur Kluftporosität). Zu diesem Zweck wurden im Rahmen des Forschungsvorhabens vier Bohrungen möglichst unterschiedlicher lithologischer und

hydraulischer Charakteristik ausgewählt und daraus am Institut für Paläontologie des GeoZentrums Nordbayern insgesamt 112 Dünnschliffe angefertigt. Für die vorliegende Arbeit konnte außerdem auf die Ergebnisse weiterer 70 Dünnschliffe aus drei Bohrungen zurückgegriffen werden, die im Kundenauftrag zum Zweck der Nachevaluierung von Bohrergebnissen hergestellt wurden. Je nach lithologischer Ausprägung und Differenzierung der Bohrung sowie abhängig von der Belegung mit Bohrklein, wurden pro Bohrung zwischen 13 und 35 Dünnschliffe hergestellt und mit „Porenraum-Blau“ eingefärbt. Ferner wurden die Dünnschliffe mit Alizarin-S auf Calcit angefärbt. Die Klassifikation der Dünnschliffe erfolgt nach DUNHAM (1962) und die der Porosität nach CHOQUETTE & PRAY (1970). Von den Dünnschliffen der Dolomit-Spülproben wurden die Kristallgrößen und die Kristallmorphologie sowie die sichtbare Porosität im Dolomit bestimmt. Zur Ermittlung des Calcit/Dolomit-Anteils wurde ferner ein Teil der Spülproben röntgenographisch untersucht. Abschließend erfolgten im Rahmen der Dünnschliffherstellung und -analyse die Synthese aller Ergebnisse und eine Charakterisierung der verschiedenen lithologischen Einheiten im Hinblick auf die möglichen Zuflussraten über Matrixporosität und -permeabilität. Die Herstellung von Dünnschliffen aus Bohrklein ist in der Erdgas-Erdölbranche eine etablierte Methode zur lithofaziellen Interpretation von Spülbohrungen. Für die lithofazielle Reservoircharakterisierung des Mals im Rahmen einer geothermalen Exploration findet diese Methode dagegen erst seit kurzem Anwendung.

5.1.6 Bohrkernuntersuchungen Forschungsbohrung Moosburg SC4

Von der Forschungsbohrung Moosburg SC4 wurden am GeoZentrum Nordbayern 30 petrographische Dünnschliffe aus Kernproben des Malm angefertigt, mit „Porenraum-Blau“ eingefärbt und anschließend hinsichtlich der Mikrofazies und ihrer Poroperm-Charakteristika analysiert. Der entscheidende Vorteil von Bohrkernen gegenüber Cuttings liegt darin, dass an Kernmaterial auch quantitative Messungen der Porosität und Permeabilität durchgeführt werden können. An 18 Kernproben der Bohrung Moosburg SC4 wurden daher zusätzlich zu den Dünnschliffen Porositätsmessungen mittels Auftriebswägung und an 36 Proben Permeabilitätsmessungen mit der Hasslerzelle durchgeführt (BÖHM et al. 2011). Im Nachgang konnten somit die Dünnschliffanalysen petrophysikalisch „kalibriert“ werden. Weiterführende Untersuchungen an Kernmaterial der Bohrung Moosburg SC4 wurden an der Freien Universität Berlin durchgeführt (vgl. Kap. 6).

5.1.7 Faziesanalyse anhand von Imagelogs

Für die fazielle Interpretation von Imagelogs im Malm gibt es bisher keine Methode nach einheitlichen Standards. Generell ist hierfür im europäischen Tiefbohrsektor nur sehr wenig Expertise vorhanden. Das liegt zum einen daran, dass sich die geologisch relevanten und wirtschaftlich bedeutenden Lagerstätten größtenteils außerhalb Europas auf der Saudiarabischen Halbinsel befinden und meist sehr unterschiedliche fazielle und diagenetische Charakteristika im Vergleich zum Malm aufweisen. Zum anderen werden in der Erdöl-Erdgasbranche zur Kalibrierung der Imagelogs stets Bohrkerne aus dem Trägergestein gezogen. Die Imagelogs werden zudem mit weiteren geophysikalischen Bohrlochmessungen - hier sind vor allem verschiedene Arten von Dichtemessungen zu nennen, die im Malm nicht durchgeführt werden - petrophysikalisch „kalibriert“.

Für die im Forschungsvorhaben wichtige Fragestellung von Zusammenhängen zwischen der Fazies und der Thermalwasserführung im Malm musste daher eine eigene methodische Herangehensweise entwickelt werden. Im Zuge der Untersuchungen wurde ein einfaches Interpretationsschema erarbeitet, das anhand von hierarchischen Entscheidungskriterien bei

der lithofaziellen Ansprache der Bohrung helfen soll. Als Referenzinformationen wurden die lithologische Ansprache von Bohrklein, allg. Studien zum „Fränkischen Malm“ (z.B. MEYER 1972, KOCH 1997), Untersuchungen an Aufschlüssen der Fränkischen Alb sowie kalibriertes Imagelogs-Archivmaterial aus karbonatischen Environments weltweit herangezogen. Für die visuelle Interpretation der sedimentären Fazies können beispielsweise die Arbeiten von AKBAR et al. 1995, THOMSON 2009 und RAJABI et al. 2010 herangezogen werden.

Im Gegensatz zu photo-optischen Bildern von Kernen, die einen direkten petrologischen Eindruck des Gesteins vermitteln, stellen Imagelogs den elektrischen Widerstand und damit petrophysikalische Parameter dar. Der Farbunterschied in den Bildern spiegelt das Zusammenspiel unterschiedlicher physikalischer Eigenschaften im Hinblick auf Gesteinswiderstand, Porengeometrie und Porenwasserleitfähigkeit wider.

Für die lithofazielle Klassifizierung der Imagelogs wurde die Methode der Bildanalyse angewendet, die sich auf die visuelle Interpretation der Farbe, Textur und Struktur bezieht. In den Imagelogs stellt die Farbe den Gesteinswiderstand dar, die Struktur wird im Wesentlichen durch die Lagerungsverhältnisse (z.B. Schichtmächtigkeit, -frequenz usw.) gegeben und unter der Textur versteht man in der Bildanalyse die räumliche Organisation der Graustufen im Bild. Üblicherweise wird die Interpretation mit anderen petrophysikalischen Indikatoren wie API (Gamma-Aktivität, ausgedrückt durch ein Standardmaß des „American Petroleum Institute“), der Kalibrierung sowie Auswertungen von Cuttinganalysen kombiniert. Die Interpretation erfolgte auf digitalen (pdf) bzw. analogen Ausdrucken.

Als Ergebnis der Faziesinterpretationen wurde ein sog. Imagelog-Atlas für den Malm im Großraum München erarbeitet. In einem weiteren Schritt wurde auf Basis des Imagelog-Atlas eine lithofazielle Korrelation mit der Kernbohrung Moosburg SC4 durchgeführt (Abb. 5.2).

KM 99: löchriger Dolomit, mit Hornstein; (Malm δ – ϵ)

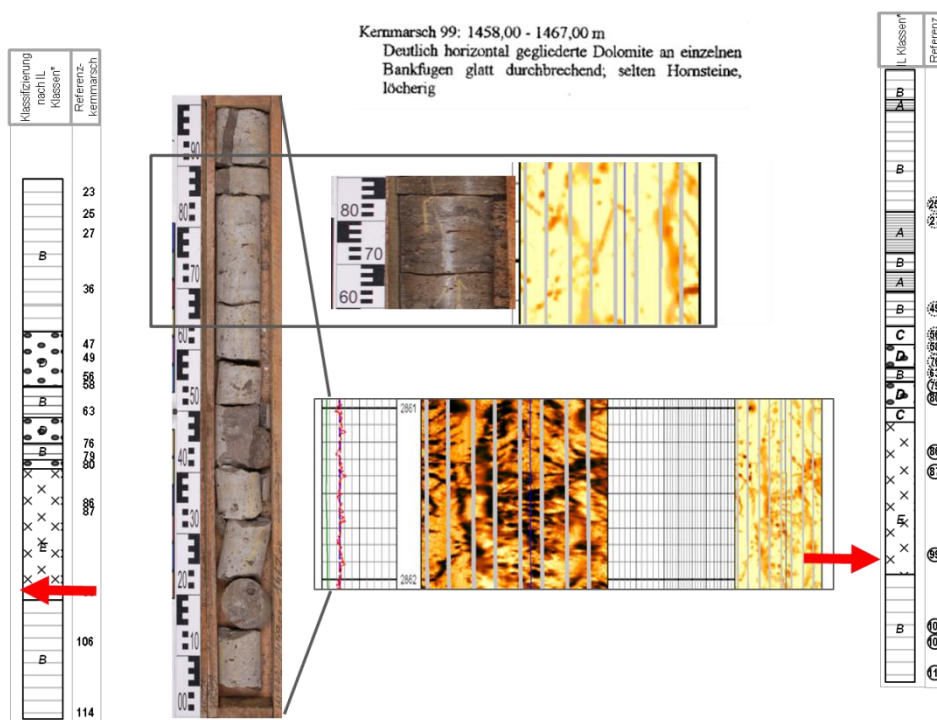


Abb. 5.2: Indirekte Kalibrierung von Imagelogs mit einem Kernstück der Bohrung Moosburg. Aus der Bohrung wurde ein dolomitischer Kernbereich einem entsprechenden Ausschnitt im Imagelog gegenübergestellt und Größe und Erscheinungsbild visuell unterscheidbarer Objekte korreliert. Der rote Pfeil zeigt die Position der Probe/des Ausschnitts in der jeweiligen Bohrung an.

5.1.8 Faziesanalyse anhand seismischer Daten

5.1.8.1 Texturanalysen

Das Ziel der seismischen Faziesanalyse im Rahmen des Forschungsvorhabens war primär die Unterscheidung in Bank- und Massenfazies.

Erste Versuche, Malm-Riffkörper in der Seismik im Rahmen der Bewertung von KW-Lagerstätten zu charakterisieren, werden bei BETZ & WENDT (1983) dargestellt. HEYMANN (1984) stellt die fazielle Kartierung von Riff- und Beckenfazies im Malm am Beispiel der KW-Lagerstätte Kinsau als eine im KW-Sektor etablierte Methode vor.

In THOMAS & BUNESS (2005) und THOMAS & SCHULZ (2005) wird auf unveröffentlichte Arbeiten (u.a. THOMAS, 2003) Bezug genommen, wonach Rifffazies mittels Migrationsprozessing über die Auswertung von Diffraktionshyperbeln von der Lagunenfazies unterscheidbar ist.

Bei der Bewertung von neuer Seismik zur Unterscheidung von Massen- und Bankkalken erfolgte nun eine Orientierung am Standardwerk „Introduction to Seismic Texture“ (SCHLAF et al., 2005), in dem schematisch der seismischen Textur deren geologische Bedeutung gegenübergestellt wird (Abb. 5.3). Analog dazu lassen sich in den bisher untersuchten seismischen Daten des Malm immer wieder zwei unterschiedliche Texturen erkennen:

- a) parallel und deutlich geschichtete Reflexionen für Bankfazies, bzw.
- b) chaotisch und transparente Bereiche für Massenfazies.

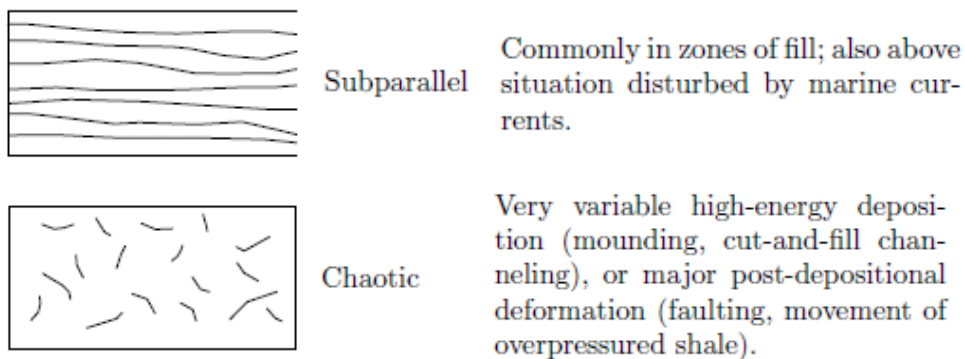


Abb. 5.3: Seismische Texturvarianten im Malm und allgemeine geologische Bewertung (nach SCHLAF et al. 2005).

5.1.8.2 Seismische Stratigraphie

Die seismische Stratigraphie ist ein geologischer Ansatz zur Interpretation von seismischen Reflexionen und eine bereits seit Jahrzehnten in der Kohlenwasserstoffindustrie etablierte Explorationspraxis (POSAMENTIER et al., 1988; GALLOWAY, 1989; MITCHUM & WAGONER, 1991; HUNT & TUCKER, 1992; POSAMENTIER & ALLEN, 1999; PLINT & NUMMEDAL, 2000; SCHLAGER, 2004; CATUNEANU, 2006; CATUNEANU et al., 2009; NEAL & ABREU, 2009; CATUNEANU et al., 2010).

Durch die Evaluierung charakteristischer Reflektor-Terminierungen im seismischen Bild (z.B. onlaps, downlaps, toplaps) werden Horizonte von genetischen sedimentären Einheiten definiert und im Datenraum korreliert (Abb. 5.4).

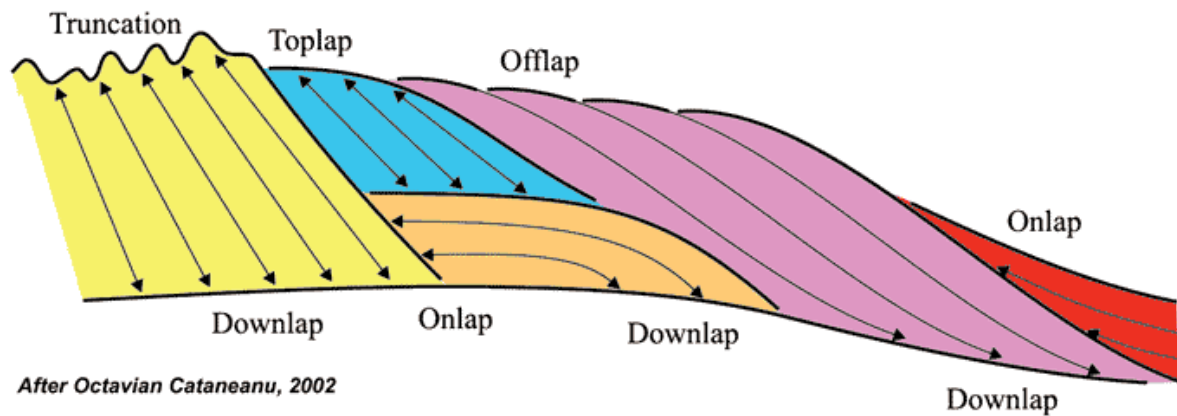


Abb. 5.4: Schema von typischen Reflektor Terminierungen (nach Catuneanu, 2002 in Catuneanu, 2006).

Aus der resultierenden Untergliederung des Malms ergeben sich für das Reservoir wichtige Rückschlüsse im Untersuchungsgebiet, z.B. lokal ausgebildete Mächtigkeitstrends und die Möglichkeit der Ausweisung von Gebieten mit erhöhtem Verkarstungspotential. Sind die beobachteten Trends nicht nur lokal ausgebildet, sondern auch überregional nachzuweisen, können diese für Prognosen zur Extrapolation benutzt werden. Auch hier ist der Einsatz von geeigneten Attributen zur Unterstützung der Interpretation unerlässlich. Diese sind äquivalent zu den oben bereits erwähnten.

5.1.8.3 Attributanalysen

Die 3D-Seismik bietet eine gute Grundlage für die Anwendung einer Vielzahl von mathematischen Analysemethoden, die über die Darstellung des reinen Reflektorbildes hinausgehen. Die Berechnung und Darstellung dieser sog. seismischen Attribute zeigt in der Regel petrophysikalische Phänomene im Untergrund an, die Rückschlüsse auf die Lithofazies zulassen (Abb. 5.5).

Für die Faziesanalyse seismischer Daten bietet sich die Einbeziehung von seismischen Attributen als ergänzendes Werkzeug an, sobald das Reflektorbild keine eindeutige Aussage zulässt. Grundsätzlich muss aber angemerkt werden, dass seismische Attribute Fall-sensitiv sind, d.h. sie sind weitgehend abhängig von Daten inhärenter Parameter, die sich von Seismik zu Seismik unterscheiden können. Daher lassen sich pauschale Aussagen zu einer unbedingten Anwendung bestimmter Attribute nicht treffen. Vielmehr muss die Attributauswahl fallweise angepasst werden.

An dieser Stelle sei auf die umfangreiche Literatur zur Interpretation von karbonatischen Reservoiren anhand seismischer Daten aus der Erdölindustrie verwiesen (z.B. PEARSON & HART, 2004).

Im Folgenden werden drei ausgewählte Attribute bzw. Arbeitsabläufe zur Attributerstellung vorgestellt, die sich für die parallel geschichteten seismischen Faziesbereiche grundsätzlich eignen dürften (Abb. 5.5):

1. Faziesextraktion nach Vorgabe der Interpretationssoftware Petrel (Schlumberger).

Die Interpretationssoftware Petrel bietet hierzu eine Standardvorgehensweise wie folgt an:

- Spez. Filterung („Structural smoothing“)
- Signalanalyse von spez. Gesteinsparametern („Relative acoustic impedance“)
- Signalanalyse zur Kontinuität der Daten innerhalb des Datenvolumens („Inverse Kohärenz“ oder „Chaos“)

2. Klassifikation des Amplitudencharakters

Bei der Klassifikation des Amplitudencharakters werden mittels neuronaler Netze die auftretenden Amplituden analysiert und klassifiziert. Amplituden ähnlichen Charakters werden in einer Klasse zusammengefasst, was anschließend eine Aussage über die „Schichtigkeit“ der Seismik in definierten Horizonten zulässt.

3. Kosinus der Phase

Dient dazu, die Auflösung von Bruchstrukturen zu erhöhen. Es ermöglicht auch Kontinuitäten, Störungen, Schichtungen, Sequenzgrenzen und Onlap-Strukturen zu identifizieren.

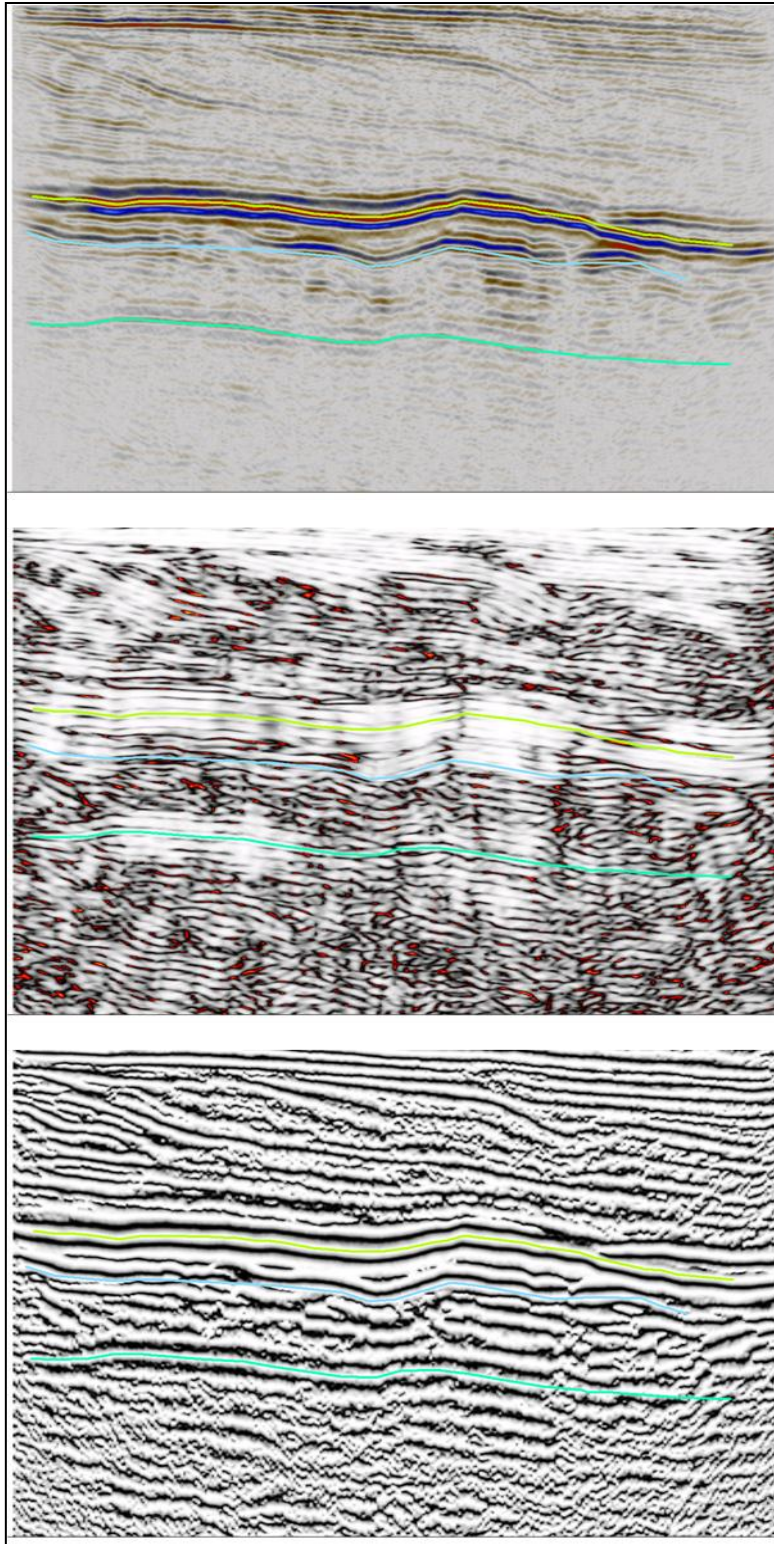


Abb. 5.5: Beispiele für Attribute nach den oben vorgeschlagenen Vorgehensweisen. Amplitudenbild (Original, oben), Faziesdifferenzierung nach Petrel (mitte) und Kosinus der Phase (unten).

5.1.9 Analyse von Bohrparametern

Grundsätzlich können die während der Bohrarbeiten kontinuierlich aufgezeichneten Bohrungsparameter (u.a. Hakenlast bzw. Meißelbelastung, Bohrgeschwindigkeit,

Drehmoment, Pumpendruck, Umdrehungszahl des Bohrstrangs, usw.) wichtige Hinweise auf die Beschaffenheit des zu erbohrenden Gesteins liefern. Werden z.B. bei einem relativ konstanten Bohrfortschritt stark variierende Meißelbelastungen gemessen, muss die Ursache hierfür näher betrachtet werden. Können Schleiflasten (Reibung des Gestänges an der Bohrwand) bei näherer Betrachtung der Begleitparameter als Hauptursache ausgeschlossen werden, so richtet sich der Fokus auf die „Bohrbarkeit“ des aktuell durchteuften Gesteins und dessen Beschaffenheit. Wird im Extremfall keine Meißelbelastung beim Bohrvorgang festgestellt, so bleibt als einzige schlüssige Erklärung, dass hier kein Widerstand im Gebirge vorhanden ist. Dies lässt den Schluss zu, dass möglicherweise Hohlräume vorhanden sind und somit Verkarstungsprozesse im Gebirge dafür verantwortlich sein könnten.

5.2 Ergebnisse

5.2.1 Cuttingdünnschliffanalysen und Cuttinganalysen

Die Ergebnisse bezüglich der Zusammenhänge zwischen Primärfazies, Diagenese und der Lithofazies (folgende Kapitel 5.2.1.1 und 5.2.1.2) des Malm stellen den wissenschaftlichen Hintergrund für die praxisorientierte lithologische Bewertung des Bohrkleins (folgende Kapitel 5.2.2 und 5.2.3) dar. Sie basieren vorwiegend auf Cuttingdünnschliffuntersuchungen verschiedener Geothermiebohrungen durch KOCH (2010a-e). Allgemeingültige Zusammenhänge, die im Rahmen der Dünnschliffuntersuchungen erarbeitet wurden, konnten durch weitergehende Untersuchungen an Kernen der Bohrung Moosburg SC4 verifiziert werden und wurden in einer Arbeit zur Bedeutung der Dolomite im Hinblick auf Zuflussraten in Geothermiebohrungen am Beispiel der Forschungsbohrung Moosburg SC4 von BÖHM et al. (2011) publiziert.

5.2.1.1 Dolomit-Kristallmorphologie, Dolomitgefüge und Porosität

Die Größe der Dolomitkristalle steuert über die Porenhalbdurchmesser die Permeabilität. Dabei gilt, dass kleine Kristalle kleine Porenhalbsweiten und damit geringe Permeabilität bedingen. Große Dolomitkristalle weisen dagegen große Porenhalbsweiten auf, was für eine höhere Permeabilität sorgt. Zusätzlich ist zu beachten, dass idiomorphe Dolomitkristalle eine bessere Permeabilität bedingen als hypidiomorphe oder gar xenomorphe Kristalle. D.h. je stärker das Kristallgefüge verzahnt ist, desto geringer ist die Permeabilität. Beide Parameter greifen ineinander. So kann es sein, dass ein hochporöser feinkristalliner Dolomit, dessen sichtbare Poren aus großen Molds und Vugs bestehen, nur eine sehr geringe Permeabilität aufweist, da die Dolomitkristalle sehr klein und verzahnt sind und daher extrem kleine Porenhalbdurchmesser aufweisen. Mittelkristalline Dolomite mit vorwiegend großen Interkristallinoporen weisen dagegen größere Porenhalbdurchmesser und somit hohe Permeabilitäten auf.

Besonders große und überwiegend hypidiomorph und meist sogar xenomorph ausgebildete Dolomitkristalle können dagegen wiederum kaum sichtbare Porenräume aufweisen. Hier kann ein Weiterwachsen der Kristalle erfolgen, bis die ehemals freien Interkristallinoporen fast vollständig durch neu gebildeten Dolomit verschlossen werden, der die Vorgänger-Kristalle als Kristallisationskeime genutzt hat. Diese Kristalle zeigen meist einen klaren, einschussfreien Anwachssaum aus stöchiometrischem Dolomit, der wahrscheinlich vorwiegend in der tieferen Versenkungsdiagenese gebildet wurde, wie von TUCKER & WRIGHT (1990) und LIEDMANN & KOCH (1990) für den Malm in Süddeutschland beschrieben. Bei in-situ Rekristallisation kann je nach Zusammensetzung der Porenwässer auch eine Porositätszunahme von bis zu 13 % bei der Umwandlung von Kalk in Dolomit erfolgen.

Diese Zusammenhänge zwischen Dolomit-Kristallmorphologie, Dolomitgefüge und Porosität sind in der Literatur mehrfach beschrieben worden (SIBLEY, 1982; SIBLEY & GREGG, 1987; LUCIA, 1999). Für den Malm im Molassebecken liegen Daten von LIEDMANN & KOCH (1990), LIEDMANN (1992), REINHOLD & SCHROEDER (1994), REINHOLD (1996), KOCH (2000), WOLFGGRAMM et al. (2009), BÖHM et al. (2010) und KOCH et al. (2010) vor.

5.2.1.2 Die Bedeutung der Primärfazies für die Diagenese

Aus Kalken mit primär hohem Anteil an Nichtkarbonat als Vorläufergestein können nur fein- bis mittelkristalline Dolomite gebildet werden. Aufgrund der geringen Kristallgröße führt hier allerdings selbst eine idiomorphe Ausbildung der Dolomitkristalle nicht zu großen Interkristallinporen und damit auch nicht zu höheren Matrix-Zuflussraten (Matrix-Permeabilität). Die im Rahmen des Forschungsprojekts erhobenen Daten bestätigen darüber hinaus die bereits früher getroffene Feststellung, dass Dolomit vorwiegend in der „Schwamm-Fazies“ gebildet wurde (LANG 1964, FRITZ 1965, BAUSCH 1963). Dies liegt nach LIEDMANN & KOCH (1990) daran, dass die dolomitisierenden Porenlösungen vorwiegend durch die poröse Fazies der Packstones/Floatstones der Peloid-Lithoclast-Ooid-Fazies der Karbonatsande perkolieren konnten. Die Massenkalkkomplexe werden nach KOCH et al. (1994) überwiegend von diesem Faziestyp aufgebaut. Je größer und umso mehr idiomorphe Dolomitkristalle (ohne erhebliche Rekristallisation und/oder Weiterwachsen) vorhanden sind, umso größer sind die Interkristallinporen und desto besser ist die Matrix-Permeabilität. Es zeigt sich, dass die Größe der Dolomitkristalle vom Reinheitsgrad (Anteil an Nichtkarbonat) im primären Kalkstein abhängt. Dies wird dahingehend interpretiert, dass fein verteilte Tonpartikel das Wachstum größerer Dolomitkristalle behindern (KOCH et al. 2010). Dies ist mit den Verhältnissen bei der Rekristallisation von Kalken, wie sie von BAUSCH (1968) für den Malm beschrieben wurden, zu vergleichen. Dieser Zusammenhang wird auch in der Darstellung verschiedener Dolomite deutlich, die einerseits aus matrixreichen Mudstones und Wackestones mit hohem Anteil an Nichtkarbonaten und andererseits aus Packstones und Grainstones mit geringen oder gar keinen Anteilen an Nichtkarbonat hervorgegangen sind, wie von LUCIA (1999) dokumentiert (Abb. 5.6).

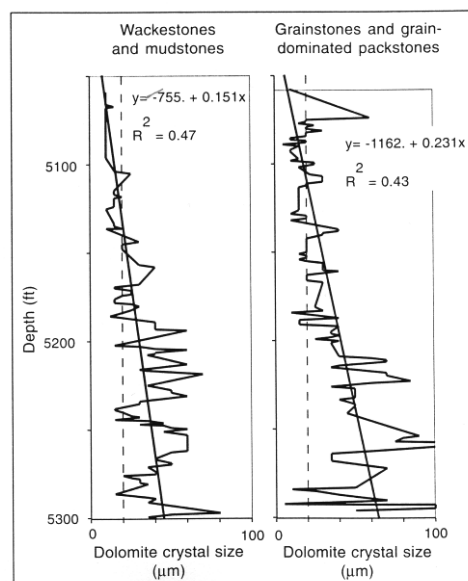


Abb. 5.6: Kristallgröße des Dolomits in Abhängigkeit vom Faziestyp des Ausgangssediments (aus LUCIA 1999).

SIBLEY et al. (1994) geben als Grund für den Zusammenhang zwischen Kristallitgröße im Ausgangssediment und der Größe der Dolomitkristalle das Verhältnis von Nukleationsrate zu Kristallwachstum an. In feinkristallinem Ausgangsmaterial (Mudstones, Wackestones) ergeben sich dabei zwangsläufig höhere Nukleationsraten, was dann zu kleineren Dolomitkristallen führt.

5.2.2 Lithologische Bohrkleinansprache

Hinsichtlich einer lithologischen Ansprache des Malm in den vorliegenden Geothermiebohrungen stehen, sofern ein Cuttingaustag während der Bohrung stattgefunden hat, mit der durch den Mudloggingservice durchgeführten Bohrkleinansprache (vgl. 5.1.3) sowie der eigens entwickelten PAC-Analyse (vgl. 5.1.4) zwei verschiedene, „direkte“ Gesteinsansprachen zur Verfügung. Die Beschreibung der Lithofazies auf Basis von Cuttings wird hier als „direkte“ Ansprache der Lithologie bezeichnet, da mit Hilfe von bohrlochgeophysikalischen Messungen (und insbesondere dem Image-Log) auch „indirekt“ Rückschlüsse zur aufgeschlossenen Lithologie möglich sind.

In Abb. 5.7 werden für 3 verschiedene Bohrungen beispielhaft Ergebnisse der lithologischen Ansprache des Mudlogging-Services den Ergebnissen der PAC-Analyse in Hinblick auf den interpretierten Dolomitgehalt gegenübergestellt. Aus der Abbildung wird ersichtlich, dass die Übereinstimmung bzgl. des Vorhandenseins von Dolomit sehr gut (linke Bohrung), relativ schlecht (mittlere Bohrung) oder falsch (rechte Bohrung) sein kann.

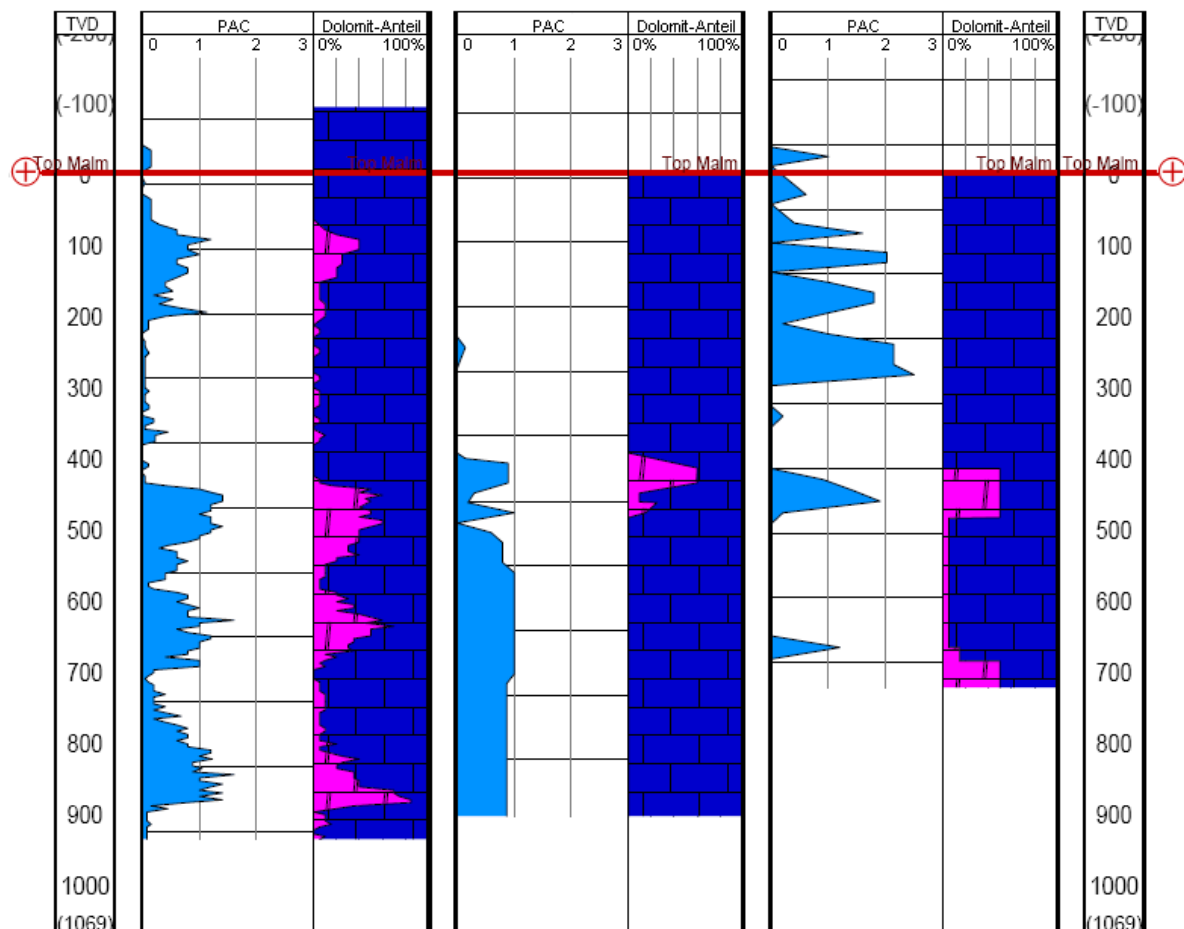


Abb. 5.7: Gegenüberstellung der lithologischen Ansprache des Malm seitens des Mudlogging-Services (rechte Säule) mit den Ergebnissen der PAC-Analyse (linke Säule), beispielhaft für 3 verschiedene Bohrungen. Top Malm wurde auf „null“ normiert.

Für die Fehleinschätzung des Dolomitgehalts sind vorwiegend zwei Gründe ausschlaggebend. Zum einen wurde in Vergangenheit im Rahmen der Ansprache seitens des Mudloggingservices kein Fokus auf die Kalk-Dolomitunterscheidung gelegt, weshalb die Malmkarbonate z. T. falsch angesprochen wurden.

Zum anderen hat sich im Rahmen der detaillierten Nachevaluierung der Malmcuttings und der PAC-Analyse im Vergleich mit röntgenographischen Untersuchungen an einzelnen Proben herausgestellt, dass die prozentuale Ansprache des Dolomitgehalts sowohl seitens des Mudlogging-Services als auch der PAC-Analyse in einigen Fällen deutlich vom tatsächlichen Dolomitgehalt der Bohrprobe abweicht und dabei meist viel zu gering angesetzt ist (Tab. 5.2).

Tab. 5.2: Exemplarischer Vergleich des prozentualen Dolomitgehalts aus dem Litholog (Mudlogging-Service) mit dem der PAC-Analyse und der RXF-Analysen.

Bohr- probe [MD]	Dolomitanteil Mudlogging- Service [%]	Dolomitanteil (fein-grobkristallin) PAC-Analyse [%]	Dolomitanteil RXF-Analyse [%]
3940	65	50	86
3970	40	60	87
3990	60	50	88
4040	45	30	83
4080	25	30	78
4090	50	50	82

Die Fehleinschätzung des Dolomitgehalts tritt dabei gehäuft dort auf, wo sehr mürbes, zerbohrtes Probenmaterial vorliegt. Im Rahmen der Dünnschliffanalysen zeigte sich, dass, obwohl ein Großteil der Cuttings auf Alizarin und Salzsäure „positiv“ reagierten und daher als Kalk eingestuft wurden, der Dolomitanteil wie im Beispiel der Bohrprobe 3945 der Tab. 5.2 bei teils > 80 % liegt. Dieses Phänomen wird vor allem beim Einsatz von PDC-Meißeln beobachtet, die das Bohrklein durch ein „Abschaben“ mit Diamantplättchen vom Gebirge lösen und daher deutlich feinere Cuttings mit größerer Oberfläche als herkömmliche Rollenmeißel erzeugen. Durch den höheren Anpressdruck der PDC-Meißel mit bis zu 15 Tonnen wird das Gefüge des erbohrten Gesteins (Kalk oder Dolomit) teils auch komplett zerstört und thermisch verändert. Im Bohrjargon wird dabei vom sog. „gefritzten“ Gestein gesprochen.

Da die Einschätzung des Dolomitgehalts der Bohrproben im Malm und die Erstellung eines möglichst exakten lithologischen Profils für die lithofazielle Reservoircharakterisierung in Geothermiebohrungen nach den vorgestellten Ergebnissen von großer Bedeutung ist, sollte zukünftig die Durchführung von Calcimetrie (z.B. mit sog. „Karbonatbombe“) durch den Mudlogging-Service vor Ort in das Arbeitsprogramm mit aufgenommen werden. Dadurch könnte eine bessere Bestimmung des Kalk/Dolomitverhältnisses gewährleistet werden.

5.2.3 Lithofazielle Zuflussprofile

Auf Basis der PAC-Analyse konnten für die vorliegenden Bohrungen im Bereich vorhandener Spülproben kontinuierliche PAC-Profile erstellt werden (Abb. 5.8), die zur qualitativen Interpretation potentieller Zuflusshorizonte und hydrostratigraphischen Gliederung herangezogen werden können (vgl. auch Abb. 7.20).

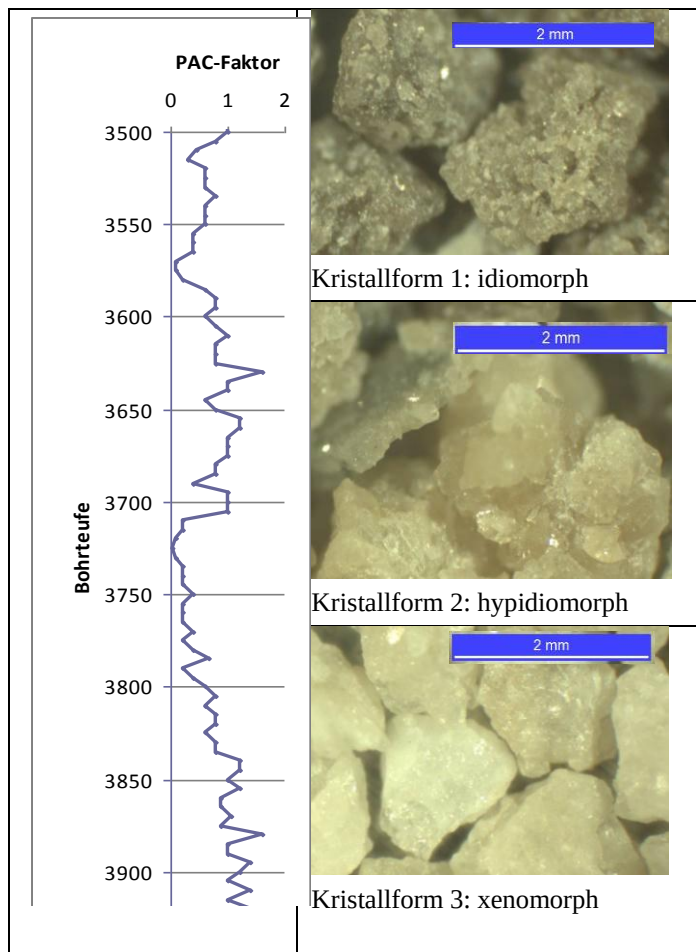


Abb. 5.8: Linke Bildhälfte: PAC-Profil zur Abschätzung potentieller Zuflüsse in einer Bohrung. Rechte Bildhälfte: Cuttingbeispiele für Kristallformen: idiomorph=1, hypidiomorph=2 und xenomorph=3, (BÖHM et al. 2012).

Des Weiteren wurde aus dem PAC-Faktor jeder Spülprobe ein Mittelwert der Bohrung, der sog. PAC-Index PAC_i errechnet:

$$PAC_i = \sum_{k=1}^n \frac{dh_k}{h} PAC_{fk} \quad (\text{Gl. 5.2})$$

mit

dh_K	[m]	Repräsentative Vertikale Mächtigkeit der k-ten Probe.
h :	[m]	Gesamte aufgeschlossene vertikale Mächtigkeit des Malms bzw. des Reservoirs.
PAC_{fk}	[-]	PAC-Faktor der k-ten Probe.

5.2.4 Malm-Stratigraphie aus Cuttings

Eine stratigraphische Grenzziehung in Anlehnung an QUENSTEDT (1858) in Malm alpha bis zeta auf Basis der Bohrcuttings ist nur sehr eingeschränkt möglich. Die Grenzziehung wird zunächst dadurch limitiert, dass die Einstufung des Malm nach QUENSTEDT (1858) vor allem biostratigraphisch auf Basis von Leitammoniten begründet ist, die vorwiegend in Beckenablagerungen in Bank- bzw. Schichtfazies zu finden sind. In Spülprobenbohrungen ist eine exakte Grenzziehung daher eigentlich nicht durchführbar. Aber auch die lithofazielle Korrelation regional verbreiteter oder leitender Horizonte bzw. Schichtgrenzen auf Basis von Cuttingansprachen ist zunächst nur in ausgeprägten „Beckenbohrungen“ in Schichtfazies durchführbar. In Bohrungen, die dolomitisierte Massen- und Rifffazies erschließen, ist eine Grenzziehung vor allem im mittleren und oberen Malm (Malm delta, epsilon, zeta) mit sehr großen Unsicherheiten behaftet oder gar nicht möglich. Generell sollte eine stratigraphische Grenzziehung nur unter Zuhilfenahme von weiteren geophysikalischen Bohrlochmessungen und, soweit möglich, durch Korrelation mit anderen Malm-Bohrungen in der Umgebung durchgeführt werden. Im Folgenden findet daher zunächst nur eine Beschreibung zur stratigraphischen Grenzziehung zwischen Purbeck und Malm statt.

Beim Purbeck im Süddeutschen Molassebecken handelt es sich um keine eigenständige stratigraphische Einheit, sondern um die Bezeichnung einer faziellen Übergangs- bzw. Regressionsfazies zwischen dem Oberjura und der Unterkreide. In den ausgewerteten Geothermiebohrungen wurde die Grenze zwischen Purbeck und Malm stets nach rein lithologischen bzw. lithofaziellen und nicht nach biostratigraphischen Kriterien gezogen. Der Purbeck zeichnet sich dabei im Großraum München im Allgemeinen durch eine heterogene Abfolge aus Kalken, Kalkmergeln, geringmächtigen Tonsteineinschaltungen, teils kalksandigen Einschaltungen und Einschaltungen von zuckerkörnigem Dolomit (Favreinen-Fazies) aus. Akzessorisch finden sich in den Proben authigene Quarze und Pyrit. Am Übergang zur Fazies, die dem Malm zugeordnet wird, kommt es dann meist zu einem relativ deutlichen Farbumschlag, der eine reinere Karbonatfazies markiert. Hier treten neben Kalk und Dolomit nur noch untergeordnet Kalkmergel und lediglich akzessorisch Tonmergel in Erscheinung. In den durch Dünnschliffanalysen mikrofaziell bearbeiteten Bohrungen, wurde die Grenze zwischen Purbeck und Malm größtenteils bestätigt. Aber auch bei der mikrofaziellen Auswertung bleibt für den Grenzbereich Purbeck / Malm Interpretationsspielraum bzgl. einer genauen Zuordnung in den obersten Jura oder die unterste Kreide (vgl. KOCH, 2010a-e).

Die stratigraphische Grenzziehung innerhalb des Malm in Anlehnung an QUENSTEDT (1858) wurde aufgrund der oben beschriebenen Problemstellung vorwiegend nach hydrostratigraphischen Gesichtspunkten durchgeführt und wird unter Kapitel 9.4 „Hydrostratigraphische Gliederung des Malmtiefergrundwasserleiters“ ausgeführt.

5.2.5 Lithofaziesklassen aus Imagelogs

Die Untersuchungen an den Imagelogs zeigen, dass die faziellen Wechsel der Malmkarbonate in Farb-, Struktur und Texturänderungen für eine lithofazielle Gliederung des Malm nachvollzogen werden können. So zeichnen sich Tone bzw. Mergel durchwegs mit einem sehr dunklen bis schwarze Farbton aus. Die Farben bei den Kalken reichen von dunkel- bis mitteltönig, die Internstrukturen können dabei stark variieren, von einheitlich flächig bis hin zu stark strukturiert mit deutlichen Kontrastunterschieden. Dolomite sind dagegen häufig sehr hell, aufgrund der diagenetischen Überprägung der Primärfazies zeichnen sie sich über weite Strecken durch fehlende Lagerungsmerkmale aus. Abschnittsweise können die Dolomite

außerdem immer wieder durch kleinere dunkle und runde „Flecken“, hervorgerufen durch Lösungshohlräume, charakterisiert werden.

Widerstandsmessungen an Kernmaterial im Labor (JÄNICKE 2012) belegen grundsätzlich, dass in den Dolomiten höhere Widerstände anzutreffen sind als in den Mikriten. Dies ist vermutlich auch auf den Umstand zurückzuführen, dass der geringe Widerstand des Malmwassers Ursache für eine sog. Oberflächenleitfähigkeit (vgl. SCHÖN 1998) ist, die bei elektrisch geringleitenden Porenwässern an den Kornoberflächen des gesteinsbildenden Materials entsteht. Dementsprechend wären große Kristalloberflächen in den kleinporigen Mikriten Ursache für die beobachteten geringeren Widerständen der Mikrite. Aus den Imagelogs des Malm wurden fünf Klassen abgeleitet, die den folgenden Rahmenbedingungen entsprechen sollten:

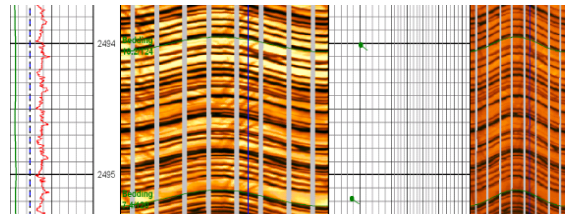
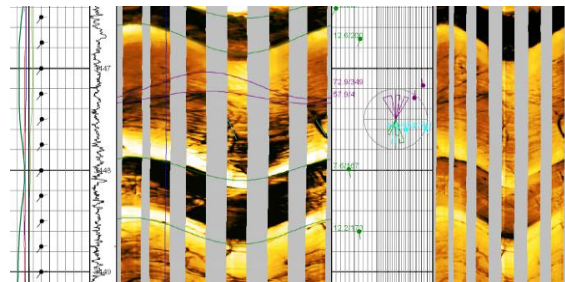
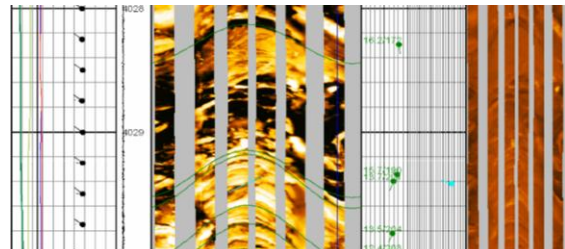
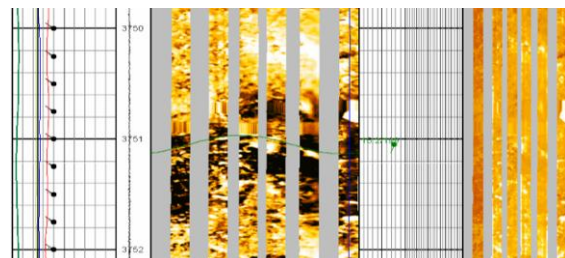
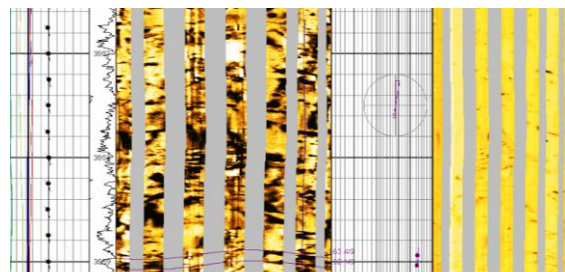
- sie sollten in allen Bohrungen wiedergefunden werden und ausreichend flexibel gefasst sein, um möglichst auch in zukünftigen Bohrungen ohne Änderungen anwendbar zu sein;
- sie sollten der Klassifizierung in Anlehnung an die Faziestypen, die aus den Aufschlüssen bzw. der Kernbohrung Moosburg bekannt sind, folgen, um sie mit Beobachtungen und Angaben aus der Literatur in Verbindung setzen zu können;
- sie sollten des Weiteren unabhängig von einem stratigraphischen Regelwerk vergeben werden können und
- sie sollten eine Gliederung ermöglichen, in die andere geophysikalische und geologische Daten integriert werden können.

Die Gliederung wurde in Anlehnung an die gängige Unterteilung des Malm in die zwei Faziesbereiche Schichtfazies (A, B) und Massenfazies (C, D, E) erstellt:

- 1 dünngeschichtete Kalkmergel und Kalke in rhythmischer Wechselfolge im dm-Bereich; diese treten gehäuft zum Top des Malm hin (im oberen Bereich des Malm-Zeta) auf;
- 2 geschichtete Kalkmergel, Kalke, dolomitische Kalke und untergeordnet Dolomite mit Mächtigkeiten im Bereich m bis mehrere m; die Schichten wechseln sich unrythmisch ab und folgen unregelmäßig aufeinander, immer wieder im Wechsel mit Klasse A; sie sind zum Top des Malm (Zeta) hin sowie an der Basis (Alpha bis Gamma) anzutreffen;
- 3 mächtig geschichtete bis massige Kalke, mit Mächtigkeiten im Bereich mehrere m bis Zehner-m, treten mit Klasse D im unteren Zeta auf und können sich dort mehrmals abwechseln;
- 4 massige Kalke, untergeordnet auch Dolomite, mit erkennbaren Komponenten (wahrscheinlich z.B. Schwamm-, Brachiopoden-, Muschel- und Korallenfragmente) aus Bioherm/Biostromstrukturen, häufig geschüttet, aber teils auch vollständig und in situ Stellung erhalten; das Gerüst kann komponenten- oder matrixgestützt sein. Die Mächtigkeit kann mehrere Zehner Meter erreichen;
- 5 Tafelbankige und massige Dolomite mit Mächtigkeiten von mehreren Zehner bis hunderte Meter, treten im mittleren bis tieferen Malm delta und epsilon auf, können aber auch bis in den oberen Malm (Zeta) hinein reichen.

Tab. 5.3 zeigt Bildbeispiele zu den Lithofaziesklassen aus Imagelogs und stellt das Klassifikationsschema nach Farbe, Struktur und Textur gegenüber. Die Bilder sind für die jeweilige Klasse als charakteristisch ausgewählt worden, variieren aber je nach geologischen Bedingungen.

Tab. 5.3: Bildbeispiel und Klassifikationschema der abgeleiteten Lithofaziesklassen (s. Text).

Schichtfazies 	parallel verlaufende Strukturen, mit hell und dunkel gebänderten Bereichen (mehrere cm bis mehrere dm), die sich tws. rhythmisch abwechseln; im dynamischen Bild dem statischen Bild ähnlich;
Schichtfazies 	parallel verlaufende Strukturen, eine Folge von m bis mehrere m mächtigen, hellen bis mitteltönigen, intern strukturierten Bereichen, denen sehr dunkle, dünne Linien zwischengeschaltet sein können; das dynamische Bild ist häufig dem statischen Bild ähnlich;
Massenfazies 	im statischen Bild eher homogen bzw. flächig und nur gering strukturiert, mit Mächtigkeiten von zehn bis mehrere zehner m; im dynamischen Bild meist eine unregelmäßige, eher chaotische Struktur;
Massenfazies 	Wenig parallele Strukturen stattdessen hellen eckige oder gerundete Komponenten (Durchmesser: cm bis dm) in dunklerer Matrix, meist mehrere m bis mehrere Zehner Meter mächtiger; im dynamischen Bild dem statischen Bild ähnlich;
Massenfazies 	wenig strukturierte, helle bis sehr helle, mehrere zehner bis hunderte m flächige, zusammenhängende bzw. ungliederte (massige) Bereiche; im dynamischen Bild zeigt die Kontrastanhebung eine unregelmäßige, eher chaotische Struktur;

5.2.6 Seismische Faziescharakterisierung und seismische Stratigraphie

5.2.6.1 Laterale Faziesdifferenzierung in Schwellen und Becken

Die seismische Fazies im Malm kann grundsätzlich in die zwei übergeordneten Faziesbereiche, Massen- bzw. Rifffazies auf der einen Seite und Bank- bzw. Schichtfazies auf der anderen Seite untergliedert werden (Abb. 5.9). In neueren, qualitativ hochwertigen seismischen Profilen stellt sich die Bankfazies im Malm in Form markanter, lateral aushaltender Reflektorzüge, oft mit relativ hoher Reflektivität dar. Dies spiegelt den gebankten, schichtigen Gesteinsaufbau wider. Häufig sind Bankkalke an morphologische Becken gebunden. Die Massenfazies des Malm hingegen erscheint als unscharfe, wellige bzw. konvex verlaufende, oft transparent erscheinende Reflektoren im seismischen Bild und bildet häufig morphologische Schwellen. Diese morphologischen Schwellen pausen sich auch oftmals in die überlagernde Stratigraphie durch, Einbuchtungen bzw. Aufwölbung der Reflektoren von Top Lithothamnienkalk bis Top Purbeck (zumindest im Großraum München) zeugen von flächigen Ausbildungen von Becken- oder Massenkalk-Arealen im liegenden Malm.

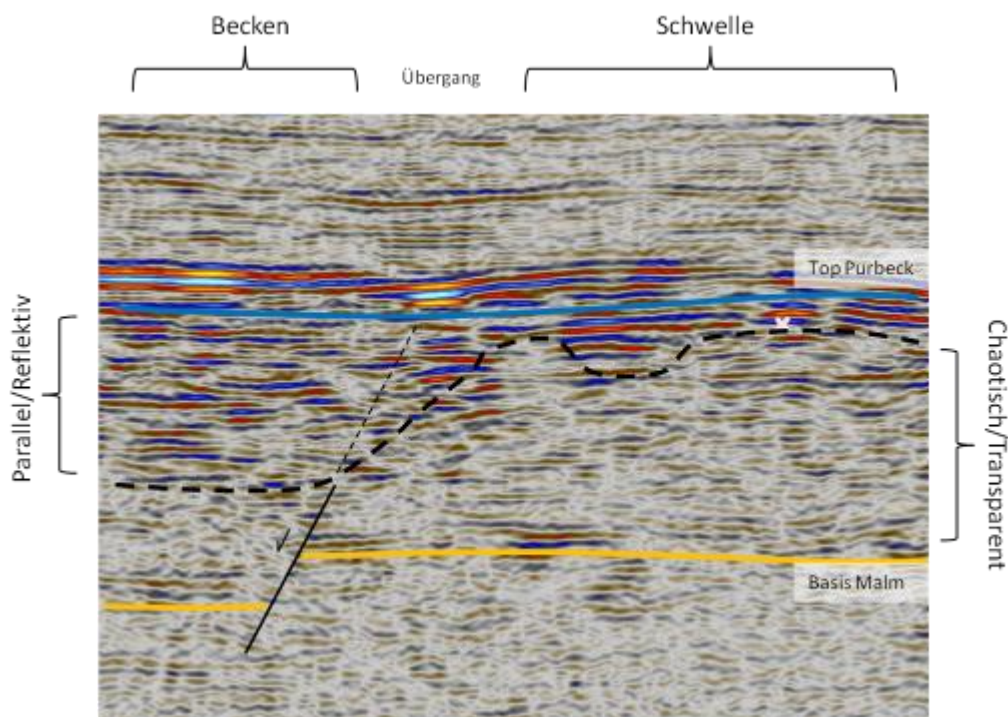


Abb. 5.9: Vergleich der seismischen Textur im Bereich von Schwellen und Becken mit parallelen und chaotischen Signaturen.

Die Kartierung der seismischen Fazies wird nicht nur auf Basis der Textur, sondern stets unter Zuhilfenahme unterschiedlicher Flächen- und/oder Volumen-Attribute bewerkstelligt. Welche Attributtausspiegelungen sich als sinnvoll und aussagekräftig erweisen, ist von Fall zu Fall unterschiedlich. Es haben sich aber folgende Standard-Attribute oder Attributkombinationen in vorangegangenen Studien als nützlich erwiesen: Cosinus Phase oder instantane Phase, Sweetness, Chaos und Varianz.

Durch diese Attribute können zum einen unterschiedliche petrophysikalische Eigenschaften des Malm herausgearbeitet werden und dadurch auch indirekt zur faziellen Differenzierung beitragen, zum anderen werden teils sedimentäre Strukturen wie z.B. onlaps, downlaps,

toplaps (vgl. Abb. 5.10) verdeutlicht und helfen damit direkt und deutlich bei der Abgrenzung von Schwellen- und Beckenfazies (Abb. 5.10).

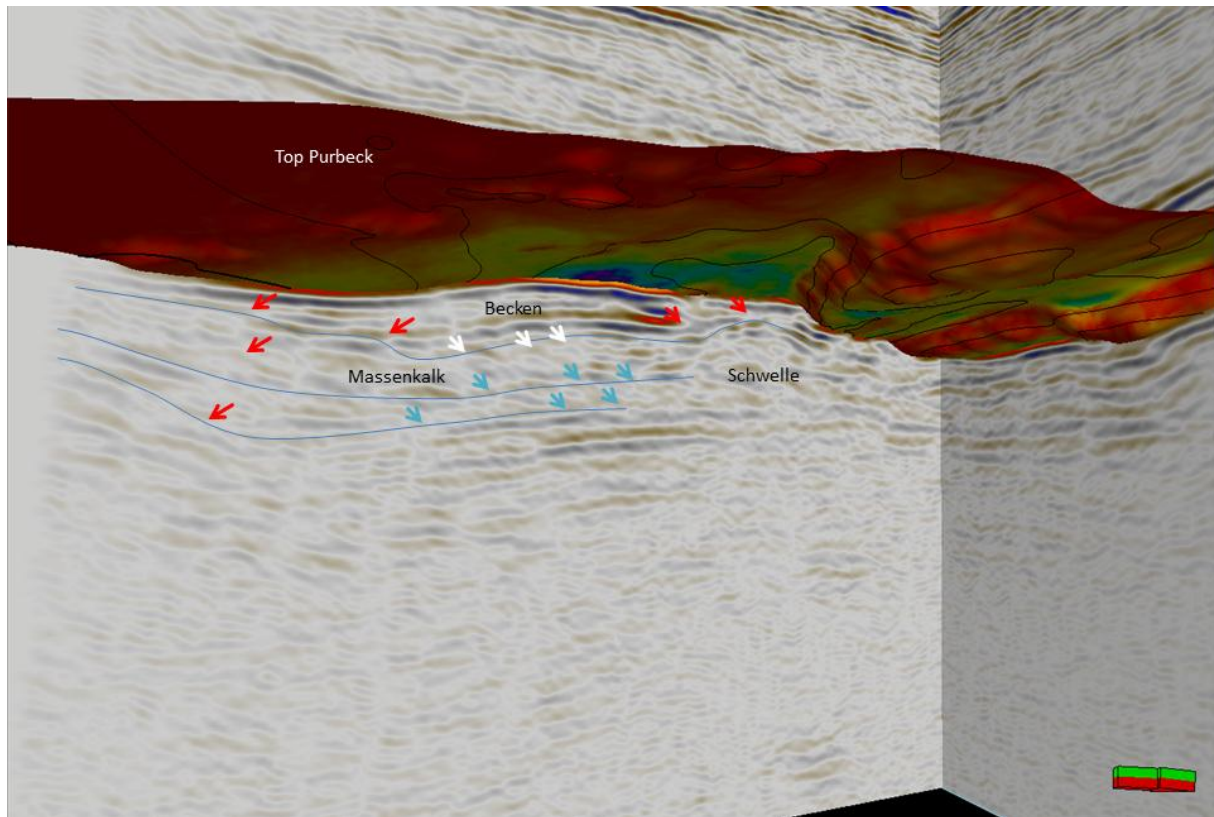


Abb. 5.10: Seismik 3D-Cube südl. München mit Horizont Top Purbeck (Ansicht von schräg unten) und darunter liegendem Malm-Reservoir. Differenzierung des Malms unter Zuhilfenahme von charakteristischen Reflektorterminierungen: rot onlap, weiss toplap oder offlap, blau downlap. Diese definieren stratigraphische Flächen (hellblaue Linien).

Ein Beispiel für eine erfolgreiche Exploration auf eine aus neuer Seismik interpretierte Riffstruktur stellt die Geothermiebohrung Unterföhring Th 2 dar. Den deutlichsten Hinweis auf eine Riffstruktur lieferte im Rahmen der seismischen Bewertung in der Planungsphase das seismische Attribut „Instantaneous Phase“. Bei dieser Darstellung der seismischen Daten wurde besonders das sog. „onlapping“, die diskordante Schichtauflagerung auf die gekrümmte Oberfläche am Rand der interpretierten Riffstruktur, verdeutlicht (vgl. Abb. 5.11). Das onlapping kann als eine Auflagerung von bankigen Lagunenkalen an einen massigen Riffkörper bzw. Biohermfazies interpretiert werden (BÖHM et al., 2007). Nach Evaluierung der Bohrungsdaten würde man die schwarze Linie in Abb. 5.11 nicht mehr als Oberfläche des Riffkörpers, sondern als interne Struktur in einem Massenkalkkomplex interpretieren. Die Massenkalke setzen sich nach neueren Erkenntnissen in dem seismischen Profil bis zum Top Malm fort.

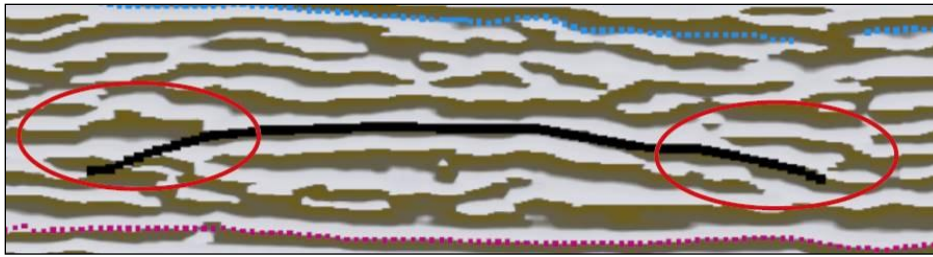


Abb. 5.11: Instantaneous Phase seismisches Profil Unterföhring (onlapping: rot umrandet, Top Malm: blau gepunktet, „Oberfläche“ Riffkörper: schwarze Linie, Top Dogger: rosa gepunktet). Quelle: Interpretationsbericht Unterföhring, DMT GmbH, unveröffentlicht.

5.2.6.2 Seismische Stratigraphie des Malm

In der allgemeinen Interpretationspraxis der Seismikfirmen werden in Bezug auf den Malm die seismischen Horizonte Top Purbeck und Top Dogger abgegrenzt.

Der Horizont Top Purbeck wird meist auf den untersten, nur teils durchgehenden Reflektor mit positiver Amplitude (rot) des Reflektorenbandes Basis Tertiär / Kreide / Top Purbeck gelegt. Der Horizont Top Dogger wurde früher fälschlicherweise meist in den obersten aushaltenden Reflektor eines stellenweise auftretenden „3er Reflektorenbands“ gelegt (s. Abb. 5.12).

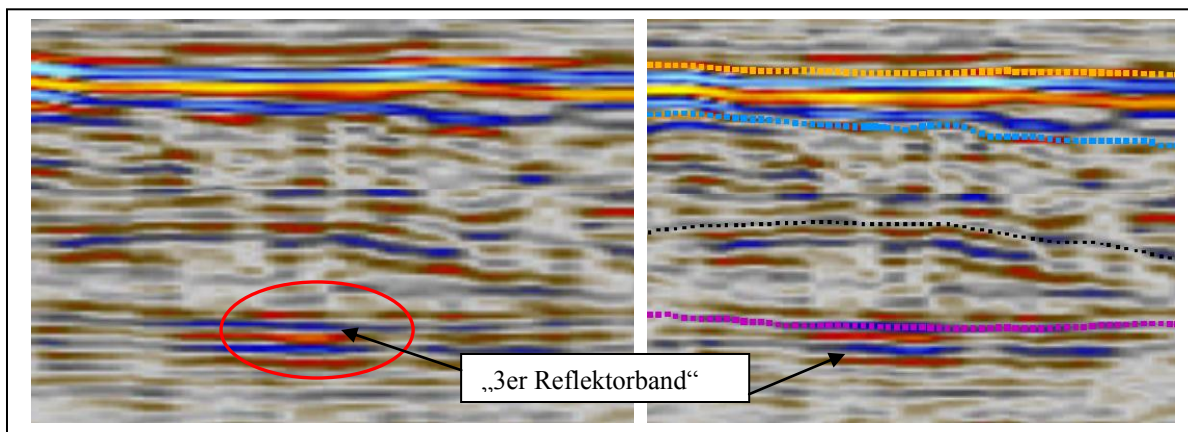


Abb. 5.12: Beispielhafte stratigraphische Interpretation eines seismischen Profils im GR München vor dem Forschungsvorhaben, linke Seite: uninterpretierter Profilausschnitt, rechte Seite: aus heutiger Sicht falsch interpretierter Profilausschnitt (gelb gepunktet: Lithothamnienkalk, blau gepunktet: Top Purbeck, schwarz gepunktet: Oberfläche Riffkörper, rosa gepunktet: Top Dogger).

Im Rahmen des Forschungsvorhabens wurde herausgearbeitet, dass dieses „3er Reflektorenband“ die typischen von Bank- und Schichtkalken dominierten Abfolgen des tieferen Malms (Malm alpha bis gamma) widerspiegelt. Demnach muss die Basis Malm bzw. Top Dogger in den untersten markanten Reflektor mit negativer Amplitude gelegt werden. Der obere Reflektor des 3er-Bandes spiegelt dagegen die Grenze Malm gamma / Malm delta wider.

Dadurch konnte in der Seismik eine sehr wichtige stratigraphische Grenze innerhalb des Malms gezogen werden, da sich der tiefere Malm alpha bis gamma im Großraum München lithofaziell und petrophysikalisch vom darüber liegenden Malm delta grundlegend unterscheidet. Der Reflektor und die stratigraphische Grenze entsprechen i. A. der Basis der Massenkalkverbreitung.

Der Horizont Top Massenkalk stellt dagegen keinen durchgehenden Reflektor dar. Der Horizont markiert im Fall einer Schwellenposition den Übergang der Massenfazies zum darüber liegenden Purbeck oder einer geringmächtigen Bankfazies des obersten Malm, im Fall einer Beckenposition den Übergang zur Bankfazies im mittleren bis oberen Malm.

Endgültige Sicherheit über die Richtigkeit der Interpretation geben nur Bohrungen und die Auswertungen der gemessenen Bohrloch-Logs.

So konnte bei der geothermischen Dublette Unterföhring auf Basis einer faziellen Bewertung des Imagelogs und der Auswertung der Lithologie und Bohrparameter die fazielle Interpretation eines seismischen Profils erstmals kalibriert werden (Abb. 5.13).

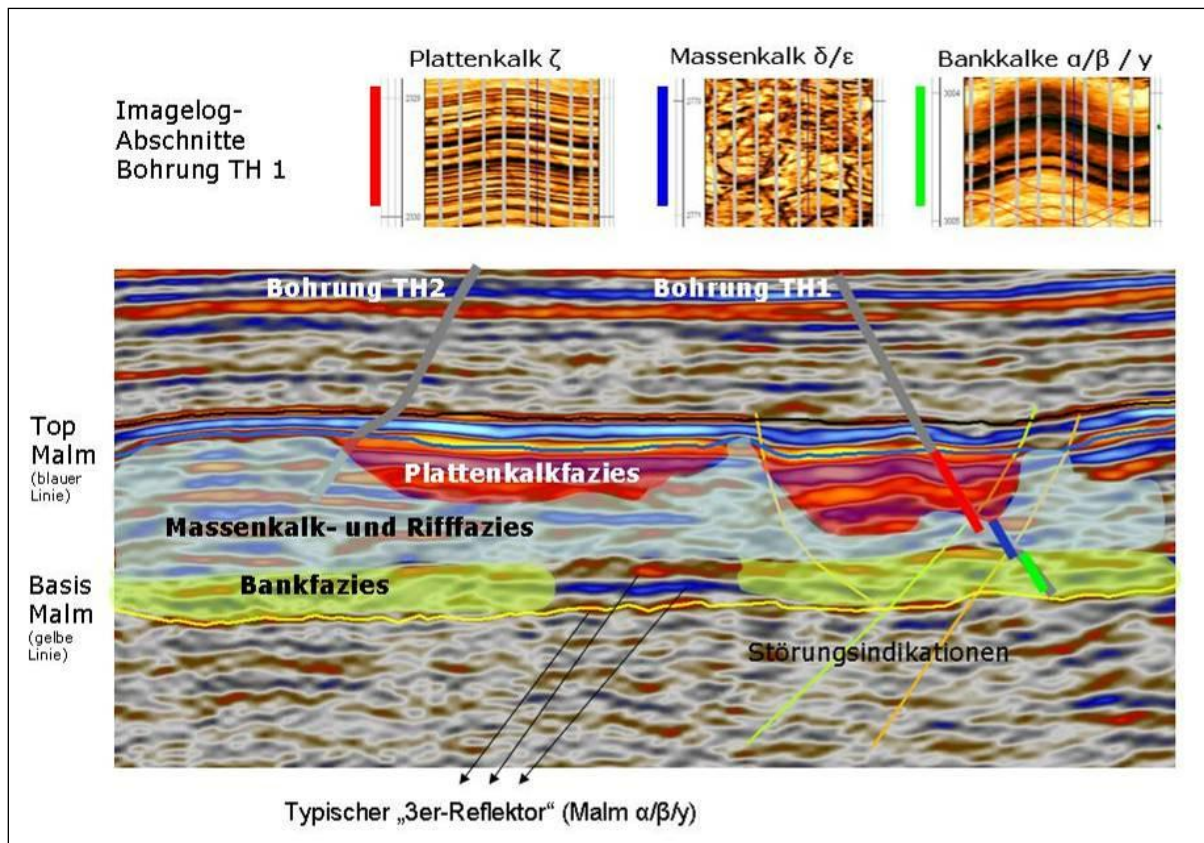


Abb. 5.13: Seismisches Profil mit eingehängten Bohrungen und exemplarischer Imagelogfazies für die Abschnitte Malm zeta, Malm delta+epsilon und Malm alpha bis gamma.

Mit der ersten, rein faziesorientierten Zielplanung einer Bohrung auf eine interpretierte Riffstruktur im Malm ohne weitere Störungsindikationen, stellt das Geothermieprojekt Unterföhring einen wichtigen Vorreiter bei der geothermischen Exploration im süddeutschen Molassebecken dar.

5.2.7 Lithologische Interpretation aus Bohrparametern

Falls keine Bohrlochmessungen aus dem Malm vorliegen, können ggf. aus Bohrparametern Rückschlüsse auf die durchteufte Lithologie gezogen werden.

Die folgende Abb. 5.14 zeigt die aufgeschlossene Malmb Bohrstrecke von Basis Purbeck bis zur Endteufe.

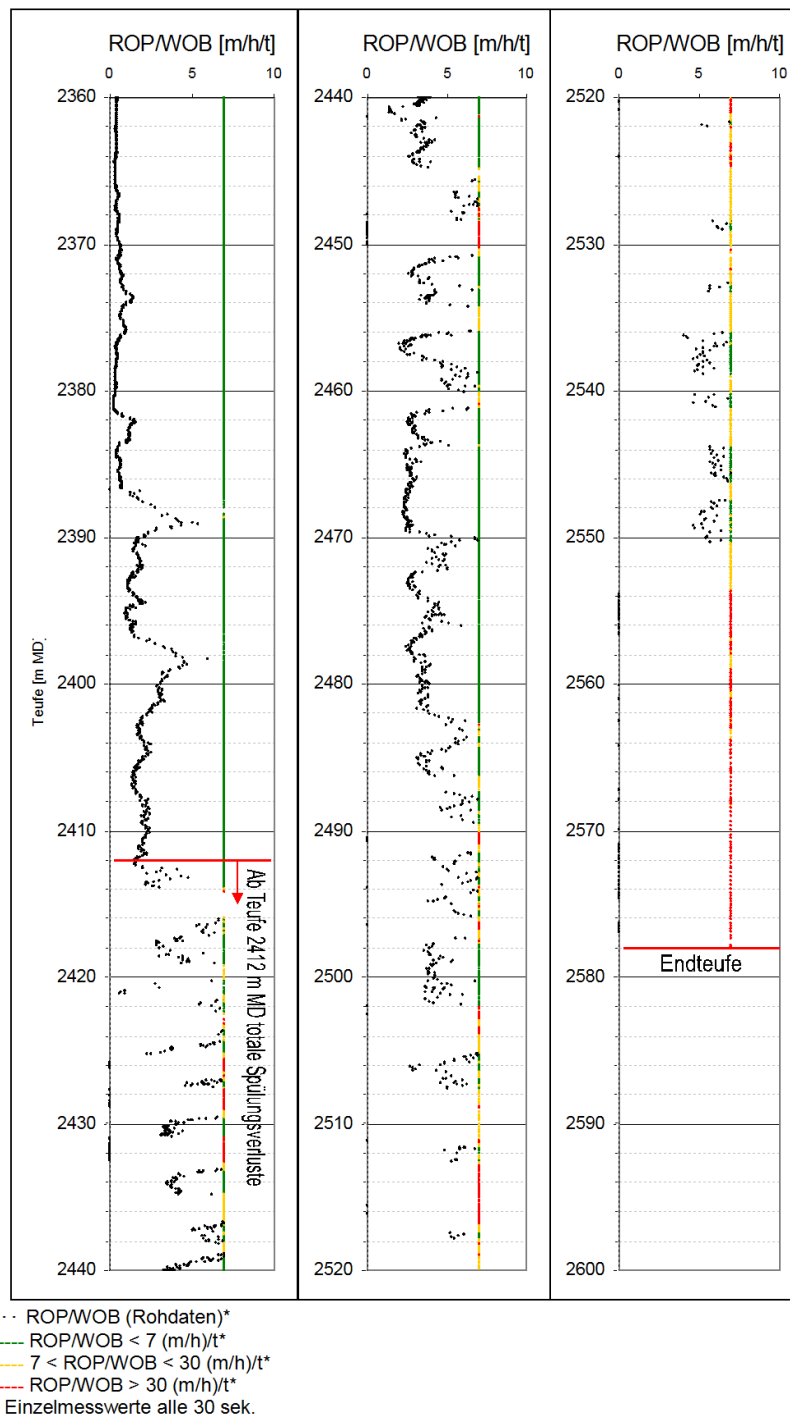


Abb. 5.14: Bohrparameter ROP (Rate of Penetration) / WOB (Weight on Bit) einer Malmgeothermiebohrung gegen die Bohrteufe als Kennwert für die Bohrbarkeit des Gesteins.

Dabei wurde als Kennzahl der Bohrbarkeit des Gesteins der Quotient von ROP (Rate of Penetration) und WOB (Weight on Bit) gegen die Bohrtiefe aufgetragen. Je höher der Quotient ist, desto besser ist die Bohrbarkeit des Gesteins. Für den ungestörten Malm können die Werte des Quotienten von Bohrmeter 2360 bis 2410, die sich zwischen 1 und 5 bewegen, als typisch angesehen werden.

Ab Bohrmeter 2412 traten jedoch totale Spülungsverluste auf, so dass kein Cutting mehr zu Tage gefördert wurde. Gleichzeitig steigt der Quotient aus ROP und WOB auf Werte teils über 30 (m/h)*t.

Die Tatsache, dass im letzten Bohrabchnitt bis zu > 10 m lange Zonen ohne nennenswerten Bohrwiderstand angetroffen wurden, deutet auf eine ausgeprägte Verkarstung mit Hohlraumbildungen von bis zu mehreren Metern Ausdehnung hin.

Aus den Bohrparametern kann an dieser Lokalität somit auf eine tiefgreifende Verkarstung des Malm zwischen MD 2.412 m bis zur Endteufe von MD 2.578 m geschlossen werden. Derart ausgeprägte Karstsysteme entwickeln sich meist in dolomitischen Formationen. Die Bohrung wurde im Malm auf eine aus Seismik interpretierte Riffstruktur abgelenkt.

5.3 Synthese und Diskussion der Ergebnisse zur Lithofazies

Durch die Synthese der Ergebnisse aus der lithologischen Auswertung des Bohrkleins und der faziiellen Interpretation der Imagelogs stellt sich für die untersuchten Bohrungen folgender Zusammenhang zwischen der Primärfazies und Diagenese bzw. Dolomitisierung dar:

Die Abb. 5.15 zeigt den prozentualen Anteil der Dolomitisierung in den übergeordneten Faziesbereichen Massen- und Bankfazies in 7 Bohrungen. Es werden nur Bohrungen dargestellt, in denen mindestens 75% Cuttingbelegung sowie ein Imagelog zur Faziesinterpretation vorhanden ist. Daraus wird zunächst ersichtlich, dass vorwiegend die Massenfazies im Gegensatz zur Bankfazies zur Dolomitisierung neigt. Trotzdem ist in einigen Bohrungen auch ein relativ ausgeglichenes Verhältnis zwischen dem Anteil an Dolomitisierung der Massen- und Bankfazies vorhanden. Die Erklärung hierfür liegt im prozentualen Gesamtanteil der Massenfazies in der jeweiligen Bohrung (Abb. 5.15, schwarze Linie). In Bohrungen mit einem hohen Anteil an Massenfazies werden sowohl die Massen-, als auch ein Großteil der Bankfazies dolomitisiert. In Bohrungen mit einem geringen Anteil an Massenfazies wird dagegen vorwiegend die Massenfazies dolomitisiert. Einen deutlichen „Ausreißer“ in dieser Korrelation stellt dabei nur die Bohrung Nr. 3 dar, in der ein sehr hoher Anteil an Massenfazies vorliegt, generell aber sehr wenig Dolomit. Möglicherweise liegt hier eine eklatante Fehleinschätzung des Dolomitgehalts vor (vgl. auch Kapitel 5.2.2).

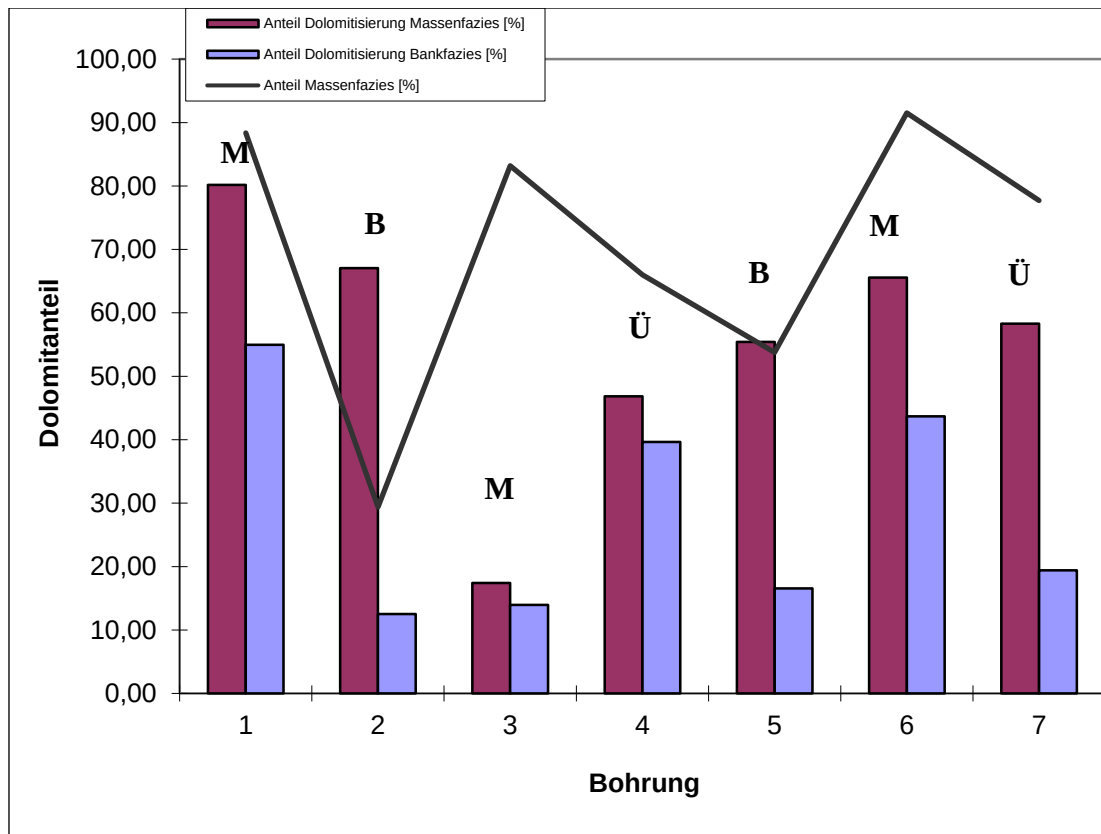


Abb. 5.15: Prozentualer Anteil an Dolomitisierung der Faziesbereiche Massen- und Bankfazies in 7 Bohrungen sowie der Gesamtanteil von Massenfazies an der Bohrung (schwarze Linie). M = Massenfaziesbohrung, Ü = Bohrung in Übergangsfazies, B = Beckenfaziesbohrung

Allgemeingültige Zusammenhänge zwischen Primärfazies von Karbonaten und Dolomitisierung, wie sie unter 5.2.1.2 auch bereits auf Basis von Cuttinguntersuchungen belegt wurden, können damit auf den Bohrungsmaßstab und somit ein geologisches Modell übertragen werden.

Aus dem Gesamtanteil der Massenfazies in der jeweiligen Bohrung kann die übergeordnete räumlich fazielle Stellung in Massen- (M), Übergangs- (Ü), oder Beckenfazies (B) abgeleitet werden (vgl. Abb 5.15). Aus dieser Information und der integrierten lithofaziellen Reservoircharakterisierung der untersuchten Bohrungen auf Basis von Bohrklein und Imagelogs können für den Malm im Großraum München grundsätzlich folgende 3 durchteufte Faziesbereiche unterschieden werden (Abb. 5.16):

1. Bohrung in Massenfazies (Abb. 5.16, oben links):

Eine typische „Massenfazies-Bohrung“ im Großraum München zeichnet sich lithologisch durch eine ausgeprägte Dolomitisierung des Malms aus. Die Dolomite setzen dabei meist wenige 10er-Meter unter Top Malm ein und variieren in ihrer Kristallmorphologie je nach primärfazielltem Ausgangssediment. Der durchschnittliche Tonanteil in der Bohrung, abgeleitet aus der GR-Messung, ist relativ niedrig (< 10 API), d.h. die Karbonatfazies ist sehr „rein“ und im Imagelog sind nur selten Schichtgrenzen erkennbar. Aus dem Imagelog kann auch ohne weitere Bohrlochinformationen in weiten Teilen die Klasse „dolomitisierte Massenfazies“ abgeleitet werden.

2. Bohrung in Übergangsfazies (Abb. 5.16, oben mitte):

Eine Bohrung in Übergangsfazies zeichnet sich durch eine relativ heterogene Abfolge von Dolomit und Kalk mit eingeschalteten kalkmergeligen Partien aus. Der Tonanteil ist entsprechend variabel, was in erhöhten GR-Werten innerhalb des Malms zum Ausdruck kommt. Im Imagelog wechseln immer wieder massige Partien mit Mächtigkeiten von teils einigen 10er Metern mit gebankten Partien ab. Charakteristisch für Bohrungen in Übergangsfazies sind aus dem Imagelog interpretierte Biohermkomplexe im mittleren Malm, die nicht dolomitisiert wurden. Auch ist in den dolomitisierten Partien im tieferen Malm teils noch Schichtung im Imagelog erkennbar. Diese Bereiche können den sog. tafelbankigen Dolomiten des Malm delta / epsilon zugeordnet werden, wie sie in der Bohrung Moosburg SC4 auftreten (vgl. BÖHM et al., 2011).

3. Bohrung in Beckenfazies (Abb. 5.16, oben rechts):

Eine typische Beckenfaziesbohrung zeichnet sich zunächst durch ihren vorwiegend kalkigen und kalkmergeligen Charakter aus. Die GR-Werte sind entsprechend durchgehend erhöht (teils > 30 API). Im Imagelog tritt bis zum mittleren, im Einzelfall bis zum tieferen Malm fast ausschließlich gebankte Fazies in Erscheinung. Trotzdem setzen im tieferen Malm auch massige Dolomite mit mehreren 10er Meter Mächtigkeit ein, die ihrerseits aber wieder von gebankter, kalkiger Fazies unterlagert werden.

Die Zuordnung von Malmbohrungen zu den 3 Faziestypen Massen-, Übergangs- und Beckenfazies lässt sich schematisch auf einen Faziesschnitt aus den Erläuterungen zur geol. Karte von Bayern (MEYER & SCHMIDT-KALER, 1996) übertragen (Abb. 5.16, unten). Der Faziesschnitt umfasst dabei eine Strecke von knapp 100 km Länge von Reichertshausen bis Ampfing, d.h. nordwestlich bis nordöstlich von München.

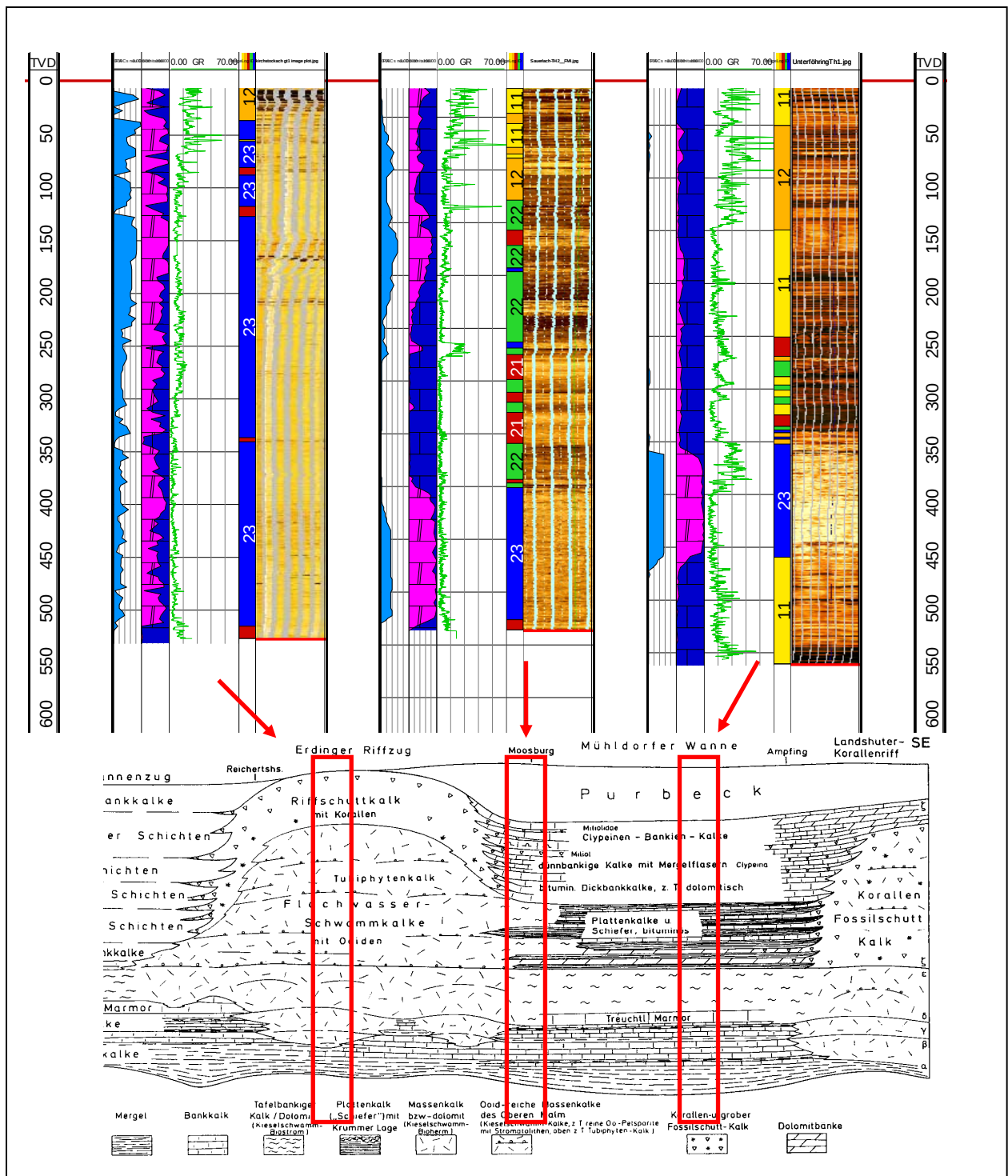


Abb. 5.16: Geologisch-fazielle Interpretation von 3 Geothermiebohrungen. Beispielhaft werden lithofaziell charakterisierte Bohrungen aus dem Großraum München in typischer Massenfazies (oben links), in Übergangsfazies (oben mitte) und in typischer Beckenfazies (oben rechts) einem Faziesschnitt aus MEYER & SCHMIDT-KALER (1996) zugeordnet.

Aus den Auswertungen der Bohrungen und der 2D-Seismik im Großraum München wird ersichtlich, dass sich die fazielle Differenzierung in Schwellen und Becken auch in einem deutlich kleineren Maßstab abbildet. Becken in Bankfazies können dabei eine Erstreckung von einigen 10er Metern bis mehreren Kilometern besitzen. Gleiches gilt für Schwellen- oder Massenfazies und für Biohermkomplexe.

Die lithofazielle Charakterisierung der untersuchten Bohrungen zeigt zwar eine sehr deutliche und teils kleinräumige Faziesdifferenzierung, aus den Bohrdaten und 2D-seismischen Profilen lässt sich jedoch nur mit großen Einschränkungen bzw. Unsicherheiten ein 3-dimensionales Bild des Untergrunds ableiten. Hierin liegt der große Vorteil der 3D-seismischen Messungen, die bisher lediglich in Geothermieprojekten zur Stromerzeugung aufgrund der hohen Fündigkeitserwartungen durchgeführt wurden.

Mit den dargestellten Methoden zur seismischen Faziescharakterisierung (vgl. Kapitel 5.2.6) lässt sich aus der 3D-Seismik ein differenziertes Faziesmodell für den Malm erstellen (Abb. 5.17, oben), das als Basis für ein späteres Reservoirmodell herangezogen werden kann.

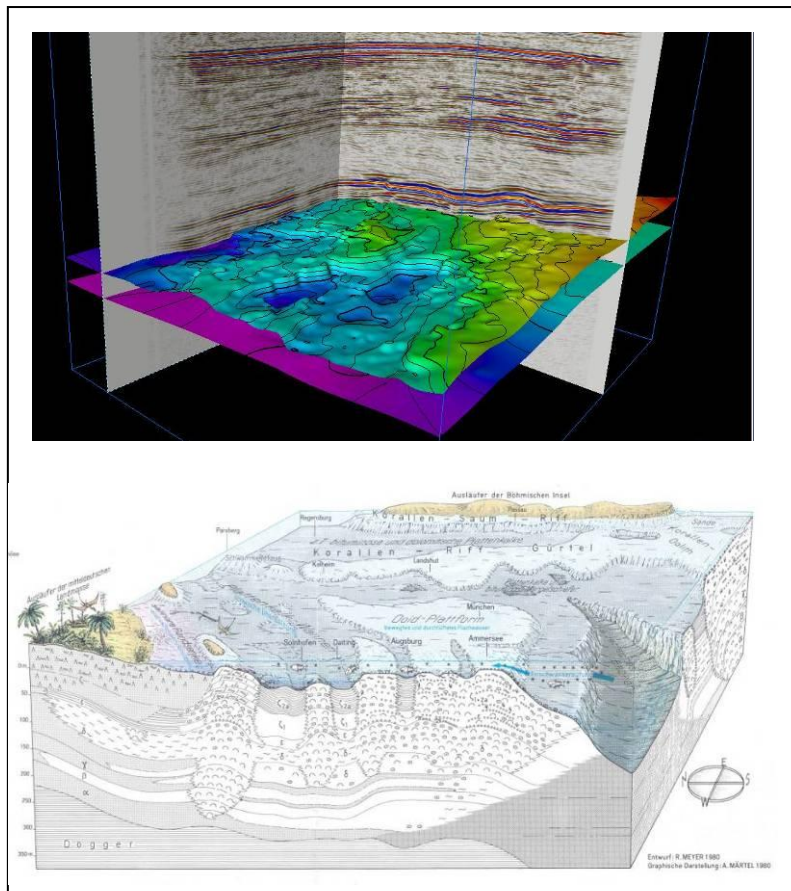


Abb. 5.17: Vergleich eines aus 3D-Seismik interpretierten Faziesmodells (oberes Bild, Kantenlänge des Kubus ca. 5 km, unterer Horizont = Basis Massenfazies, oberer Horizont = Top Massenfazies) mit einem Blockbild zur Paläogeographie aus MEYER & SCHMIDT-KALER (1996; Bild unten, Beckenweites Schema).

Ein Vergleich der faziellen Differenzierung aus 3D-Seismik mit einem Blockbild zur paläogeographischen Situation im Malm aus Meyer & Schmidt-Kaler (1996; Abb. 5.17) zeigt, dass sich auch hier der gleiche Skalierungsansatz wiederfindet, wie er bereits zur faziellen Differenzierung von 2D-Seismik aufgezeigt wurde.

Für die Erstellung eines konsistenten Lithofaziesmodells ist es also nötig, die paläogeographische Entwicklung des Malms und die daraus resultierende fazielle Ausprägung für den tiefen Untergrund anhand der Bohrdaten und seismischen Untersuchungen zu rekonstruieren. Annahmen, dass sich die aus der schwäbischen und fränkischen Alb bekannte Faziesdifferenzierung nach Süden unter dem Molassebecken (LEMCKE & TUNN, 1956) sowie wahrscheinlich sogar bis unter die Nördl. Kalkalpen (KOCH, 1997) fortsetzt, gewinnen für die aktuellen Vorstellungen zur Lithofazies somit große Bedeutung. Auch MEYER & SCHMIDT-

KALER (1989) weisen bei ihren Ausführungen zum „Paläogeographischen Atlas des süddeutschen Oberjura“ darauf hin, dass innerhalb der im süddeutschen Molassebecken dargestellten Großfaziesräume natürlich auch kleinere Faziesbereiche, wie z.B. kleinere Plattenkalkwannen in größeren Riffarealen, auftreten können. Jede neue Bohrung, so MEYER & SCHMIDT-KALER (1989), könnte hier das skizzierte Bild präzisieren³.

Die Untersuchungen zur Mikrofazies an Cuttingdünnschliffen von KOCH (2010a-e) haben außerdem gezeigt, dass in den Bohrprofilen zwar deutliche Faziesunterschiede in der vertikalen Abfolge zwischen Malm alpha bis Malm zeta regional vorhanden sind, die laterale Faziesdifferenzierung in stratigraphisch vergleichbarem Niveau aber mit den klassischen Karbonatfaziesmodellen, die Übergänge von Flachwasser in küstennaher zu Tiefwasser in küstenferner Fazies beschreiben, nicht erklärt werden kann. Mikrofazielle Untersuchungen an Cuttings können daher das lithofazielle Modell einer Bohrung unterstützen, jedoch aufgrund der diagenetischen Überprägung meist nicht eindeutig deren Stellung in Becken, Übergangs- oder Schwellenposition klären.

Auch wenn auf Basis der neuen Bohrdaten eine deutliche Präzisierung der primärfaziellen Situation des Malm im Großraum München und der allgemeingültigen Zusammenhänge zur Diagenese erreicht wurde, so muss trotzdem festgehalten werden, dass noch erheblicher Forschungsbedarf über die diagenetischen Abläufe und speziell bezüglich der Dolomitisierung im Malm des Molasse-Beckens besteht. Eine ausführliche Diskussion hierzu wird in der Arbeit von BÖHM et al. (2011) geführt.

5.4 Literatur

AKBAR, M., NURMI, R., STANDEN, E., SHARMA, S., PANWAR, P., CHATURVEDI, J.G. & DENNIS, B. (1993): ohne Titel. – Middle East Well Eval. Rev., **14**: 25-43.

AKBAR, M., PETRICOLA, M., WATFA, M., BADRI, M., CHARARA, M., BOYD, A., CASSELL, B., NURMI, R., DELHOMME, J.-P., GRACE, M., KENYON, B. & ROESTENBURG, J. (1995): Classic Interpretation Problems: Evaluating Carbonates. - Oilfield Review: 38-57.

ANDRES, G. (1985): Fränkische Alb und Malmkarst des Molassebeckens. Grundwassergleichenkarte von Bayern 1:500.000 mit Erläuterungen. - Schriftenreihe Bayer. Land. f. Wasserw., **20**: 23–25; München.

BAUSCH, W. M. (1963): Der Obere Malm an der unteren Altmühl. – Nebst Untersuchungen über das Riffproblem. – Erlanger Geol. Abh., **49**: 104-111.

BAUSCH, W. M. (1968): Clay content and calcite crystal size of limestones. – Sedimentology, **10**: 71-75.

BETZ, D. & WENDT, A. (1983): Neuere Ergebnisse der Aufschluß- und Gewinnungstätigkeit auf Erdöl und Erdgas in Süddeutschland. - Bull. Ver. Schweiz. Petroleum- Geol. u. -Ing., **49**: 9-36.

BÖHM, F., SCHWARZ, F. & KRAUS, O. (2007): 2D-seismische Untersuchungen für das Geothermieprojekt Unterföhring bei München. Interpretation einer Riffstruktur im Malm als bevorzugtes Erschließungsziel für Thermalwasser. – Geoth. En., **55**: 14-16; Geeste.

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, **60**: 17-49; Erlangen.

³ Im Jahr 1989 gab es im Großraum München und dessen Umfeld lediglich 4 Bohrungen, die den Malm aufgeschlossen hatten.

- 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 (Östliches Molassebecken, Malm delta-zeta; Süddeutschland). - Z. Geol. Wiss., **39**: 117-157; Berlin.
- BÖHM, F., SAVVATIS, A., STEINER, U., SCHNEIDER, M. & KOCH, R. (2012): Lithofazielle Reservoircharakterisierung zur geothermischen Nutzung des Malm im Großraum München. – Grundwasser; Berlin (DOI: 10.1007/s00767-012-0202-4).
- CATUNEANU, O. (2006): Principles of sequence stratigraphy. 375 S; Amsterdam (Elsevier).
- CATUNEANU, O., ABREU, V., BHATTACHARYA, J. P., BLUM, M. D., DALRYMPLE, R. W., ERIKSSON, P. G., FIELDING, C. R. u.a. (2009): Towards the standardization of sequence stratigraphy. - Earth-Science Rev., **92**: 1–33; Amsterdam (Elsevier)
- CATUNEANU, O., BHATTACHARYA, J. P., BLUM, M. D., DALRYMPLE, R. W., ERIKSSON, P. G., FIELDING, C. R., FISHER, W. L., u.a. (2010): Sequence stratigraphy: common ground after three decades of development. - First Break., **28**: 21–34.
- CHOQUETTE, P.W. & PRAY, L.C. (1970): Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. - AAPG Bull., **54**: 207-250; Tulsa.
- DUNHAM, R. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. HAM, W. E. (ed.): Classification of carbonate rocks. - AAPG Mem., **1**: 108-121; Tulsa.
- FRISCH, H. & HUBER, B. (2000): Ein Hydrogeologisches Modell und der Versuch einer Bilanzierung des Thermalwasservorkommens für den Malmkarst im Süddeutschen und im angrenzenden Oberösterreichischen Molassebecken. – Hydrogeol. Umwelt, **20**: 25-43; Würzburg.
- FRITZ, P. (1965): Zur Genese von Dolomit und zuckerkörnigem Kalk im Weißen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg). Mikroskopische Untersuchungen und Isotopenanalysen. – Arb. Geol. Paläont. Inst., 100 S.; Stuttgart.
- GALLOWAY, W. E. (1989): Genetic stratigraphic sequences in basin analysis; I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. - AAPG Bull., **73**: 125-142; Tulsa
- HEYMANN C., (1984): Oberjurariffe als Explorationsziel in Bayern.- Vortrag, anlässlich der ÖGEW / DGMK- Tagung in Innsbruck.
- HUNT, D. & TUCKER, M. E. (1992): Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level' fall. – Sed. Geol., **81**: 1-9; (Elsevier).
- JÄNICKE, D. (2012): Untersuchung des elektrischen Widerstands an Bohrkernen der Forschungsbohrung Moosburg SC4 zur Porositäts- und Permeabilitätsabschätzung.- Masterarbeit, FU Berlin, 82 S. (unveröff.).
- KOCH, R. (1991): Faziesanalyse aus Spülproben. - Zbl. Geol. Paläontol., I, **8**: 1029-1043; Stuttgart.
- KOCH, R. (1997): Daten zur Fazies und Diagenese von Massenkalken und ihre Extrapolation nach Süden bis unter die Nördlichen Kalkalpen. - Geol. Bl. NO-Bayern, **47**: 117-150; Erlangen.
- KOCH, R. (2000): Die neue Interpretation der Massenkalken des Süddeutschen Malm und ihr Einfluß auf die Qualität von Kalksteinen für technische Anwendungen.- Archaeopteryx, **18**: 43-65.
- KOCH, R. (2010a): Untersuchung von Bohrkernen der Bohrung Moosburg-4 - Fazielle und stratigraphische Analyse und Diskussion der Poroperm Charakteristika. – GeoZentrum Nordbayern, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen Nürnberg, (unveröffentlicht).

- KOCH, R. (2010b): Untersuchung von Bohrklein der Bohrung Unterföhring Th-1 - Fazielle und stratigraphische Analyse und Diskussion der Poroperm Charakteristika. – GeoZentrum Nordbayern, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen Nürnberg, (unveröffentlicht).
- KOCH, R. (2010c): Untersuchung von Bohrklein der Bohrung Kirchstockach GT 1 - Fazielle und stratigraphische Analyse und Diskussion der Poroperm Charakteristika. – GeoZentrum Nordbayern, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen Nürnberg, (unveröffentlicht).
- KOCH, R. (2010d): Untersuchung von Bohrklein der Bohrung Dürrenhaar GT 1 - Fazielle und stratigraphische Analyse und Diskussion der Poroperm Charakteristika. – GeoZentrum Nordbayern, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen Nürnberg, (unveröffentlicht).
- KOCH, R. (2010e): Untersuchung von Bohrklein der Bohrung Kirchstockach GT 2 - Fazielle und stratigraphische Analyse und Diskussion der Poroperm Charakteristika. – GeoZentrum Nordbayern, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen Nürnberg, (unveröffentlicht).
- 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., BACHMANN, G.H. & 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.*, **38**: 327-351; Berlin.
- LANG, H. B. (1964): Dolomit und zuckerkörniger Kalk im Weißen Jura der mittleren Schwäbischen Alb (Württemberg). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **120** 3: 253-299.
- LEMCKE, K. & TUNN, W. (1956): Tiefenwasser in der süddeutschen Molasse und in ihrer verkarsteten Malmunteralge. - *Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. und Ing.*, **23**: 35-56.
- LIEDMANN, W. (1992): Diagenetische Entwicklung süddeutscher Malmkarbonate (unter Berücksichtigung Lumineszenz- petrographischer, fluid inclusion und geochemischer Untersuchungsmethoden). - *Diss. Univ. Heidelberg*: 307 S.
- LIEDMANN, W. & KOCH, R. (1990): Diagenesis and fluid inclusions of Upper Jurassic Sponge-Algal Reefs in SW-Germany. - *Facies*, **23**: 241-268; Erlangen.
- LUCIA, F.J. (1999): Carbonate reservoir characterization.- 226 S., Berlin (Springer).
- MEYER, R.K.F. (1972): Stratigraphie und Fazies des Frankendolomits (Malm). 1. Teil: Nördliche Frankenalb. *Erlanger geol. Abh.*, **91**: 28 S.; Erlangen.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1989): Paläogeographischer Atlas des süddeutschen Oberjura (Malm). *Geol. Jb., A* **115**: 77 S.; Hannover.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1996): Jura. – In: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000*: 112-125; München (GLA).
- MITCHUM, JR, R. M., & VAN WAGONER, J. C. (1991): High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. - *Sed. Geol.* **70**: 131–147; (Elsevier).
- MURAWSKI, H. & MEYER, W. (1998): *Geologisches Wörterbuch*. 10. Aufl.: 278 S.; Stuttgart (Enke).
- NEAL, J., & ABREU, V. (2009): Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method. - *Geology*. **37**: 779-782; Houston.
- PEARSON R. A. & HART B. S. (2004): Three-Dimensional Seismic Attributes Help Define Controls on Reservoir Development: Case Study from the Red River Formation, Williston Basin. – *AAPG*, **81**: 43–57.
- PLINT, A. G., & NUMMEDAL, D. (2000): The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. *Geol. Soc., Spec. Pub.*, **172**: 1-17; London

- POSAMENTIER, H. W. & ALLEN, G. P. (1999): Siliciclastic sequence stratigraphy-concepts and applications. - *SEPM Concepts in Sed. and Pal.*, **7**: 210 S.; Tulsa
- POSAMENTIER, H. W., JERVEY, M. T. & VAIL, P. R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition I. conceptual framework. In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C. (Hrsg.): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*: SEPM Spec. Publ., **42**: 109–124:
- QUENSTEDT, F. A. (1858): *Der Jura*. - 842 S.; Tübingen (Laupp).
- RAJABI, M., SHAHRAM, S., BAHMAN, B. & TINGAY, M. (2010): Subsurface fracture analysis and determination of in-situ stress direction using FMI logs: An example from the Santonian carbonates (Ilam Formation) in the Abadan Plain, Iran. – *Tectonophysics*, **492**: 192-200.
- REINHOLD, C. (1996): Prozesse und Produkte komplexer Diagenese-Sequenzen in süddeutschen Malm- Karbonaten: Die oberjurassische Massenkalk - und Bankfazies bei Geislingen/Steige (Oxford/Kimmeridge, Östliche Schwäbische Alb).- Diss., Berlin, 255 S.
- REINHOLD, C. & SCHROEDER, J.H. (1994): Investigation of cores in the Geislingen area.- In: Leinfelder (Hrsg.) *The origin of Jurassic Reefs: Current Research Developments and Results*. - Facies, **31**: 8-11; Erlangen.
- SCHLAF J., RANDEN T. & SØNNELAND L. (2005): Introduction to Seismic Texture. –In ISKE, A. & RANDEN, T. (Hrsg.): *Mathematics in Industry - Mathematical Methods and Modelling in Hydrocarbon Exploration and Production*, **7**: 3-21.
- SCHLAGER, W. (2004): Fractal nature of stratigraphic sequences. – *Geology*. **32**: 185-188; Amsterdam.
- SCHÖN J.H. (1998): *Physical Properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics*. – Seismik exploration.- 538 S., Niederlande (Elsevier).
- SIBLEY, D.F. (1982): The origin of common dolomite fabrics: clues from the Pliocene. - *J. Sed. Petrol.*, **52**: 1087-1100; Tulsa.
- SIBLEY, D.F. & GREGG, J.M. (1987): Classification of dolomite rock textures. - *J. Sed. Res.*, **57**: 967-975; Tulsa.
- SIBLEY, D.F., NORDENG, S.H. & BORKOWSKI, M.L. (1994): Dolomitization kinetics in hydrothermal bombs and natural systems. - *J. Sed. Res.*, **A64**: 630-637; Tulsa.
- 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.
- THOMAS, R., (2003): Reinterpretation seismischer Messungen zur Bestimmung struktureller und fazieller Eigenschaften des Malm im Raum Unterhaching als Grundlage für eine Temperaturprognose. – Report GGA, **123**: 338 S.; Hannover (unpubliziert).
- THOMAS R. & BUNESS H., 2005. Fazies und Verkarstung des Malm im süddeutsch-österreichischen Molassebecken – Interpretationsansätze für reflexionsseismische Daten unterschiedlicher Teufenbereiche, - DGMK- Frühjahrstagung 2005 Fachbereich Aufsuchung und Gewinnung, Celle.
- THOMAS, R., & SCHULZ, R., (2005): Erhöhung der Erfolgswahrscheinlichkeit von geothermischen Bohrungen in den Malmkarst (Süddeutsches Molassebecken) durch Anwendung neuer seismischer Interpretationsstrategien, - Geothermische Jahrestagung 2005: Synergie und Effizienz, 134-141, Unterschleißheim.

THOMPSON, L. B., AAPG/Datapages (Firm), American Association of Petroleum Geologists, Advanced Logic Technology, Geomechanics International, & Halliburton Company (2009) *Atlas of borehole imagery*. AAPG/Datapages.

TUCKER, M.E. & Wright, V.P., (1990): Carbonate Sedimentology: Blackwell Scientific, 482 S.; Oxford.

WOLFGRAMM, M., OBST, K., BEICHEL, K., BRANDES, J., KOCH, R., RAUPPACH, K. & THORWART, K. (2009): Produktionsprognosen geothermischer Aquifere in Deutschland.- „Der Geothermiekongress 2009“. 13 S.; Bochum.

6 Reservoircharakterisierung mittels Porenraumanalysen und Permeabilitätsmessungen an Bohrkernen der Bohrung Moosburg SC 4

Im folgenden Kapitel werden die Methoden zusammengefasst, welche zur Untersuchung der Bohrkern aus der Bohrung Moosburg SC 4 angewendet wurden. Es werden die Ergebnisse der Laboruntersuchungen und optischen Messverfahren dargestellt und abschließend ihre Bedeutung für die Hydraulik des Malmaquifers diskutiert.

Das **Probenmaterial** umfasst 19 Kernmarsche aus der Bohrung Moosburg SC 4. Die Proben wurden entsprechend ihrer Lithologie ausgewählt und repräsentieren die lithostratigraphischen Horizonte des Malm δ bis ζ und den Purbeck. Die Kalksteine der Klasse I entstammen den Beckenablagerungen (Schichtfazies) des Purbeck und Malm ζ 3-5. Die fein- und mittel-grobkristallinen Dolomite (Klasse IIa und IIb) repräsentieren die bankigen und zum Teil kavernösen Ablagerungen der Massenfazies des Malm δ bis ζ 2. Die Einteilung der Dolomite erfolgte anhand der Kristallgröße in feinkristalline (20 – 120 μm) und mittel- bis grobkristalline Dolomite (50 – 300 μm) in Anlehnung an LUCIA (1995). Der Schwerpunkt der Untersuchungen lag auf der hydraulischen Parametrisierung der dolomitischen Faziesbereiche, welche die potenziellen Speichergesteine des Malmaquifers im süddeutschen Molassebecken aufbauen. Die Messungen der Kalksteine liefern erste Hinweise zur Matrixpermeabilität der Schichtfazies im Malmaquifer. Eine Probenliste mit Teufenangabe, Höhe der Probenkörper, Angaben zur Fazies und Lithologie ist in Tabelle 6.1 gegeben. Detaillierte Beschreibungen der Kernmarschen können den Arbeiten von MEYER (1994) und BÖHM et al. (2011) entnommen werden.

Tab. 6.1: Klassifikation der Proben anhand ihrer Lithologie in Kalksteine (Klasse 1), feinkristalline Dolomite (Klasse 2a) und mittel- bis grobkristalline Dolomite (Klasse 2b). Die Proben repräsentieren die lithostratigraphische Abfolge von Malm Delta bis Purbeck. Durchmesser der Kerne: 7,8 cm

Probe	Teufe [m]	Stratigraphie (MEYER, 1994)	Höhe der Probe [cm]	Lithologie (Lithofaziestyp nach MEYER & SCHMIDT-KALER, 1989)	Klasse	Anzahl Proben
KM 20	1103	Purbeck	4,80	Kalksteine (Schichtfazies)	I	4
KM 23	1134	Zeta 4-5	4,90			
KM 26	1148	Zeta 4-5	4,80			
KM 37	1221	Zeta 3	4,90			
KM 47	1256	Zeta 2	5,05	Feinkristalline Dolomite (Massenfazies)	IIa	9
KM 51	1267	Zeta 2	5,25			
KM 60	1288	Zeta 2	4,75			
KM 63	1309	Zeta 1	4,00			
KM 66	1318	Zeta 1	4,55			
KM 70	1327	Zeta 1	5,10			
KM 75	1338	Zeta 1	4,90			
KM 80	1353	Zeta 1	4,65			
KM 83	1369	Epsilon	5,05	Mittel- bis grobkristalline Dolomite (Massenfazies)	IIb	6
KM 88	1393	Epsilon	5,20			
KM 89	1398	Epsilon	13,00			
KM 92	1418	Epsilon	3,75			
KM 94	1429	Delta-Epsilon	3,60			
KM 95	1439	Delta	4,90			
KM 101	1475	Delta	4,70			

6.1 Methodik des Kernmessprogramms

6.1.1 Bestimmung der optischen Porosität mittels digitaler Bildanalyse

Die digitale Bildanalyse wird als Werkzeug zur Quantifizierung des Porenraums anhand von Dünnschliffen eingesetzt (MAERZ et al. 2010). Unter Anwendung dieser Methodik werden die Kristall- und Porengrößen sowie Porenform und Verteilungsmuster nach ANSELMETTI et al. (1998) bestimmt. Verwendet werden für die Analyse mit „Porenraum-Blau“ eingefärbte petrographische Dünnschliffe der 19 Kernmarschen. Die Orientierung der Dünnschliffe ist parallel zur Durchströmungsrichtung. Bilder aus der Rasterelektronenmikroskopie (REM) und der Magnetresonanztomographie (MRT) stehen für die Analyse der Probe KM 89 exemplarisch zur Verfügung.

Das verwendete Verfahren basiert auf der Differenzierung von Farbwerten in einem digitalen Bild. Alle Analysen wurden mit der Software JMicroVision durchgeführt. Über das Instrument „räumliche Kalibrierung“ kann eine Längeneinheit vorgegeben werden, anhand der die Pixel konvertiert werden. Dieser Maßstab wird automatisch auf alle weiteren Messungen übertragen. Mit der Methode „2D Messung“ lässt sich die Gesamtfläche des Bildes ermitteln. Die Eingrenzung des Porenraums erfolgt anschließend über die Methode „Objekt-Extrahierung“. Hier wird eine Klasse erstellt, die den Porenraum segmentiert. Bei der Analyse der Bilder aus der Rasterelektronenmikroskopie wird der Porenraum im Farbbereich von dunkelgrau bis schwarz identifiziert (Abb. 6.1 a). Bei den eingefärbten Dünnschliffen charakterisiert die blaue Farbe des Epoxidharzes den Porenraum (Abb. 6.1 b). In den Schnittbildern der Magnetresonanztomographie ist der Porenraum weiß bis hellgrau (Abb. 6.1 c).

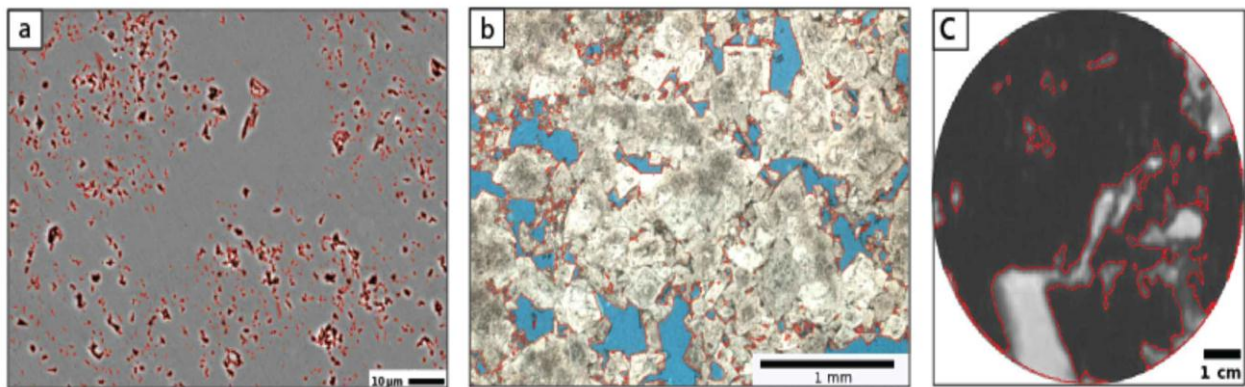


Abb. 6.1: Digitale Bildanalyse; die rotumrandeten Bereiche kennzeichnen den Porenraum;
a: Rasterelektronenmikroskop, Porenraum in schwarz; b: Optische Mikroskopie, Porenraum in blau;
c: horizontales Schnittbild der Magnetresonanztomographie, Porenraum in weiß

Die Porenräume können durch die Auswahl von Grenzbereichen in den drei Grundfarben Rot, Grün und Blau oder in Intensität, Farbton und Sättigung festgelegt werden. Die Software berechnet aus dem gewählten Farbbereich die optischen Parameter für jede einzelne Pore.

Parameter der quantitativen und qualitativen Porenraumbeschreibung

Es können zwei Gruppen von Parametern unterschieden werden. Zum einen globale Parameter, die das gesamte Bild (Dünnschliff oder Schnittbild) beschreiben und zum anderen individuelle Parameter, die jede Pore einzeln charakterisieren (Tab. 6.2).

Tab. 6.2: Quantitative Parameter, welche bei der digitalen Bilddatenanalyse zur Charakterisierung des Porenraums bestimmt wurden.

Art	Parameter	Beschreibung	Einheit
Global	Gesamtfläche (A_{tot})	Fläche des gesamten Bildes	μm^2
	Gesamtporenfläche (A_{por})	Fläche des Porenraums; entspricht der Summe aller Porenflächen	μm^2
	Porenanzahl	Anzahl aller detektierten Poren	-
	Porosität (ϕ)	Gesamtporenfläche im Verhältnis zur Gesamtfläche	%
Individuell	Porenfläche (A_n)	Fläche einer Pore	μm^2
	Porenumfang (P)	Umfang einer Pore	μm
	Porenlänge	Länge der Pore entlang der Hauptachse	μm
Abgeleitet	Porenformfaktor (γ)	Verhältnis von Umfang zur Fläche einer Pore; γ dient zur Unterscheidung zwischen runden und elliptischen Porenformen	-

Porositätsbestimmung

Die aus der Bildanalyse abgeleitete Porosität (ϕ) berechnet sich aus dem Verhältnis der Gesamtporenfläche (A_{por}) zur Gesamtfläche (A_{tot}) des Bildes (Gl. 6.1). Die Gesamtporenfläche entspricht wiederum der Summe aller individuellen Porenflächen (A_n). Dabei ist zu beachten, dass der abgebildete Porenraum der Dünnschliffe aus der Rasterelektronenmikroskopie und der optischen Mikroskopie der Gesamtporosität entspricht, wohingegen in den Schnittbildern der Magnetresonanztomographie die effektive Porosität abgebildet wird.

$$\phi = \frac{A_{por}}{A_{tot}} = \frac{\sum A_n}{A_{tot}} \quad [-] \quad (Gl. 6.1)$$

Hierin bedeuten: ϕ : Porosität; A_{por} : Gesamtporenfläche; A_{tot} : Gesamtfläche; A_n : individuelle Porenfläche

Zur Betrachtung der Gesamtporosität des Gesteins wurden die Poren in Mikroporen, Makroporen und Megaporen unterteilt. Die Grenze zwischen Mikro- und Makroporen wird auf eine Porenfläche von $50 \mu\text{m}^2$ festgelegt, was ungefähr einer Porenlänge von $10 \mu\text{m}$ entspricht. Es wird vereinfacht angenommen, dass die Porenlänge ungefähr der Wurzel aus der Porenfläche entspricht (ANSELMETTI et al. 1998). Die Grenze zwischen Makro- und

Megaporen wird aufgrund der gemessenen Porengrößen im optischen Mikroskop und bei den Schnittbildern der Magnetresonanztomographie auf eine Porenfläche von $500.000 \mu\text{m}^2$ festgelegt. Die an der Probe KM 89 ermittelte Mikroporosität basiert auf der Auswertung der mit dem Rasterelektronenmikroskop (REM) erhaltenen Bilder. Die Makroporosität setzt sich aus den Werten der optischen Mikroskopie (OM) und die Megaporosität aus den Horizontalschnitten der Magnetresonanztomographie (MRT) zusammen. Hier werden die Horizontalschnitte verwendet, weil sie dieselbe Lage wie die Dünnschliffe bei KM 89 aufweisen. Bei allen anderen Proben sind die Dünnschliffe vertikal orientiert. Die Gesamtporosität ergibt sich aus der Summe der einzelnen Porositäten (Gl. 6.2).

$$\phi_{\text{tot}} = \phi_{\text{mic}} + \phi_{\text{mac}} + \phi_{\text{meg}} \quad [-] \quad (\text{Gl. 6.2})$$

hierin bedeuten:

ϕ_{tot} : Gesamtporosität; ϕ_{mic} : Mikroporosität; ϕ_{mac} : Makroporosität; ϕ_{meg} : Megaporosität

Stehen der Auswertung nur Daten aus der optischen Mikroskopie zur Verfügung, beschränkt sich die Bestimmung der Gesamtporosität auf die Makro- und Megaporosität.

Bestimmung der Porengrößenverteilung

Ausgehend von den Daten der digitalen Bildanalyse kann eine detaillierte Beschreibung der Porengrößenverteilung vorgenommen werden. Über diese Verteilung lassen sich die am häufigsten auftretenden Porengrößen und somit die dominierenden Porentypen ermitteln. Die Porengröße wird im Folgenden über die Fläche der Poren definiert. Hierzu werden die Poren zunächst nach ihrer Fläche (Porenfläche A_n) in sieben Klassen unterteilt (Tab. 6.3).

Tab. 6.3: Einteilung der Poren in sieben Porengrößenklassen

Porentyp	Porenfläche A_n [μm^2]
Mikroporen	< 50
	50 – 500
Makroporen	500 – $5 \cdot 10^3$
	$5 \cdot 10^3$ – $5 \cdot 10^4$
	$5 \cdot 10^4$ – $5 \cdot 10^5$
Megaporen	$5 \cdot 10^5$ – $5 \cdot 10^6$
	> $5 \cdot 10^6$

Die erste Klasse $A_n < 50 \mu\text{m}^2$ umfasst die Mikroporen. Die vier Klassen im Bereich von 50 bis $5 \cdot 10^5 \mu\text{m}^2$ beschreiben die Makroporen und die beiden größten Klassen von $5 \cdot 10^5 \mu\text{m}^2$ bis $5 \cdot 10^6 \mu\text{m}^2$ und $> 5 \cdot 10^6 \mu\text{m}^2$ bilden die Megaporen. Die Aufteilung ist logarithmisch, so dass jede Klasse eine Größenordnung umfasst.

Für jede Klasse werden nach Gleichung 6.3 die Anteile ϕ_n an der Gesamtporosität berechnet. In der Formel wird der Quotient aus der Summe aller Porenflächen einer bestimmten Klasse und der Gesamtporenfläche A_{por} gebildet.

$$\phi_n = \frac{\sum A_n}{(A_{por})} \quad [-] \quad (Gl. 6.3)$$

hierin bedeuten: ϕ_n : Anteil an der Porosität; A_n : Porenfläche; A_{por} : Gesamtporenfläche

Die Mikroporosität beschreibt Poren innerhalb der Dolomitkristalle. Diese Poren sind untereinander nicht verbunden (Abbildung 6.1 a) und zählen daher nicht zur effektiven Porosität des Gesteins. Die Mikroporosität liefert also keinen nennenswerten Beitrag zur Permeabilität (KOCH & SOBOTT 2005) und wird nur an KM 89 exemplarisch untersucht. Für Betrachtungen der Relation zwischen Permeabilität und Porosität ist sie zu vernachlässigen.

Bestimmung der Porenformverteilung

Zur Charakterisierung der Porosität spielt neben der Porengröße auch die Porenform eine wichtige Rolle (EHRlich et al. 1991). Bei länglichen Poren, z.B. Kluftporen, und komplizierten, verzweigten Strukturen ist die Wahrscheinlichkeit zur Ausbildung eines verbundenen Porennetzwerkes größer als bei runden Poren, woraus eine höhere Permeabilität des Gesteins folgt (ANSELMETTI et al. 1998). Abbildung 6.2a zeigt ein Beispiel für runde Poren, wohingegen in Abb. 6.2b längliche Porenformen dominieren. Die Porosität ist in beiden Bildern identisch ($\Phi = 28\%$). Die Permeabilität ist dagegen im rechten Bild signifikant höher.

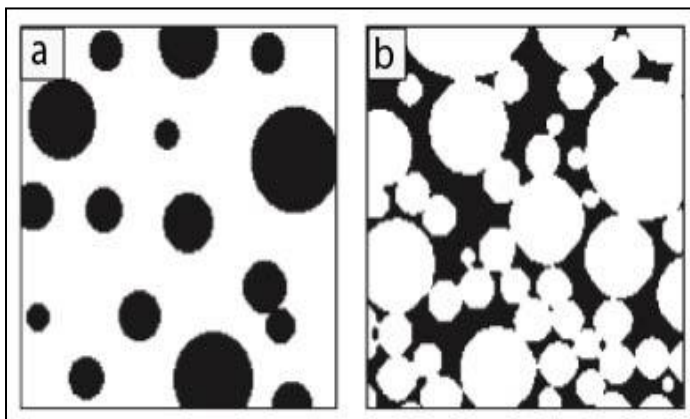


Abb. 6.2: Vergleich des mittleren Porenformparameters $\bar{\gamma}$ von zwei porösen Gesteinen mit gleicher Porosität ($\phi = 28\%$, schwarz = Porosität, weiß = Gestein). Im linken Bild liegt $\bar{\gamma}$ bei 1,06, im rechten Bild ist $\bar{\gamma} = 2,40$. (aus ANSELMETTI et. al 1998)

Zur Beschreibung der Porenform wurden von ANSELMETTI et al. (1998) der Porenformparameter γ eingeführt (Gl. 6.4). Er beschreibt das Verhältnis des Porenumfangs zur Porenfläche und damit die Vernetzung einer Pore. Mit der Erweiterung um $2\sqrt{\pi}$ wird dieser normiert, so dass er für einen Kreis den Wert 1 annimmt. Eine ideale Zwickelpore hat einen γ -Wert von 1,9. Kluftporen können einen γ -Faktor > 5 erreichen (ANSELMETTI et al. 1998). Werte kleiner eins sind theoretisch nicht möglich, praktisch treten solche Werte jedoch als Unschärfe bei der digitalen Bildanalyse in Folge zu komplexer Porenformen auf und werden dann nach Prüfung vor der Auswertung eliminiert. Anzumerken ist hierbei, dass die Porenfläche durch die eingesetzte Software minimal überschätzt wird.

$$\gamma = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} \quad [-] \quad (Gl. 6.4)$$

hierin bedeuten: γ : Porenformparameter; P : Umfang; A : Fläche

Ein Mittelwert für den Gamma-Faktor lässt sich über die Gewichtung mittels der Porenfläche berechnen (Gl. 6.5). So wird verhindert, dass die Porenform kleiner Poren gegenüber der von großen, für die Permeabilität bedeutenderen Poren, überbewertet wird.

$$\bar{\gamma} = \frac{\sum_i (A_i \times \gamma_i)}{\sum_i A_i} \quad [-] \quad (\text{Gl. 6.5})$$

hierin bedeuten:

$\bar{\gamma}$: normierter Porenformparameter; A_i : Fläche einer Pore; γ_i : Porenformparameter einer Pore

Die Porenformparameter γ und $\bar{\gamma}$ wurden anhand der Dünnschliffbilder und bei KM 89 zusätzlich an den Bildern der Rasterelektronenmikroskopie und den horizontalen Schnittbildern aus der Magnetresonanztomographie berechnet.

6.1.2 Bestimmung des wassererfüllten Porenraums

Der wassererfüllte Porenraum wird in Anlehnung an die Wassergehaltsbestimmung durch Ofentrocknung nach DIN 18121-1 berechnet. Das trockene Probenmaterial wird vor der Anwendung der Methode aufgesättigt. Hierzu wird die Probe in ein Wasserbad mit einem Wasserstand von 1 cm Höhe eingebracht und durch sukzessive Erhöhung des Wasserstands über mehrere Tage von unten nach oben gesättigt. Nach Abschluss der Sättigungsphase wird der Wassergehalt mittels Ofentrocknung nach Gleichung 6.6 bestimmt.

$$m_w = m_s - m_d \quad [\text{mg}] \quad (\text{Gl. 6.6})$$

hierin bedeuten:

m_w : Masse des in der Probe vorhandenen Wassers [mg]

m_s : Masse der gesättigten Probe [mg]

m_d : Masse der trockenen Probe [mg]

Hierüber lässt sich der wassererfüllte Porenraum berechnen (Gl. 6.7).

$$\phi_s = \frac{V_w}{V_z} = \frac{\rho_T \cdot m_w}{\pi \cdot r^2 \cdot h} \quad [-] \quad (\text{Gl. 6.7})$$

hierin bedeuten:

ϕ_s : wassererfüllter Porenraum

V_w : Volumen des in der Probe befindlichen Wassers [cm³]

V_z : Volumen der Probe [cm³]

ρ_T : Dichte des Wassers bei einer bestimmten Temperatur [mg/cm³]

m_w : Masse des in der Probe vorhandenen Wassers [mg]

r : Radius der Probe [cm]

h : Höhe der Probe [cm]

Der wassergesättigte Porenraum setzt sich aus der nutzbaren Porosität (effektiven Porosität) und dem Haftwasseranteil zusammen. Dabei ist zu beachten, dass der Haftwasseranteil bei feinkörnigen Proben sehr hoch ist.

6.1.3 Permeabilitätsbestimmung mittels Hochdruckpermeameteruntersuchungen

Die Messungen der Permeabilität erfolgte mit einem Hochdruckpermeameter der Firma PERO, dessen Aufbau der Versuchsanordnung zur Bestimmung der Durchlässigkeit mittels Triaxialzellen nach DIN 18130-1 entspricht. Das Hochdruckpermeameter ermöglicht eine simultane Messung von 3 Proben mit einem Durchmesser von bis zu 10 cm und einer maximalen Höhe von 15 cm. Der Druck wird durch einen ölgeschmierten Luftkolbenkompressor der Firma Jun-Air generiert, welcher einen Druckaufbau bis zu 15 bar ermöglicht. Die Druckregelung erfolgt digital mittels des Steuerprogrammes PETROLOG 3 über die Druckregeleinrichtung PNEUMAT 2. Die einzelnen Druckvariationen werden hierbei kontinuierlich auf dem separaten Datalogger MEC 32 aufgezeichnet. Über die Schaltleiste WD-3 PN werden die drei Versuchsplätze simultan angesteuert. Jeder Versuchsplatz baut sich aus einer Triaxialzelle und einem zugehörigen Büretten-Messblock auf (Abb. 6.3).



Abb. 6.3: Aufbau des Hochdruckpermeameters. Das Gerät setzt sich aus Druckerzeuger (Kompressor – unten Mitte), Druckregeleinrichtung (unten rechts), Schaltleiste (oberer Bildrand) und den drei Messplätzen, jeweils bestehend aus Bürettenblock und Triaxialzelle, zusammen. Die Ansteuerung und Datenaufzeichnung erfolgt mittels eines PCs und eines angeschlossenen Datenloggers (unten links).

Der Versuchsaufbau basiert auf dem Gesetz von DARCY (Gl. 6.8), welches die Berechnung der Wasserdurchlässigkeit von Gesteinen ermöglicht. Der Durchlässigkeitsbeiwert k_f ist das Maß für die Wasserwegsamkeit eines Gesteins, welche vom Volumen und der Geometrie der Poren zwischen den Gesteinspartikeln, sowie von der Viskosität der Flüssigkeit, die durch die Poren strömt, abhängt.

$$k_f = \frac{Q}{A \cdot I} \quad [m/s] \quad (Gl. 6.8)$$

hierin bedeuten:

k_f : Durchlässigkeitsbeiwert [m/s]

Q : Volumenstrom [m^3/s]

A : durchströmte Querschnittsfläche [m^2]

I : hydraulischer Gradient [-]

Der ermittelte k_f -Wert wird nach DIN 18130-1 auf eine Vergleichstemperatur von $T = 10^\circ C$ umgerechnet (GL. 6.9), da die Viskosität des Wassers von der Temperatur abhängig ist und daher den k_f -Wert beeinflusst.

$$k_{f10} = \frac{1,359}{1 + 0,0337 \cdot T + 0,00022 \cdot T^2} \cdot k_T \quad [m/s] \quad (GL. 6.9)$$

hierin bedeuten:

T : Wassertemperatur während des Versuches [$^\circ C$]

k_T : ermittelter Durchlässigkeitsbeiwert bei der Temperatur T [m/s]

Die Berechnung der Permeabilität K nach Gleichung 6.10 ermöglicht eine fluidunabhängige Betrachtung der gesteinspezifischen Durchlässigkeit.

$$K = \frac{Q \cdot \nu \cdot \rho \cdot l}{A \cdot \Delta p} \cdot 9,86923 \cdot 10^{-16} \quad [mD] \quad (Gl. 6.10)$$

hierin bedeuten:

K : Permeabilität [mD]

Q : Volumenstrom [m^3/s]

A : durchflossene Fläche [m^2]

l : durchströmte Länge [m]

Δp : Druckdifferenz [Pa]

ν : kinematische Viskosität [m^2/s]

ρ : Dichte des Wassers [kg/m^3]

Die kinematische Viskosität (ν) wird hierin nach BOHL & ELMENDORF (2005) in Abhängigkeit von der Temperatur T nach Formel 6.11 berechnet:

$$\nu = \frac{1,78 \cdot 10^{-6}}{1 + 0,0337 \cdot T + 0,000221 \cdot T^2} \quad [m^2/s] \quad (Gl. 6.11)$$

hierin bedeuten:

ν : kinematische Viskosität [m^2/s]

T : Temperatur des Wassers [$^{\circ}C$]

Die vorgesättigten Proben (vgl. Kap. 6.1.2) werden zur Vermeidung von Randumläufigkeiten mit einer Gummihülle ummantelt und im Wasserbad in die Triaxialzelle eingebaut. In einer Triaxialzelle werden zwei getrennte Druckkreisläufe angeschlossen. Der Zelldruck im äußeren Zylinder presst mit einem Überdruck von 0,5 bis 1 bar die Gummihülle gegen den Probekörper und verhindert hierüber jegliche Randumläufigkeit. Der zweite Druckkreislauf steuert die Durchströmung der Probe (Abb. 6.4). Die Druckdifferenz von Oberwasserdruck zu Unterwasserdruck generiert ein hydraulisches Gefälle im Probekörper.

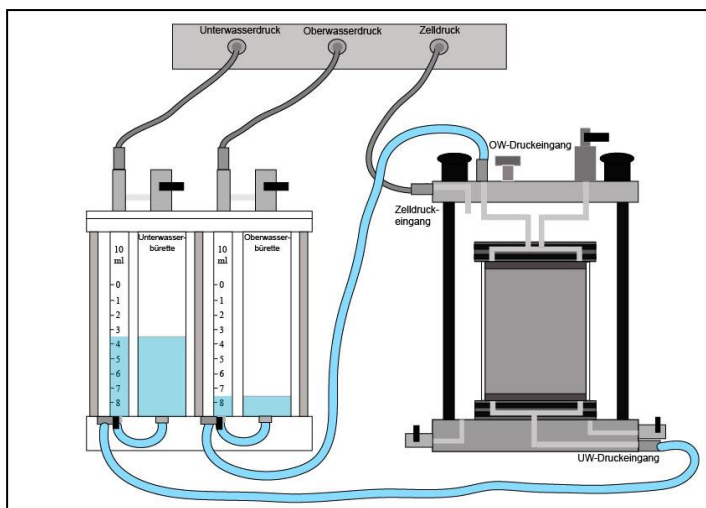


Abb. 6.4: Schematischer Aufbau eines Messplatzes zur Bestimmung der hydraulischen Durchlässigkeit schwach bis sehr schwach durchlässiger Gesteine mittels Triaxialzelle. Luftdruck wird über eine Schalteiste (oben) auf den Büettenblock (links) aufgebracht. Wassergefüllte Schläuche verbinden die Ober- und Unterwasserbürette mit der Triaxialzelle (rechts). Der Zelldruck wird direkt von der Schalteiste auf die äußere Kammer der Triaxialzelle aufgebracht.

Vor dem Beginn der Durchlässigkeitsmessung wird der Probekörper vollständig aufgesättigt, indem er von beiden Seiten (Ober- und Unterwasser) mit stufenweise gesteigerten Druck beaufschlagt wird, bis kein Wasser mehr in den Probekörper einströmt (Abb. 6.5). Die Volumenmessung erfolgt an einem der Triaxialzelle vorgeschalteten Büettenblock mit einer Messgenauigkeit von $V = 0,5 \text{ ml}$. Bei konstanten Volumenströmen von Zu- und Ablauf werden die Volumenmessungen für jede Druckdifferenzstufe aufgezeichnet und der Durchlässigkeitsbeiwert aus dem Durchfluss und dem hydraulischen Gradienten berechnet.

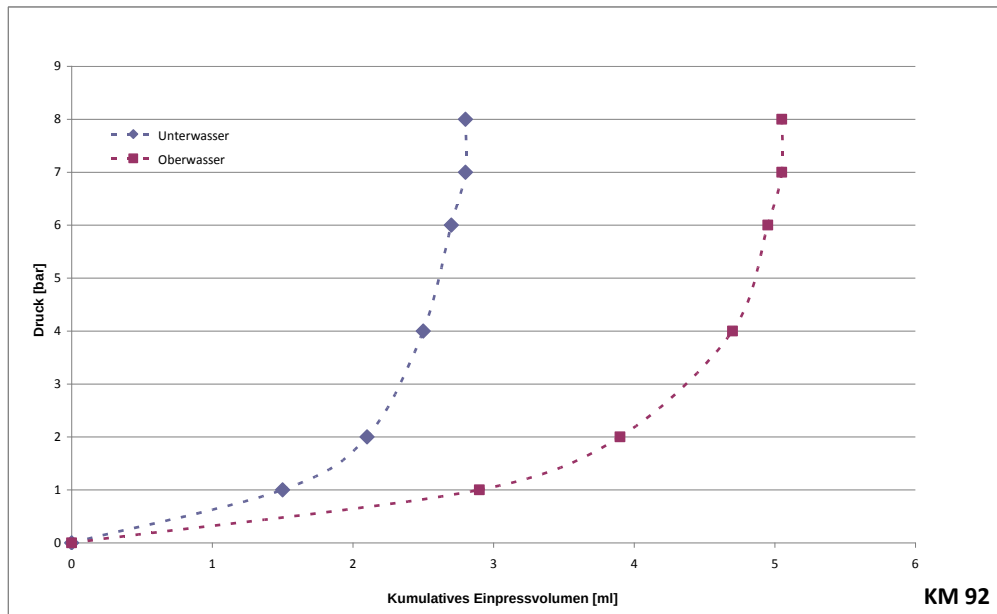


Abb. 6.5: Sättigungsverhalten der Probe KM 92. Mit steigendem Druck nehmen die Einpressvolumina von Ober- und Unterwasser ab. Bei der Steigerung des Drucks von 7 auf 8 bar konnten keine messbaren Änderungen im Einpressvolumen mehr festgestellt werden. Die Probe kann als technisch vollständig gesättigt gelten.

6.2 Ergebnisse

Die Unterkapitel dieses Abschnitts gliedern sich jeweils in eine detaillierte Beschreibung des Porenraums und der Permeabilität des Bohrkerns KM 89 und die Ergebnisse der Untersuchungen an den weiteren 18 Proben aus der Bohrung Moosburg SC 4, bei welchen allerdings keine Bilder aus Rasterelektronenmikroskop und Magnetresonanztomographie eingesetzt wurden. Bei diesen erfolgte die Permeabilitätsmessung grundsätzlich nur in vertikale Richtung, wohingegen bei KM 89 auch die horizontale Durchlässigkeit bestimmt wurde.

6.2.1 Porosität

Anhand der Kernmarsch KM 89, mit seinem Netzwerk aus horizontal verbundenen Lösungsporen in einer mittel- bis grobkristallinen zuckerkörnigen Matrix werden die unterschiedlichen Porengrößen exemplarisch über alle Skalenbereiche von Mikro- bis Megaporosität detailliert beschrieben.

Die Gesamtporosität der Probe KM 89 wird mittels optischer Bestimmungsverfahren anhand von Dünnschliffen, Bildern aus dem Rasterelektronenmikroskop und horizontalen Schnitten aus der Magnetresonanztomographie berechnet. Die Poren werden anhand ihrer Größe in Mikro-, Makro- und Megaporen in Anlehnung an ANSELMETTI et al. (1998) eingeteilt.

Mikroporen besitzen eine Porengröße $< 50 \mu\text{m}^2$, Porengrößen zwischen $50 \mu\text{m}^2$ und $0,5 \text{ mm}^2$ sind charakteristisch für Makroporen. Poren mit einer Fläche $> 0,5 \text{ mm}^2$ werden als Megaporen bezeichnet.

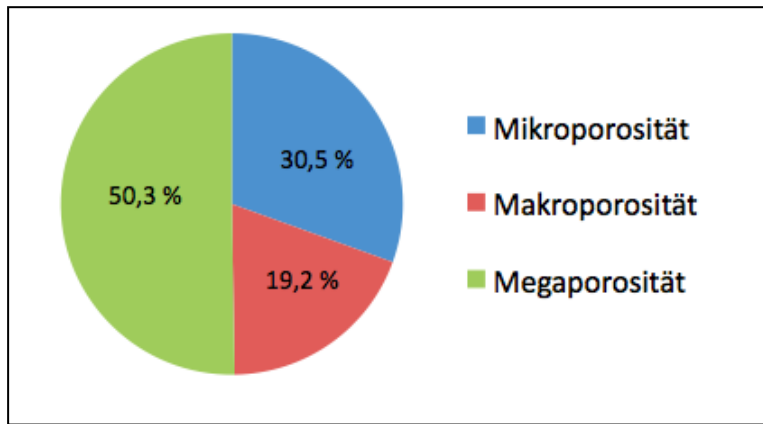


Abb. 6.6: Porenraumanalyse des KM 89. Verteilung der einzelnen Porengrößen an der Gesamtporosität ($\Phi_{\text{tot}} = 19,3 \%$)

Im Bohrkern KM 89 dominiert die Megaporosität mit einem Anteil von 50,3 % der Gesamtporosität. Die Makroporosität repräsentiert 19,2 % des Porenraums und die Mikroporosität hat einen Anteil von 30,5 % an der Gesamtporosität (Abb. 6.6).

Die Streuung der einzelnen Porositätsgrößen ist ein Maß für die Homogenität des Porenraums. Die Mikroporosität variiert in 36 analysierten Bildern aus sechs Proben, welche unter dem Rasterelektronenmikroskop aufgenommen wurden, zwischen 0,8 % und 17,7 % (Abb. 6.7).

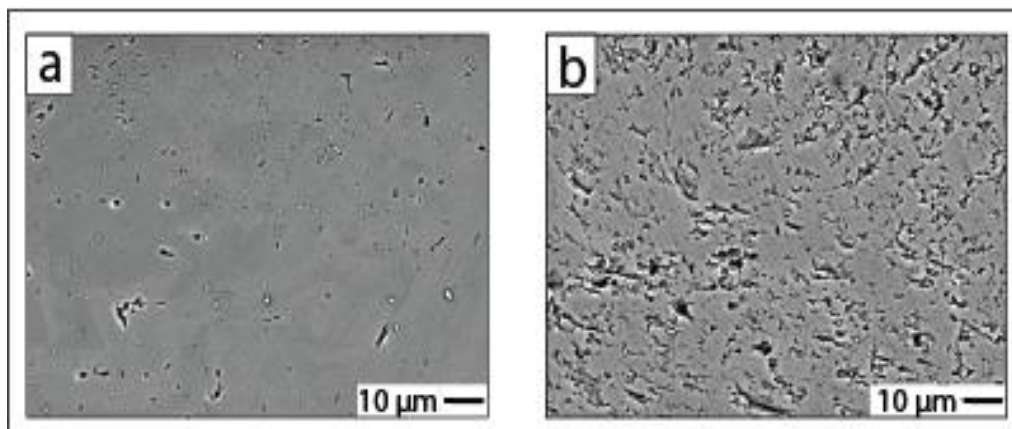


Abb. 6.7: Aufnahmen unter dem Rasterelektronenmikroskop. In grau wird das Gestein dargestellt. Die schwarzen Flächen repräsentieren den in dieser Auflösung sichtbaren Porenraum. a: geringe Porosität ($\phi = 0,8 \%$); b: hohe Porosität ($\phi = 17,7 \%$)

Die Makroporosität zeigt eine Streuung zwischen 0 % und 17,7 % (Abb. 6.8). In diese Berechnung gehen 81 Dünnschliffbilder aus sechs Dünnschliffen ein. Die Megaporosität liegt im Minimum bei 2,0 % und im Maximum bei 19,8 % (Abb. 6.9). Analysiert wurden hier 19 horizontale Schnittbilder aus der Magnetresonanztomographie.

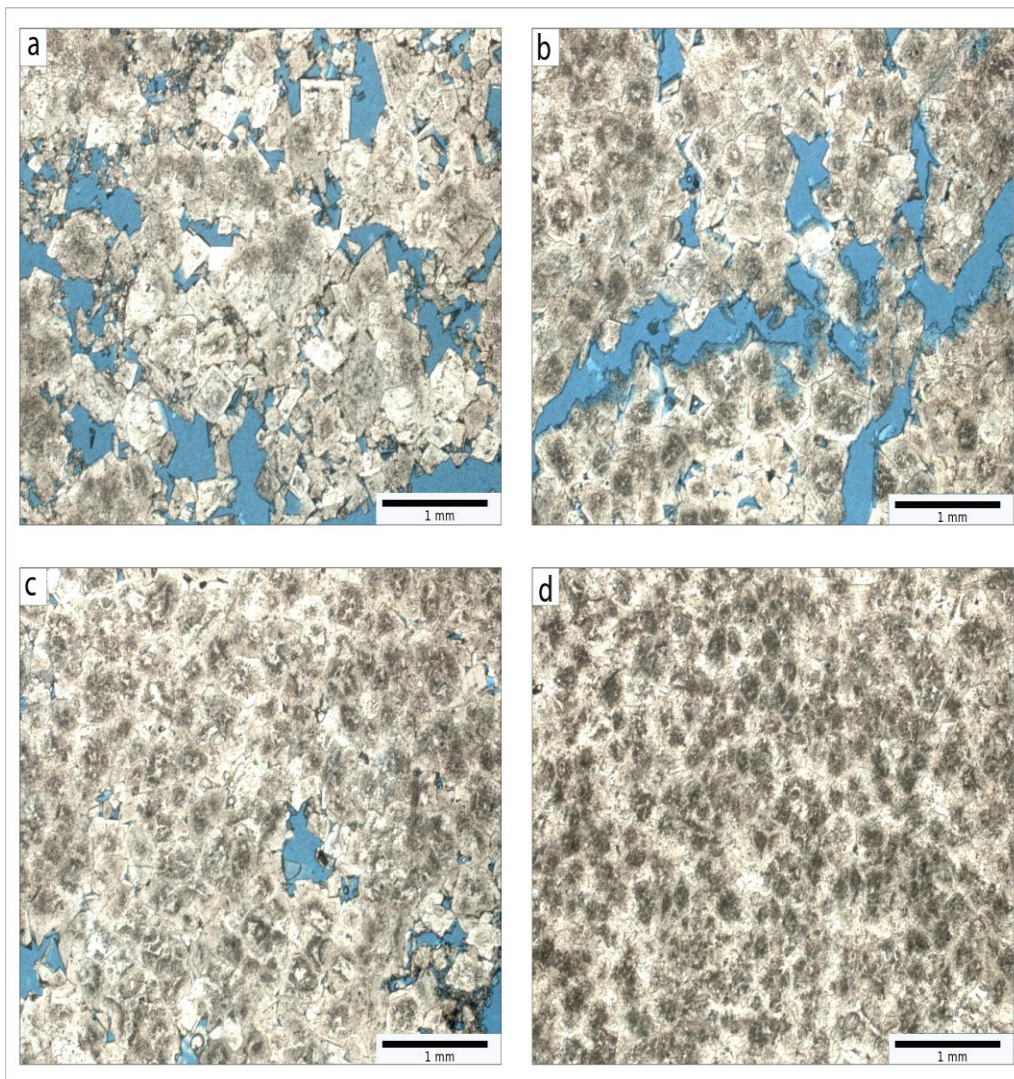


Abb. 6.8: Dünnschliffaufnahmen des Bohrkerns KM-89 mit 6-facher Vergrößerung. Der Porenraum ist mit blauem Epoxidharz eingefärbt. a: hoch poröse idiomorphe-hypidiomorphe Matrix ($\phi = 17,7 \%$); b: verbundenes Porennetzwerk ($\phi = 9,5 \%$), c: Partikellösungsporen ($\phi = 3,71 \%$), d: xenomorphe Matrix ($\phi = 0 \%$)

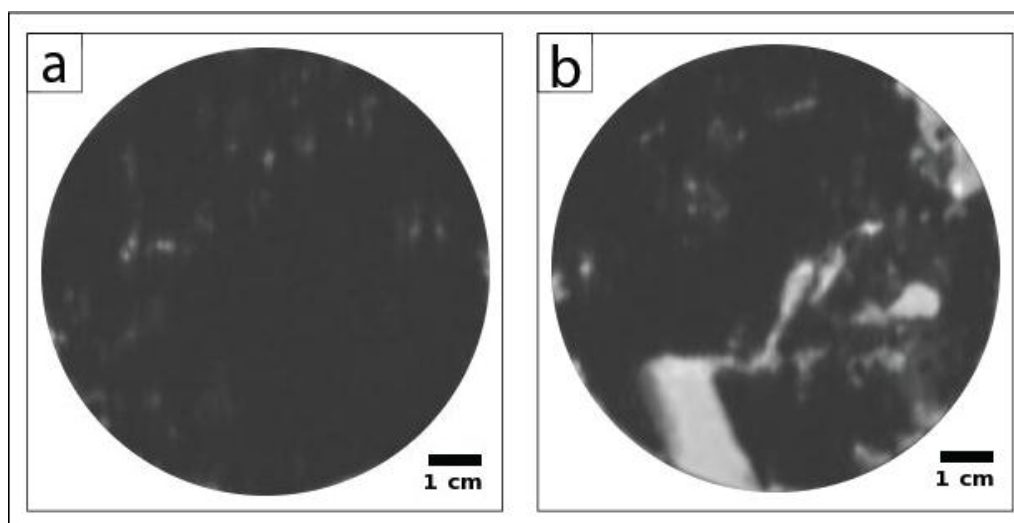


Abb. 6.9: Horizontale Schnitte aus der Magnetresonanztomographie; in schwarz ist das Gestein dargestellt, die grauen Flächen bilden den in dieser Auflösung sichtbaren Porenraum. a: geringe Porosität ($\phi = 2,0 \%$), b: hohe Porosität ($\phi = 19,8 \%$)

Die Schwankungsbreite der einzelnen Porositäten wird in Abbildung 6.10 zusammenfassend dargestellt. Innerhalb der Boxen befinden sich 50 % der Daten. Die Streuung der Porositätswerte ist bei allen Porengrößen vergleichbar hoch. Die Hälfte der Daten liegen bei Mikro- und Makroporosität im unteren Drittel der Variationsbreite. Bei der Megaporosität befindet sich die Hälfte der bestimmten Porositätswerte zwischen 7 % und 11 %. Hier sind auch die höchsten Porositätswerte (19,8 %) ermittelt worden. Die Variationen in den Porositätswerten spiegeln die Heterogenität des Gesteins wider.

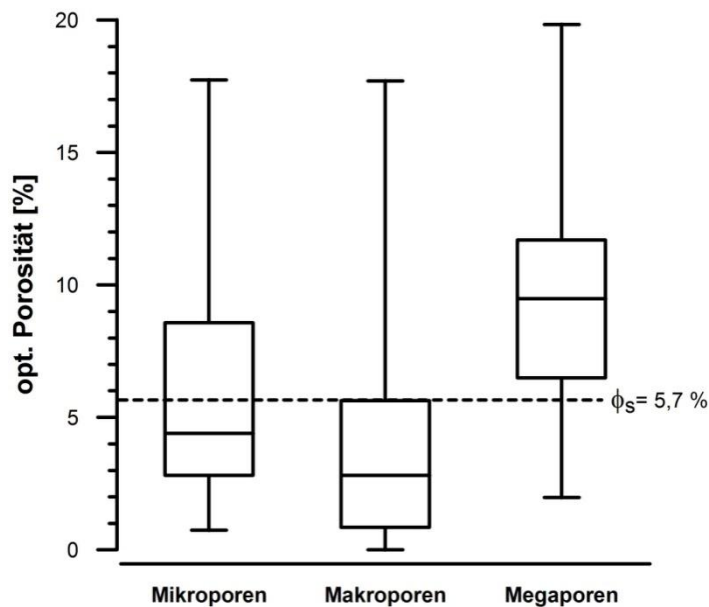


Abb. 6.10: Ergebnisse der optischen Porositätsbestimmung untergliedert nach Mikro-, Makro- und Megaporen im Vergleich zum wassererfüllten Porenraum (ϕ_s). Für die rasterelektronenmikroskopische Analyse der Mikroporosität wurden 36 Bilder aus sechs Proben verwendet. Die Daten der Makroporosität basieren auf der Auswertung von 81 Bildausschnitten unter dem optischen Mikroskop. Die Verteilung der Megaporosität beruht auf 19 horizontalen Schnittbildern aus der Magnetresonanztomographie. Die Bestimmung des wassererfüllten Porenraums ergab eine Porosität von $\phi_s = 5,7\%$ (gestrichelte Linie).

Die Berechnungen der Porosität aus der digitalen Bildanalyse des Bohrkerns KM 89 ergeben im Mittel eine Mikroporosität von $\phi_{mic} = 4,4\%$, eine Makroporosität von $\phi_{mac} = 2,8\%$ und eine Megaporosität von $\phi_{meg} = 9,5\%$. Daraus berechnet sich eine Gesamtporosität von $\phi_{tot} = 16,7\%$ (Abb. 6.10). Die Bestimmung der wassererfüllten Porosität mittels Ofentrocknung ergab einen Wert von $\phi_s = 5,7\%$. Dieser Wert kann als Minimalwert der wassererfüllten Porosität gelten. Bei der Bestimmung konnte nur der Wassergehalt der Makroporen und im Gestein eingeschlossener Megaporen bestimmt werden. Die nach außen offenen Gesteinslösungsporen entwässerten spontan nach der Entnahme aus dem Wasserbad und ihr Wassergehalt konnte bei der Wägung nicht berücksichtigt werden.

Porosität der Bohrkerns KM 20 bis KM 101 aus der Bohrung Moosburg SC 4

Exemplarisch werden die Ergebnisse der Bestimmung der optischen Porosität der drei lithologischen Klassen in Abbildung 6.11 illustriert. KM 26 repräsentiert einen Clypeina-Foraminiferen-Packstone der „Breisteinfazies“ nach Meyer (1994) mit einer optischen Matrixporosität von 1,3 %. Die Porengrößenklassen sind normalverteilt und deuten auf eine relativ homogene Porenverteilung in der Matrix hin. Den Bohrkern durchzieht eine verheilte subvertikale Kluft die sich nach unten hin aufteilt. Deren Einfluss auf den Gesamtporenraum wird in den Dünnschliffbildern nicht sichtbar.

Im mittleren Abschnitt der Abbildung ist ein poröser sehr fein- bis feiner Dolomit mit der höchsten gemessenen optischen Porosität von 42 % dargestellt. Seine Matrix baut sich aus überwiegend idiomorphen Kristallen mit Kristallgrößen von 20 bis 70 μm und einer sehr gut ausgebildeten Interkristallinporosität auf. Die einzelnen Porenräume sind überwiegend miteinander verbunden und bilden hierdurch einen großen zusammenhängenden Porenraum, was aus der Porengrößenverteilung ersichtlich wird.

Die Fraktion der mittel- bis grobkristallinen Dolomite (Klasse 2b) wird exemplarisch durch KM 101, einen mittelkristallinen (50-100 μm) kavernösen Dolomit, repräsentiert. Hypidiomorphe Kristalle finden sich im Bereich des großen Lösungshohlraums, dessen Fläche im Bereich von 50.000 bis 100.000 μm^2 liegt. Im Umfeld dieses dominierenden Hohlraums finden sich kleinere Poren, die xenomorphe Matrix hat keine sichtbaren Porenräume (Abb. 6.11).

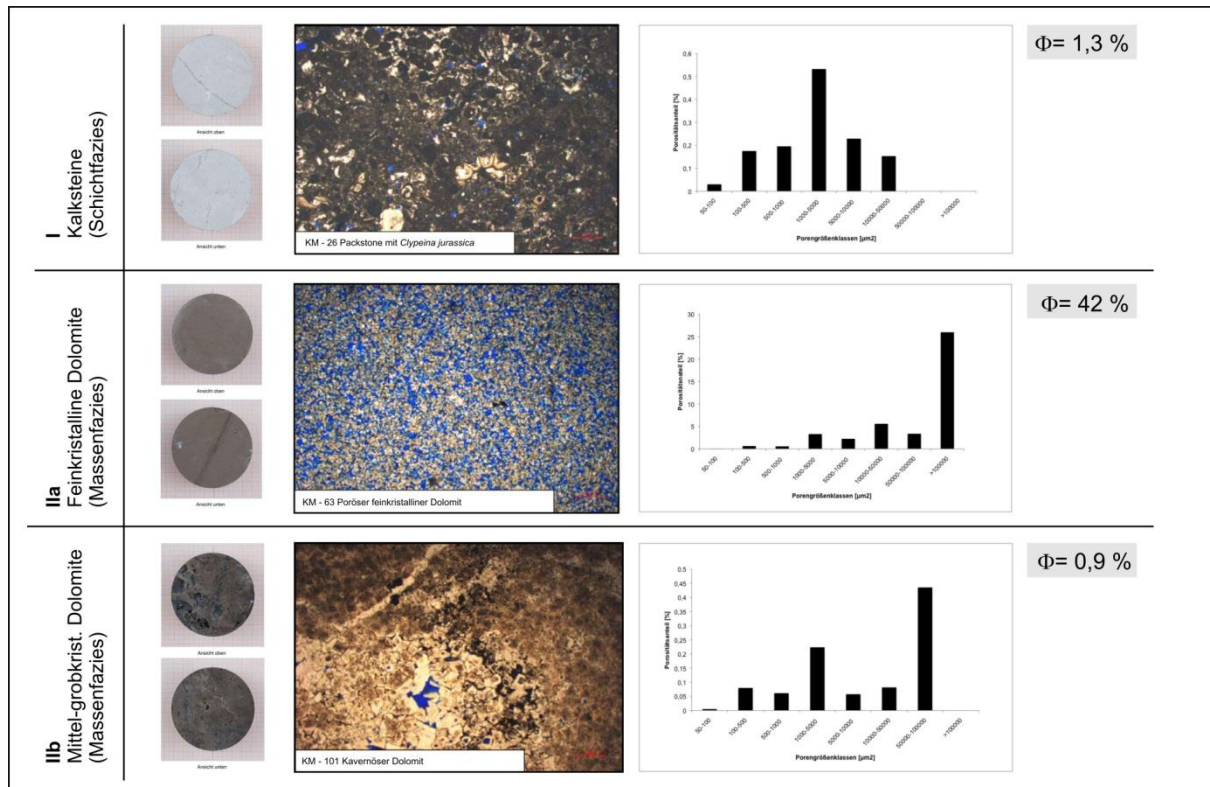


Abb. 6.11: Exemplarische Darstellung der Ergebnisse der optischen Porositätsbestimmung mittels digitaler Bilddatenanalyse für jeweils einen repräsentativen Bohrkern der einzelnen Klassen. Die Angaben in der Abbildung beziehen sich auf die optische Porosität.

Die Verteilung der optischen Porosität in den drei untersuchten Klassen lässt deutliche Unterschiede erkennen (Abb. 6.12 a). Während die vier Kalksteine der Klasse 1 nur eine geringe Streuung aufweisen, variieren die Porositäten der Dolomite der Klasse 2a (n= 9) und 2b (n= 6) relativ stark. Hier werden Spannweiten von 0,4 bis 41,8 % optischer Porosität (Klasse 2a) und von 0,9 bis 15,1 % (Klasse 2b) beobachtet. Um den Einfluss von Extremwerten auf die Mittelwertbildung möglichst gering zu halten, werden die Medianwerte als Mittelwert berechnet. Die mittlere Porosität liegt bei den feinkristallinen Dolomiten bei 1,2 % und damit deutlich unterhalb des Mittelwerts von 5,6 % Porosität bei den mittel- bis grobkörnigen Dolomiten. Bei den Kalksteinen (Klasse 1) wird eine noch geringere mittlere Porosität von 0,9 % berechnet.

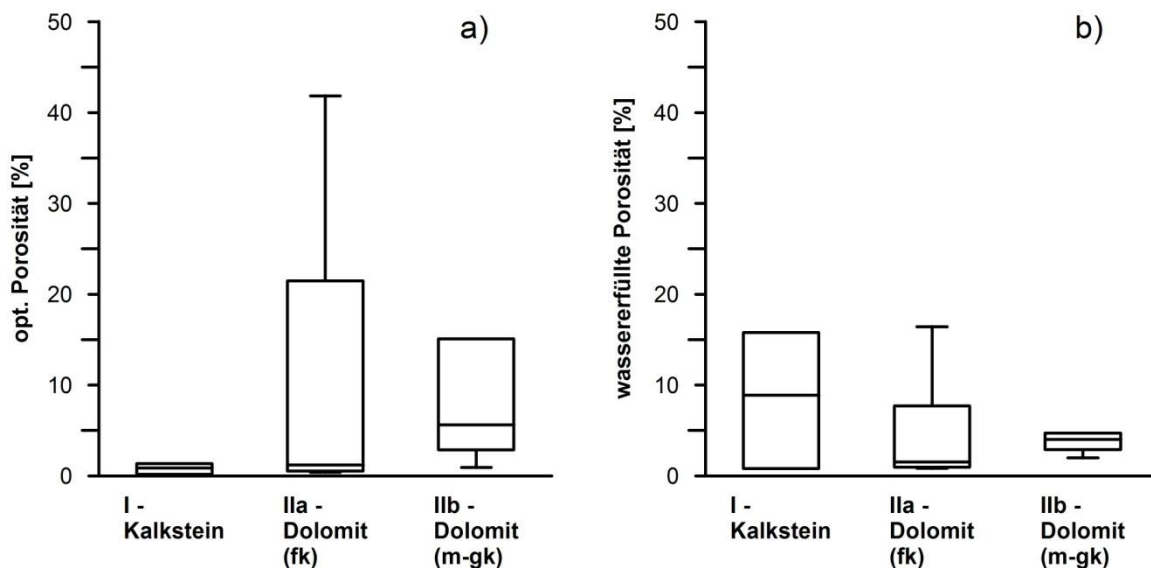


Abb. 6.12: Ergebnisse der optischen Porositätsbestimmung mittels digitaler Bilddatenanalyse (a) und Laborversuche zur Bestimmung der wasseregefüllten Porosität (b) an 18 Bohrkernen der Bohrung Moosburg SC 4. Die Einteilung erfolgte nach der lithologischen Klasseneinteilung.

Im Kontrast dazu stehen die in Abbildung 6.12 (b) dargestellten Ergebnisse der wasseregefüllten Porosität. Die Spannweiten sind hier insgesamt geringer, wobei auffällt, dass die Streuung der Werte bei der Klasse I zunimmt und bei den Dolomiten der Klassen IIa und IIb im Vergleich zur optischen Porosität abnimmt. Die Werte der Kalksteine variieren zwischen 0,8 und 15,8 %. Bei den feinkörnigen Dolomiten werden Werte von minimal 0,8 % und maximal 16,4 % bestimmt. Die geringste Streuung mit Werten von 2,0 bis 4,7% wird bei den mittel- bis grobkörnigen Dolomiten der Klasse 2b beobachtet. Interessant sind des Weiteren die bestimmten Medianwerte der einzelnen Klassen. Während die Werte der Dolomite mit Mittelwerten von 1,6 % (Klasse 2a) und 4,0 % (Klasse 2b) in etwa den Werten der optischen Porositätsbestimmung entsprechen, liegt der Medianwert der Kalksteine der Klasse 1 mit 8,9 % um den Faktor 10 über dem Mittelwert der optischen Porosität. Dies legt nahe, dass bei der optischen Porositätsbestimmung Porenräume in den Kalksteinen bei der gewählten Vergrößerung nicht erkennbar sind.

6.2.2 Kristall- und Porengeometrie

Die geometrischen Eigenschaften der Kristalle und Porenhohlräume sind entscheidend für die Durchlässigkeit eines Gesteins. Während idiomorphe und hypidiomorphe Kristalle Fluiden gute Wegsamkeiten aufgrund ihrer zahlreichen Zwischenräume bieten, sind xenomorphe Kristalle nahezu vollkommen miteinander verwachsen und dementsprechend nicht durchlässig. Auch die Porengröße hat einen signifikanten Einfluss auf die Wasserleitfähigkeit

von Gesteinen, da die Porenhalsdurchmesser entsprechend ihrer Öffnungsweite einen hohen oder geringen Durchfluss ermöglichen. Eine Kommunikation zwischen den Poren ist allerdings nur möglich wenn die einzelnen Poren untereinander vernetzt sind. Hierfür ist die Porenform ausschlaggebend.

6.2.2.1 Kristallmorphologie

Die Kristallmorphologie beschreibt die Kristallflächenausprägung der Kristalle. Idiomorphe Kristalle konnten, ohne Beeinträchtigung im Wachstum, die für Dolomite charakteristische trigonal-rhomboedrische Kristallform ausbilden. Häufig behindern sich aber die Kristalle in ihrem Wachstum gegenseitig und besitzen dann nur eine teilweise eigengestaltige Ausbildung. Diese Kristalle werden als hypidiomorph bezeichnet. Bei xenomorphen Kristallen konnten die Minerale ihre Eigengestalt infolge gegenseitiger Störungen beim Wachstum nicht entwickeln.

In den untersuchten Dünnschliffen wurden immer mehrere Kristallausprägungen nebeneinander beobachtet. Die Bestimmung der dominierenden Kristallform erfolgte nach dem jeweiligen Anteil der einzelnen Kristallmorphologie an der Gesamtmatrix. Teilweise schwimmen hypidiomorphe und idiomorphe Kristalle in einer Matrix aus xenomorphen Kristallen, häufig bilden sie sich im Umfeld von Lösungshohlräumen, da dort der benötigte Raum zur Ausbildung ihrer Eigengestalt beim Wachstum zur Verfügung stand (Abb. 6.11, Klasse IIb). In anderen Proben baut sich die Matrix aus idiomorphen bis hypidiomorphen Kristallen auf und bedingt eine hohe Porosität (Abb. 6.11, Klasse IIa). Eine Abhängigkeit der Kristallmorphologie von der Kristallgröße kann anhand der untersuchten Dünnschliffe nicht festgestellt werden (Tab. 6.4). In den Klassen IIa und IIb sind jeweils die Kristallmorphologien, bezogen auf den Hauptanteil, gleichmäßig verteilt. In der Klasse IIa liegen jeweils 3 Proben, in der Klasse IIb jeweils 2 Proben, mit idiomorpher, hypidiomorpher und xenomorpher Ausprägung vor.

Tab. 6.4: Ausbildung der Kristallmorphologie in den Dolomiten der Bohrung Moosburg SC 4. Unterschieden werden stark verzahnte, xenomorphe Kristalle und hypidiomorphe bis idiomorphe Kristalle mit gut bis sehr gut ausgeprägten Dolomitrhomboedern. Fett markiert ist die jeweilige dominierende Ausprägung im analysierten Dünnschliff. Die Kristallmorphologie der Kalksteine wurde nicht bestimmt.

Klasse	Lithologie (MEYER SCHMIDT-KALER, 1989)	& Probe	Teufe [m]	Stratigraphie (MEYER, 1994)	Kristallmorphologie
I	Kalksteine (Schichtfazies)	KM 20	1103	Purbeck	<i>n.b.</i>
		KM 23	1134	Zeta 4-5	
		KM 26	1148	Zeta 4-5	
		KM 37	1221	Zeta 3	
IIa	Feinkristalline Dolomite (Massenfazies)	KM 47	1256	Zeta 2	hypidiomorph -idiomorph-xenomorph
		KM 51	1267	Zeta 2	hypidiomorph -idiomorph
		KM 60	1288	Zeta 2	xenomorph -hypidiomorph
		KM 63	1309	Zeta 1	idiomorph -hypidiomorph
		KM 66	1318	Zeta 1	hypidiomorph -xenomorph
		KM 70	1327	Zeta 1	idiomorph -hypidiomorph
		KM 75	1338	Zeta 1	idiomorph -hypidiomorph
		KM 80	1353	Zeta 1	xenomorph -hypidiomorph
		KM 83	1369	Epsilon	idiomorph -hypidiomorph
IIb	Mittel- grobkristalline Dolomite (Massenfazies)	KM 88	1393	Epsilon	idiomorph -hypidiomorph
		KM 89	1398	Epsilon	idiomorph -hypidiomorph-xenomorph
		KM 92	1418	Epsilon	xenomorph -hypidiomorph
		KM 94	1429	D.-Epsilon	hypidiomorph -xenomorph
		KM 95	1439	Delta	hypidiomorph -idiomorph
		KM 101	1475	Delta	xenomorph -hypidiomorph

6.2.2.2 Porengrößenverteilung

Zur Ermittlung der Porengrößenverteilung am Kern KM 89 werden die Poren entsprechend ihrer Größe in 7 Porengrößenklassen von <50 bis $>5.000.000 \mu\text{m}^2$ untergliedert. Die Anteile der Klassen an der Gesamtporosität im Verhältnis zur Matrix sind in Abbildung 6.13 zusammenfassend dargestellt. Hierbei umfasst die kleinste Porengrößenklasse die Mikroporosität. Die vier darauffolgenden Porengrößenklassen beinhalten die Makroporosität und die beiden größten Porengrößenklassen stellen die Megaporosität dar. Die Summe aller Porenklassen entspricht der Gesamtporosität.

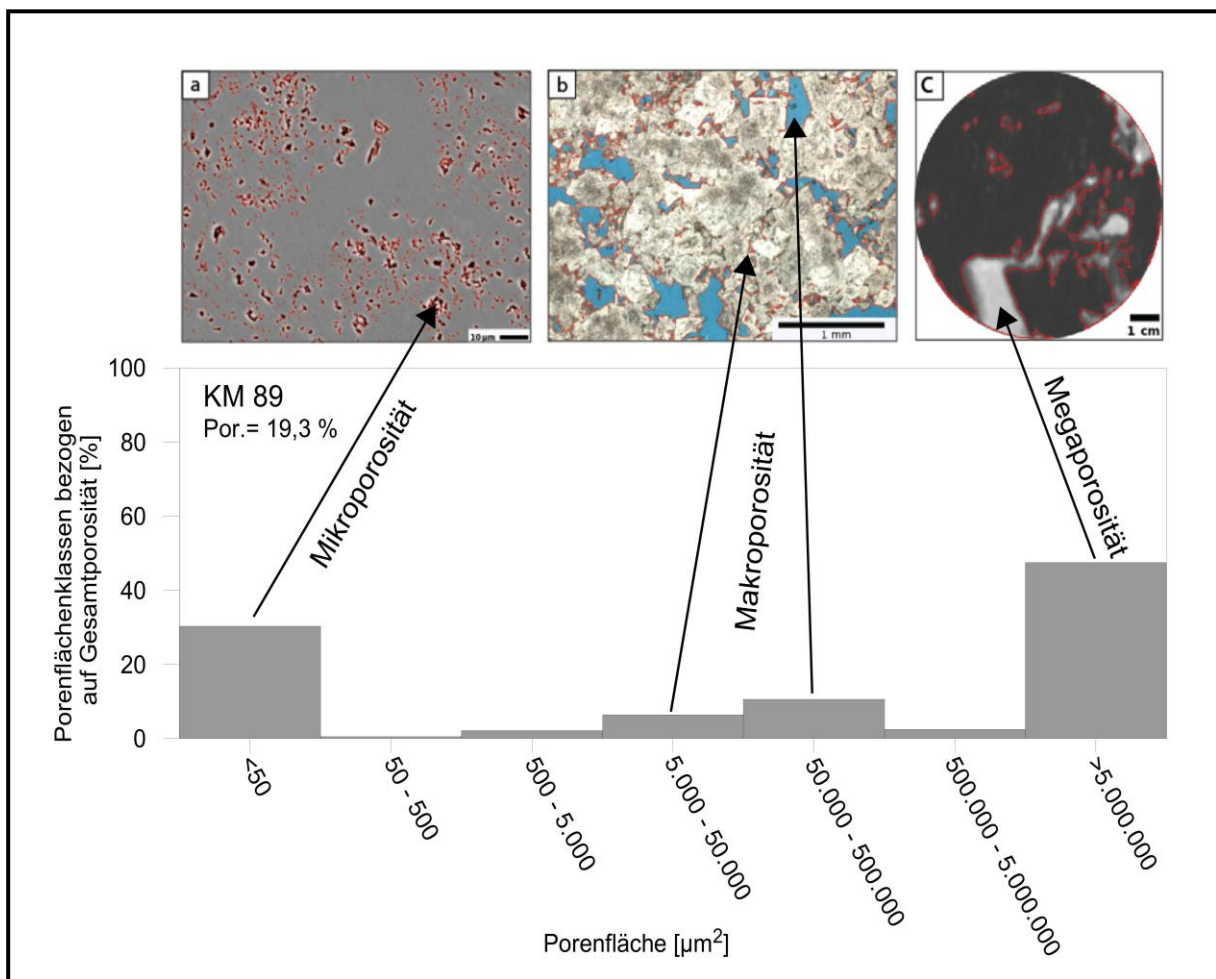


Abb. 6.13: Porengrößenverteilung des Bohrkerns KM 89 (Klasse IIb). Die Mikroporosität ($<50 \mu\text{m}^2$) wird anhand von Bildern aus dem Rasterelektronenmikroskop quantifiziert. Die Analyse der Makroporosität ($50 - 500.000 \mu\text{m}^2$) erfolgte an Dünnschliffen unter dem optischen Mikroskop. Aussagen zur Megaporosität ($>500.000 \mu\text{m}^2$) waren durch Untersuchungen mit Magnetresonanztomographie möglich.

Auffallend dominant ist die größte Porengrößenklasse ($>5 \text{ mm}^2$, Megaporosität), die mit 47,6% in etwa die Hälfte der Gesamtporosität einnimmt (Abb. 6.13). Auf der linken Seite des Histogramms findet sich im Bereich der Mikroporosität (Porenklasse $<50 \mu\text{m}^2$) ein weiterer Peak. Die Mikroporosität umfasst 30,3 % der Gesamtporenfläche. Die Makroporosität umfasst dementsprechend einen Anteil von ca. 20 % der Gesamtfläche. Nach ANSELMETTI et al. (1998) hat jeder Porentyp aus der Klassifikation von CHOQUETTE & PRAY (1970) einen charakteristischen Größenbereich in dem er auftritt. Die Interkristallinporen haben nach dieser Definition Porengrößen zwischen etwa $100 \mu\text{m}^2$ und $0,01 \text{ mm}^2$. Partikellösungsporen haben Porengrößen zwischen etwa $0,01 \text{ mm}^2$ und 1 mm^2 . Diese beiden Porentypen liegen demnach

im Größenbereich der Makroporosität. Besonders große Poren werden nach CHOQUETTE & PRAY (1970) als Gesteinslösungsporen bezeichnet. Sie entwickeln sich überwiegend aus den Partikellösungsporen und sind zwischen 1 mm² und mehreren Quadratzentimetern groß. Diese Gesteinslösungsporen sind charakteristisch für die Megaporosität.

Die Porengrößen der weiteren 18, mit dem optischen Mikroskop untersuchten Proben, werden in Histogrammen mit 8 halblogarithmischen Porenklassen eingeteilt (Abbildung 6.14). Das mit dem optischen Mikroskop untersuchte Porengrößenspektrum erstreckt sich über 5 logarithmische Dekaden von $A_n = 50$ bis $>100.000 \mu\text{m}$, und umfasst damit den Bereich der Makro- und Megaporen. Die Histogramme der Kalksteine (KM 20, 23, 26, 37) der Klasse I zeigen bis auf KM 20 eine Normalverteilung (KM 23 – linksschiefe NV) mit einem Häufigkeitsmaximum in der Porengrößenklasse von $1000 - 5000 \mu\text{m}^2$. Diese Makroporen füllen den Interpartikelraum zwischen den Lithoklasten und Peloiden der karbonatischen Matrix aus. Größere Porenräume lassen sich, wie bei KM 20 zu erkennen, auf sekundäre, z.B. durch Drucklösung entstandene Stylolithe, zurückführen (Abb. 6.15a). Größere Porenklassen sind in den Schliffen der Kalksteine nicht auszuweisen und sprechen gegen das Vorkommen von größeren Partikellösungsporen. Die Proben der Klasse IIa zeigen überwiegend eine Normalverteilung der Porengrößen, was sich durch die Interkristallinporen in der Matrix erklärt. Die Größe der Porenräume variiert je nach Ausbildung der Matrix sehr stark, wobei in der überwiegenden Zahl der Kerne die charakteristischen Porengrößen im Bereich von 1.000 bis $50.000 \mu\text{m}^2$ anzutreffen sind (KM 51, 60, 66, 70, 75, 80, 83). Größere Porenflächen lassen sich, wie bei KM 47, auf einzelne in der Matrix schwimmende Gesteinslösungsporen zurückführen (Abb. 6.15b). In der Klasse IIb liegen bei den Proben KM 88, KM 92 und KM 94 mehr als 80 % der Porenfläche in den beiden größten Porengrößenklassen mit einer Fläche über $50.000 \mu\text{m}^2$. Es handelt sich dementsprechend um sehr große Porenflächen in einer ansonsten gering porösen Matrix. Diese großen Porenflächen reflektieren einzelne Gesteinslösungsporen (Vugs), welche bei den untersuchten Dünnschliffen in der Regel nicht untereinander in Verbindung stehen, sondern vereinzelt in einer gering porösen Matrix liegen. Höhere Matrixporositäten besitzen in der Klasse IIb nur die Dünnschliffe der Kerne KM 95 und KM 101. Hier liegen neben den Partikellösungsporen mit Flächen $>50.000 \mu\text{m}^2$ auch zahlreiche Interkristallinporen in der Matrix vor.

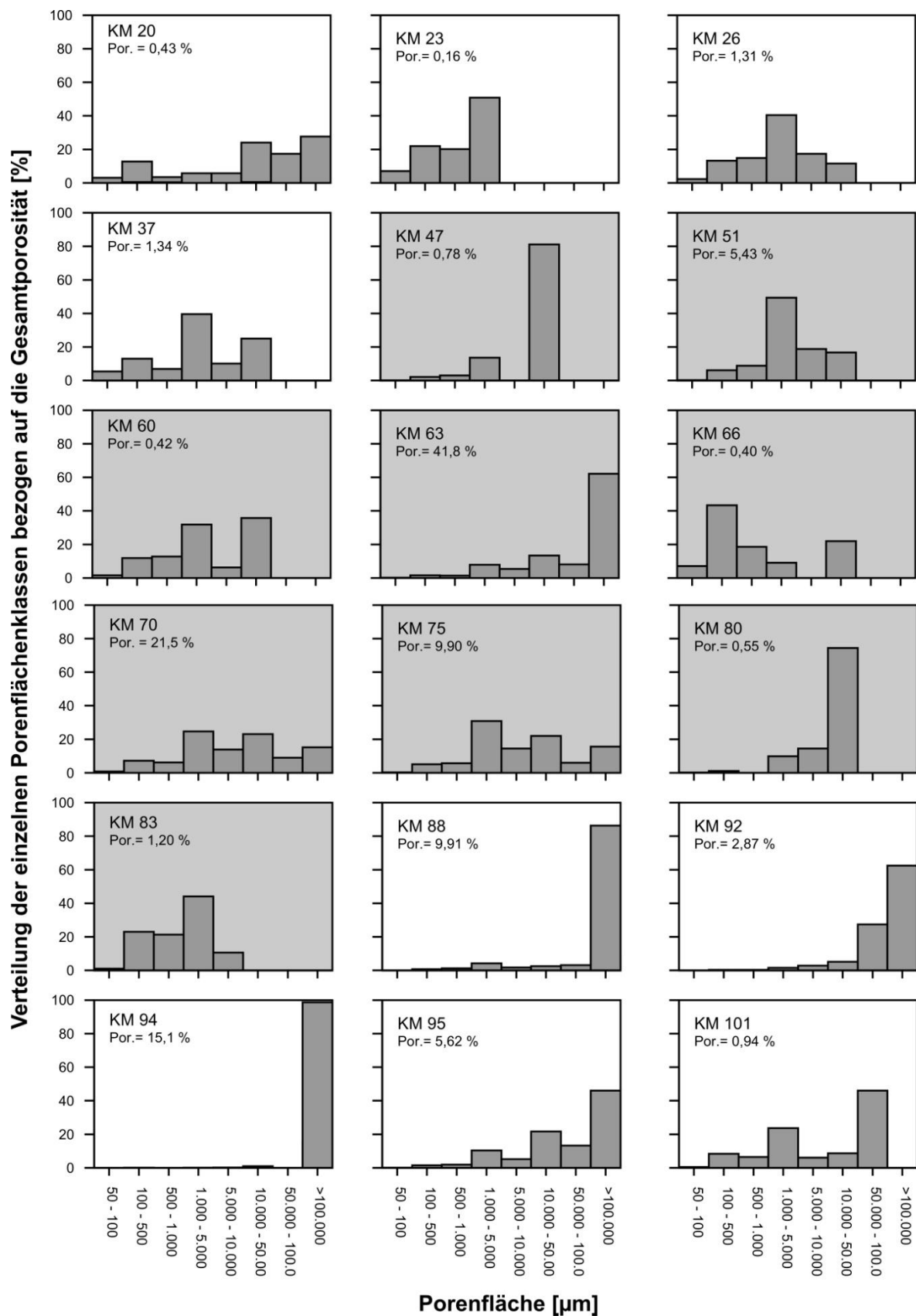


Abb. 6.14: Porengrößenverteilung der Makro- und Megaporen der untersuchten Dünnschliffe der einzelnen Kerne (Klasse 2a grau hinterlegt)

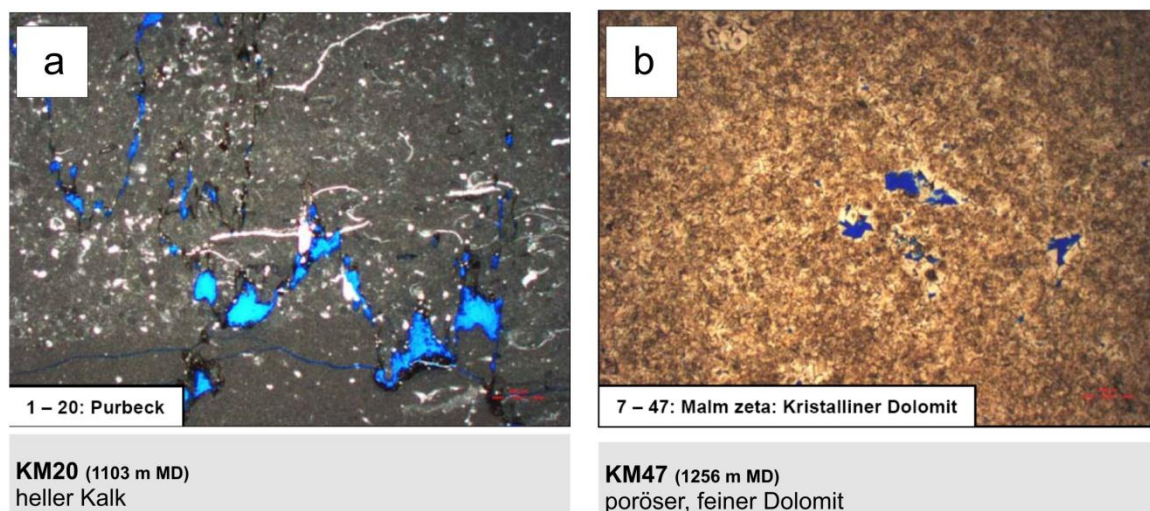


Abb. 6.15: Exemplarische Dünnschliffbilder für Klasse I (KM20, Bild a) und Klasse IIa (KM47, Bild b). Bei KM20 (Bild a) füllen die Makroporen den Interpartikelraum zwischen den Lithoklasten und Peloiden der karbonatischen Matrix aus. Größere Porenräume lassen sich auf sekundäre, z.B. durch Drucklösung entstandene Stylolithe zurückführen. Bei KM47 (Bild b) werden größere Porenflächen durch einzelne in der Matrix schwimmende Gesteinslösungs-poren verursacht.

6.2.2.3 Porenform

Die Porenform beschreibt geometrisch die Vernetzung der Poren. Über die Relation von Umfang zu Fläche einer Pore, berechnet sich der Porenformparameter γ , der für eine kreisrunde Pore einen minimalen Wert von 1 ergibt. Je höher der Wert γ , desto häufiger sind einzelne Poren miteinander vernetzt und bieten somit Wegsamkeiten für Fluide. Exemplarisch wird die Porenform an einem Dünnschliff des Kerns KM 89 diskutiert (Abb. 6.16). Hierbei wird der Porenformparameter γ einer einzelnen Pore gegen deren spezifische Porenlänge aufgetragen. Mit wachsender Porengröße steigt auch der Wert des Porenformparameters γ an. Dies deutet auf eine Zunahme der Vernetzung der größeren Poren für den vorliegenden Ausschnitt hin. Die bestimmten Porenlängen sind ebenso wie die Porengrößen charakteristisch für einzelne Porentypen (vgl. Kapitel 6.2.2.2). Die Mehrzahl der Poren in Abbildung 6.16 sind Interkristallinporen (10 μm bis 100 μm). Die Partikellösungsporen (100 μm bis 1000 μm) sind weniger häufig, weisen dafür aber höhere Porenformparameter zwischen $\gamma = 1,4$ und $\gamma = 2,8$ und damit länglichere Porenformen auf. Der Porenformparameter steigt mit zunehmender Porenlänge und erreicht einen Maximalwert von $\gamma = 2,8$ bei einer Porenlänge von 836 μm . Größere Porenlängen sind im Diagramm nicht berücksichtigt, da dort nur die Makroporosität dargestellt ist.

Um die Bedeutung des Porenformparameters zu veranschaulichen, sind sowohl im Dünnschliffbild als auch im Diagramm in der Abbildung 6.16 verschiedene Poren bzw. γ -Werte markiert. Die rot markierte längliche Pore in der oberen linken Ecke des Dünnschliffes hat einen Porenformparameter von $\gamma = 2,8$. Die gelb kenntlich gemachte Pore in der Mitte des Bildes hat einen Porenformparameter von $\gamma = 1,7$. Als Beispiel für eine relativ

runde Pore ist die in violett eingekreiste Pore markiert. Mit einer Porenlänge von 58,6 μm ist sie relativ klein und mit einem Porenformparameter von $\gamma = 1,1$ gut gerundet.

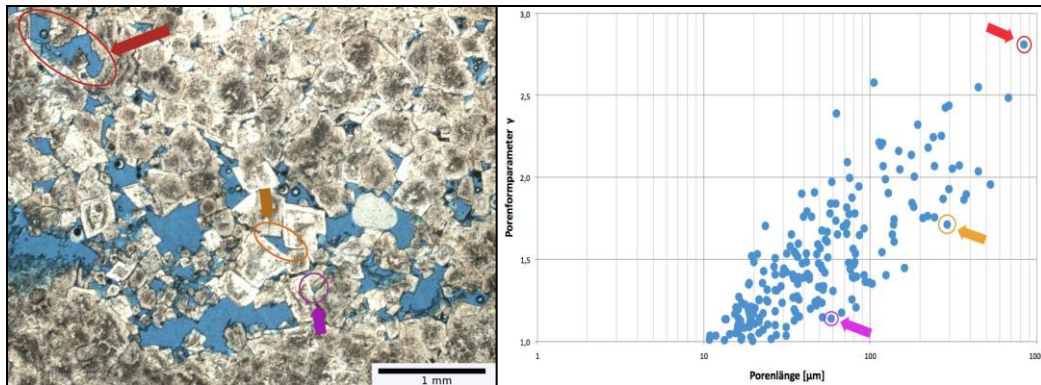


Abb. 6.16: Bestimmung der Porenformverteilung γ an einem Dünnschliff des KM 89. Die Vernetzung nimmt im gewählten Beispiel mit der Porenlänge zu. Exemplarisch werden die Werte von drei Poren untereinander verglichen. Roter Kreis: Porenlänge: 836,37 μm , $\gamma = 2,81$; gelber Kreis: Porenlänge: 290,10 μm , $\gamma = 1,71$; violetter Kreis: Porenlänge: 58,61 μm , $\gamma = 1,14$

Ein Gesamtüberblick über die Verteilung der Porenformparameter für den Bohrkern KM 89 ermöglicht die Berechnung der normierten Porenformparameter $\bar{\gamma}$ pro Bild für alle Dünnschliffe und MRT-Schnitte. Die Porenformparameter $\bar{\gamma}$ werden in Abbildung 6.17 gegen die mittleren Porenlängen der einzelnen Bilder aufgetragen. In violett sind die Daten aus der Rasterelektronenmikroskopie dargestellt. Sie liegen im Porengrößenbereich der Mikroporen (0,1 – 10 μm) und besitzen $\bar{\gamma}$ -Werte zwischen min. 1,3 und max. 3,3, mit einer Häufung im Bereich von 1,3 bis 1,7. Die blauen Punkte entsprechen den Werten, welche an Dünnschliffen unter dem optischen Mikroskop ermittelt wurden. Sie reflektieren die Porenformverteilung der Interkristallin- (10 – 100 μm) und Partikellösungsporen (100 μm – 1000 μm), mit $\bar{\gamma}$ -Werten zwischen 0,8 und 5,1. Sie haben die größte Streuung aller Porenlängen und ein Häufigkeitsmaximum im Bereich von 1,8 bis 2,4. Im Porengrößenbereich der Gesteinslösungsporen (>1000 μm) befinden sich die in grün dargestellten Daten aus der Magnetresonanztomographie. Hier ergeben sich $\bar{\gamma}$ -Werte zwischen 1,4 und 2,9, wobei die meisten Werte im Bereich von 1,4 bis 1,9 liegen.

Der Umriss von Mikroporen und Gesteinslösungsporen ist überwiegend glatt und gerundet, was $\bar{\gamma}$ -Werte unter 2 zur Folge hat. Die größten Gesteinslösungsporen erreichen jedoch höhere mittlere Porenformparameter bis zu 2,9 und länglichere Porenformen, welche auf eine höhere Vernetzung der Poren hinweisen. Dagegen verteilen sich die $\bar{\gamma}$ -Werte der Interkristallinoporen über ein breites Spektrum und erreichen Werte bis über 5. Dies beruht auf der viel komplexeren und fein verzweigten Geometrie dieses Porentyps, dessen Genese die Entstehung elliptischer Poren begünstigt, da die Poren meist in den verwinkelten Zwischenräumen der Kristalle liegen. Diese Ausbildung wiederum erhöht die Wahrscheinlichkeit der Bildung von verbundenen Strukturen oder ganzen Porennetzwerken. Auch die Partikellösungsporen haben vergleichsweise hohe $\bar{\gamma}$ -Werte zwischen 2 und 4, was ebenfalls auf die zum Teil netzwerkartige Porenform, entstanden durch partielle Lösungsprozesse, zurückzuführen ist.

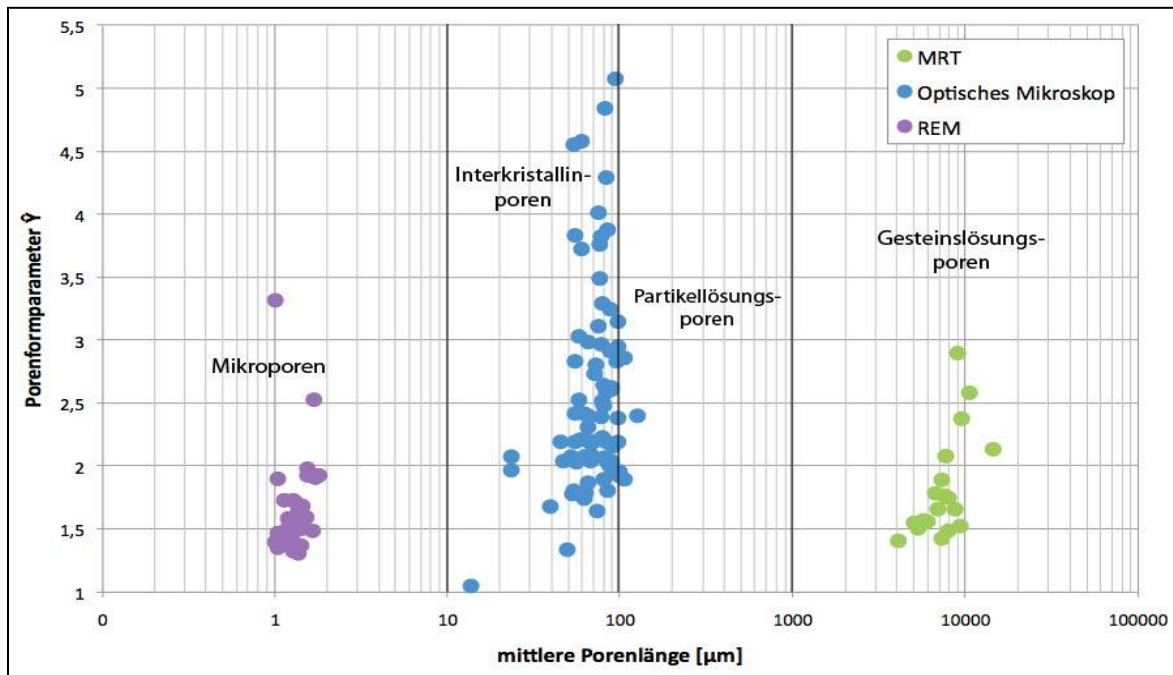


Abb. 6.17: Normierte Porenformparameter $\bar{\gamma}$ des Bohrkerns KM 89 aller Dünnschliff- und Schnittbilder aus der Rasterelektronenmikroskopie (REM), der optischen Mikroskopie und der Magnetresonanztomographie (MRT) aufgetragen gegen deren mittlere Porenlängen.

Die flächennormierten Porenformparameter $\bar{\gamma}$ der 18 weiteren Kerne werden nach den für Mikro- (<10 μm), Interkristallin- (10 - 100 μm) und Gesteinslösporen (>100 μm) charakteristischen Porenlängen, berechnet aus der Quadratwurzel der Porenfläche, unterteilt (Abb. 6.18). Betrachtet man die normierten Porenformparameter, bezogen auf alle Porengrößen, wie sie in Abb. 6.18 A dargestellt sind, zeigen sich nur sehr geringe Unterschiede bei den Medianwerten der einzelnen Klassen. Sie liegen, mit mittleren $\bar{\gamma}$ -Werten von 1,8 (Klasse I), 1,7 (Klasse IIa) und 1,9 (Klasse IIb), alle in einem eng begrenzten Bereich unter dem Wert 2. Signifikant höhere Porenformparameter, mit Werten bis zu 8,1 (Abb. 6.18 A) treten nur in der Klasse IIa auf und sind auch in dieser Klasse die Ausnahme. In den Klassen I und IIb werden jeweils Maximalwerte von $\bar{\gamma} = 2,6$ erreicht (Abb. 6.18 A).

Die Verteilung der normierten Porenformparameter der drei Klassen in Bezug zur Porenlänge ist in Abbildung 6.18 B-D dargestellt. Der Bereich bis zu einer Porenlänge von 10 μm beschreibt die Mikroporen in der Matrix. Interkristallinporen haben in der Regel Porenlängen von 10 bis 100 μm. Den Bereich der größten Porenlängen (>100 μm) kennzeichnen die Partikel- (100 - 1000 μm) und Gesteinslösporen (>1000 μm).

Bei den Kalksteinen der Klasse I fällt auf, dass die mittleren genormten Porenformparameter $\bar{\gamma}$ mit der Porenlänge von 1,2 (10 μm), über 1,6 (10 - 100 μm) bis auf einen Wert von 2,9 (>100 μm) ansteigen. Dies liegt zum einen an der charakteristischen Ausprägung der einzelnen Porentypen, mit generell eher rundlichen, glatten Oberflächenformen bei den Mikroporen. Zum anderen auch an der speziellen Porenraumgeometrie einzelner Proben, welche bei KM 20 zum Beispiel von einem relativ großen Stylolithen geprägt wird. Wie bereits bei der Klasse I beobachtet, nehmen die mittleren $\bar{\gamma}$ -Werten auch bei den Klassen IIa und IIb mit der Porenlänge zu. Die medianen $\bar{\gamma}$ -Werte bei den Mikroporen liegen bei Klasse IIa und IIb, wie auch zuvor bei Klasse I, bei $\bar{\gamma} = 1,2$. Auch die Interkristallinporen dieser beiden Klassen haben vergleichbare mediane Werte von 1,4 (IIa), beziehungsweise 1,5 (IIb).

Ein Medianwert von $\bar{\gamma} = 1,9$ charakterisiert sowohl die Partikellösungsporen der Klasse IIa, als auch die der Klasse IIb. Die Dolomite dieser beiden Klassen unterscheiden sich also hinsichtlich ihrer mittleren $\bar{\gamma}$ -Werte nur geringfügig. Nur in der Streuung der Werte lassen sich Unterschiede feststellen. In Klasse IIa zeigen die Werte der Porenlänge $>100 \mu\text{m}$ mit $\bar{\gamma} = 1,3$ bis $9,2$ die größte Streuung. Wohingegen bei der Klasse IIb die größte Streuung von $\bar{\gamma} = 1,2$ bis $4,4$ bei den Interkristallporen zu beobachten ist. Die hohen Porenformfaktoren deuten auf eine intensive Vernetzung der Poren innerhalb der Matrix hin, wie sie zum Beispiel am Dünnschliff der Probe KM 63 in Abbildung 6.11 (mittleres Bild) zu erkennen ist. Hier verbinden sich einzelne Interpartikelporen zu Porennetzwerken und es entstehen komplexe großflächige Porensysteme mit $\bar{\gamma}$ -Werten von bis zu $9,2$. In diesem Fall wird der Porenlängenbereich $>100 \mu\text{m}$ nicht von Partikellösungsporen aufgebaut, sondern die großen Porenflächen entstehen durch die Vernetzung vieler kleinerer Interkristallporen, was auch die komplexen Zusammenhänge von Porenform und Porenlänge deutlich macht. In anderen Fällen beziehen sich die bestimmten Porenformfaktoren auf nur wenige Poren in einer Porengrößenklasse und suggerieren eine nicht vorhandene Verbindung der einzelnen Porenräume. Dieses Phänomen tritt vor allem bei größeren Porengeometrien auf. Als Beispiel kann hier der in Abbildung 6.11 (unteres Bild) dargestellte Dünnschliff des Kerns KM 101 herangezogen werden. In diesem Dünnschliff erkennt man eine isoliert in der Matrix schwimmende große Porenform, mit einer Porenlänge von $>100 \mu\text{m}$. Für diese Gesteinslösungsporen berechnet sich bei KM 101 ein $\bar{\gamma}$ -Wert von $2,6$, welcher auf eine Vernetzung einzelner Poren hindeutet. Dies ist aber nicht der Fall, da die Porenformbestimmung nur auf der Geometrie dieser Pore und einer weiteren, in der Abbildung nicht dargestellten, Pore beruht.

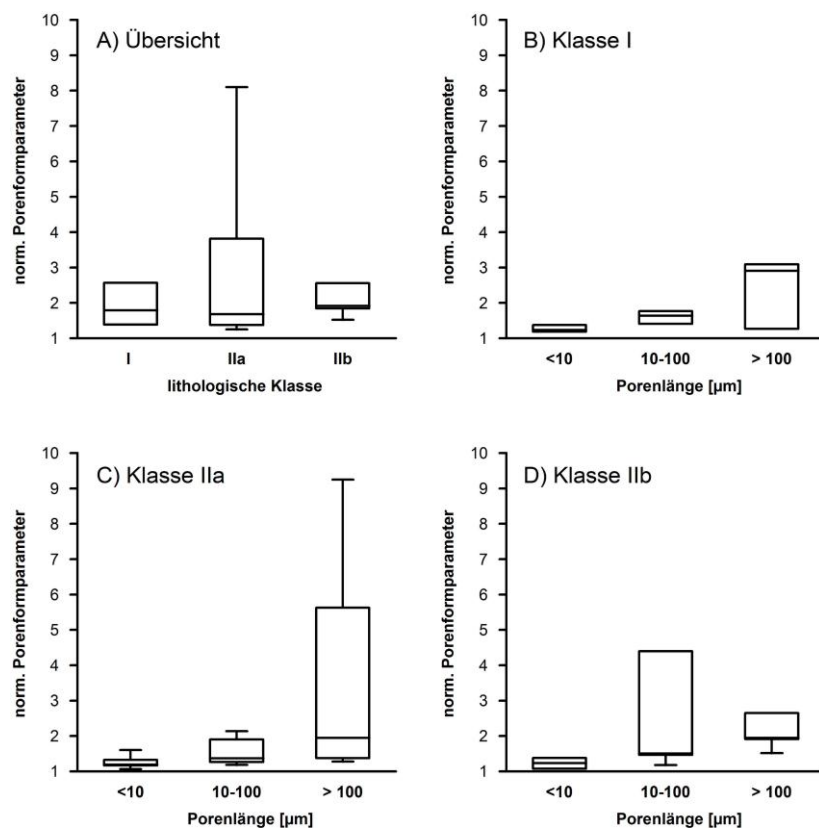


Abb. 6.18: A) Vergleich der normierten Porenformparameter aller Porengrößenbereiche der drei Klassen. B-C) Verteilung der normierten Porenformparameter $\bar{\gamma}$ jeder einzelnen Klasse. Die Porenlängenbereiche repräsentieren in etwa folgende drei Porenarten: Mikro- ($<10 \mu\text{m}$), Interkristallin- ($10 - 100 \mu\text{m}$) und Partikellösungsporen ($>100 \mu\text{m}$).

6.2.3 Permeabilität

Die Permeabilität ist eine gesteinspezifische geophysikalische Größe, welche die Durchlässigkeit eines Gesteins in einer Raumrichtung charakterisiert. Die Messungen der Durchlässigkeit fanden an den Proben in vertikaler Richtung statt. Als Medium wurde ein hydrogenkarbonatisches Wasser mit einer Mineralisation von ca. 500 mg/l bei Raumtemperatur verwendet. Das verwendete Wasser entspricht damit in etwa der chemischen Zusammensetzung der Grundwässer des Malmaquifer im Umfeld der Bohrung Moosburg SC 4. Wesentlich war, dass keine signifikanten Lösungsprozesse während der Versuchsdurchführung auftraten, was durch eine Kontrolle der elektrischen Leitfähigkeit des Wassers im Zu- und Abstrom der Kerne sichergestellt wurde. Bei KM 89 erfolgte auch eine Bestimmung der horizontalen Durchlässigkeit. Hierbei wurde die Probe für die Messungen in eine spezielle Apparatur zur Verminderung von Randumläufigkeiten eingebaut und nach Abschluss der Messung um 90° gedreht, um dann erneut gemessen zu werden. Hierdurch konnte die Durchlässigkeit in orthogonal zueinander stehenden horizontalen Raumrichtungen bestimmt werden. Dies erlaubt Rückschlüsse auf die Isotropie des Bohrkerns. Die Durchlässigkeit wird bei den Laborversuchen für unterschiedliche hydraulische Druckgradienten gemessen. Hierbei wurde die Messreihe jeder einzelnen Probe mit einem geringen Differenzdruck von 0,1 bis 0,5 bar initialisiert und im Anschluss an die Messung der Druckdifferenz sukzessive erhöht. Bei den Permeameterversuchen zur Bestimmung der horizontalen Durchlässigkeit des Kerns KM 89 wurden, aufgrund der wesentlich höheren Durchlässigkeit des Gesteins, Differenzdrücke von $2 \cdot 10^{-4}$ bis $1 \cdot 10^{-3}$ bar verwendet. Die Messung der Durchflussraten erfolgte nach der Einstellung konstanter Zu- und Abflussbedingungen und wurde, mit Ausnahme der Bohrkerns KM 51 und KM 75, mindestens dreimal pro Stufe wiederholt.

Die Messung der Durchlässigkeit des Bohrkerns KM 89 erfolgte in drei unterschiedlichen Raumrichtungen (Abb. 6.19). Die horizontale Durchlässigkeit ändert sich je nach Einbaurichtung nur unwesentlich. Sie beträgt für die erste horizontale Ausrichtung (0°) $k_{fMED} = 6,9 \cdot 10^{-4}$ m/s und liegt in der orthogonalen Richtung (90°) bei $k_{fMED} = 6,5 \cdot 10^{-4}$ m/s. Signifikant geringere Durchlässigkeiten wurden in vertikaler Richtung mit einem $k_{fMED} = 8,9 \cdot 10^{-7}$ m/s bestimmt. Dieser Wert reflektiert die sogenannte Matrixpermeabilität, wohingegen in horizontaler Richtung die Durchlässigkeit von einem einzelnen durchgehenden Gesteinslösungshohlraum gesteuert wird.

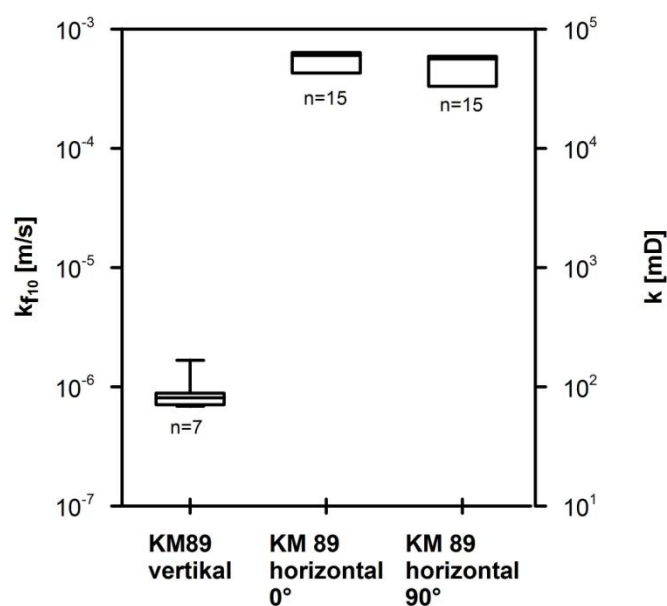


Abb. 6.19: Ergebnisse der Permeametermessungen des Bohrkerns KM 89. Der mittlere k_f -Wert in vertikaler Richtung liegt bei $k_{fMED} = 8,9 \cdot 10^{-7}$ m/s und ist deutlich geringer als die horizontalen k_f -Werte von $k_{fMED} = 6,9 \cdot 10^{-4}$ m/s (0°-Richtung) und $k_{fMED} = 6,5 \cdot 10^{-4}$ m/s (90°-Richtung).

Die ermittelten vertikalen k_f -Werte der 18 Bohrkern der Klassen I und IIa/b streuen über 8 logarithmische Dekaden von 10^{-13} bis 10^{-6} m/s und verdeutlichen die hohe Variabilität der Matrixpermeabilitäten in karbonatischen Gesteinen (Abbildung 6.20). Generell sehr geringe Durchlässigkeiten mit einem maximalen Messwert von $9,3 \cdot 10^{-9}$ m/s sind charakteristisch für die Kalksteine der Klasse I, deren k_f -Werte nach DIN 18130 als sehr schwach durchlässig klassifiziert werden. Der Medianwert der Klasse I liegt bei $2 \cdot 10^{-10}$ m/s und damit um zwei 10er Potenzen unter den mittleren k_f -Werten der Dolomite der Klassen IIa/b. Diese haben jeweils eine mittlere Durchlässigkeit von $k_{fMED} = 1 \cdot 10^{-8}$ m/s. Unter Berücksichtigung des vertikalen k_f -Werts des Kerns KM 89 steigt der Medianwert der Klasse IIb auf $2 \cdot 10^{-8}$ m/s. Allerdings gibt es auch in diesen beiden Klassen Bohrkern mit signifikant geringerer Durchlässigkeit. So liegen bei den Proben KM 60 und KM 80, aus der Klasse IIa, die Werte bei lediglich $k_f = 1,1 \cdot 10^{-12}$ m/s beziehungsweise $k_f = 1,6 \cdot 10^{-12}$ m/s. Auch in der Klasse IIb findet sich mit KM 101, mit einem k_f -Wert von $3,5 \cdot 10^{-12}$ m/s, eine Probe in dieser Größenordnung. Den überwiegenden Teil der Dolomite der Klassen IIa/b kennzeichnen aber k_f -Werte in der Größenordnung von $1 \cdot 10^{-8}$ bis $1 \cdot 10^{-6}$ m/s. Diese werden entsprechend der Einteilung nach DIN 18130 als schwach durchlässige Gesteine klassifiziert.

An dieser Stelle soll nicht unerwähnt bleiben, dass die Messungen an Proben mit k_f -Werten $< 1 \cdot 10^{-11}$ m/s mit größeren technischen Unsicherheiten behaftet sind, was eine vergleichsweise hohe Streuung der einzelnen Untersuchungsergebnisse von bis zu 2 logarithmischen Dekaden bedingt (Abb. 6.19). Vor allem die exakte Bestimmung der Durchflussmenge und eine mögliche Änderung des Sättigungsgrades während der Messung, sind potentielle Fehlerquellen bei geringst durchlässigem Probenmaterial. Bei Proben mit einer Durchlässigkeit $> 1 \cdot 10^{-11}$ m/s sind die Messergebnisse konsistenter, wenn auch hier vereinzelt Schwankungen bis zu Faktor 10 zu beobachten sind. Um den Einfluss einzelner Messfehler zu minimieren wurden Wiederholungsmessungen durchgeführt, welche zu belastbaren Mittelwerten für die einzelnen Kerne führten.

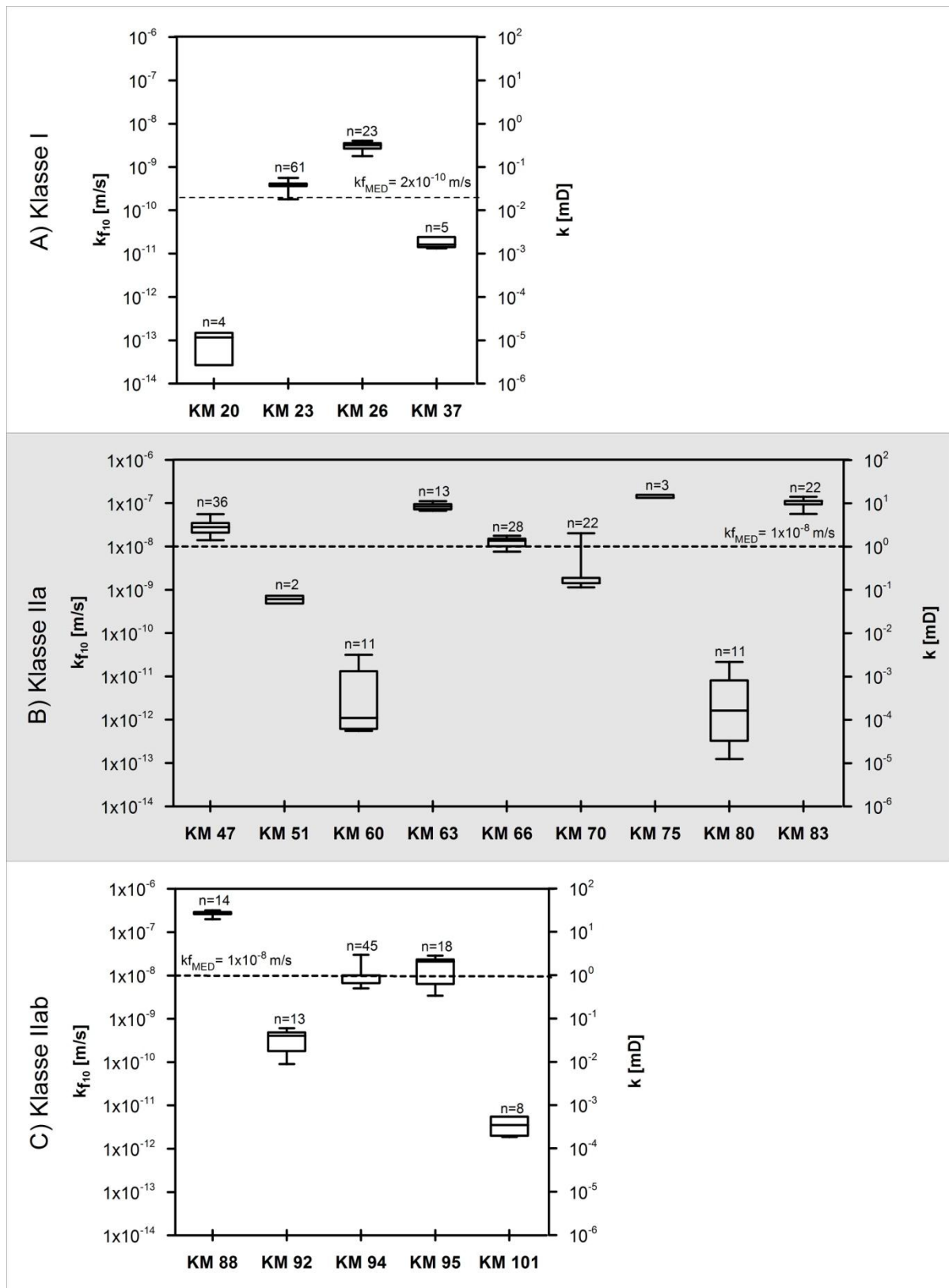


Abb. 6.20: Ergebnisse der Durchlässigkeitsmessungen (n= Anzahl der Messungen pro Probe) mittels Hochdruckpermeameter an den Kernmarschen KM 20-101 (Klasse 2a grau hinterlegt). Die mittlere Durchlässigkeit der Klassen wird durch die gestrichelte Linie gekennzeichnet.

6.3 Interpretation und Diskussion

In diesem Kapitel werden die Wechselwirkungen von Poren-/Kristallgeometrie und Permeabilität anhand aller zur Verfügung stehender Parameter diskutiert, um die komplexen Zusammenhänge zwischen Porenraum und Permeabilität in den Karbonaten der Bohrung Moosburg SC 4 zu beschreiben. Die Ergebnisse der Porenraumanalyse werden hierzu in Bezug zur Permeabilität gesetzt, um das Reservoirverständnis des Malmaquifers im Hinblick auf eine erfolgreiche Exploration der geothermischen Ressource zu verbessern. Neben den Zusammenhängen von Porosität und Permeabilität wird auch der Einfluss von Porengröße und Porenform auf die Durchlässigkeit Gegenstand der Diskussion. Der einleitende Abschnitt widmet sich dem Einfluss der Kristallgröße und der Kristallmorphologie auf die Permeabilität der karbonatischen Gesteinsmatrix. Abschließend erfolgt eine Interpretation der Ergebnisse im Hinblick auf ihre Bedeutung für die Produktivität der Bohrung.

6.3.1 Kristallgröße und Morphologie

Die Kristallgröße war, neben der Mineralogie des Gesteins, das Kriterium, welches zur Einteilung in die drei lithologischen Klassen herangezogen wurde. Die Klassen I und II differenzieren sich nach der Lithologie in Kalksteine und Dolomite. Die Dolomite der Klasse II werden des Weiteren anhand der Ansprache von MEYER (1994) nach ihrer Kristallgröße in feinkörnige Dolomite der Klasse IIa und mittel- bis grobkristalline Dolomite der Klasse IIb untergliedert.

In Abbildung 6.21 ist die Verteilung der Permeabilität der Bohrkerne der einzelnen Klassen dargestellt. Die Kalksteine liegen mit k_{f10} -Werten von $1 \cdot 10^{-13}$ bis $3 \cdot 10^{-9}$ m/s alle im Bereich sehr schwach durchlässiger Gesteine (DIN 18130-1). Ihr Medianwert liegt um zwei logarithmische Dekaden unter den Medianwerten der Dolomite der Klassen IIa/b. Die Kalksteine unterscheiden sich nach den vorliegenden Daten in ihrer Durchlässigkeit signifikant von den Dolomiten. Dieser Zusammenhang wird von vielen Autoren (z.B.: ENOS & SAWATSKY, 1981; LUCIA, 1995) beschrieben und lässt sich auf die höhere effektive Porosität von kristallinen Dolomiten zurückführen. Kein signifikanter Unterschied in der Durchlässigkeit besteht zwischen den feinkristallinen (IIa) und mittel- bis grobkristallinen (IIb) Dolomiten, was wohl auf die Heterogenität der Kristallgrößen in den Proben zurückzuführen ist.

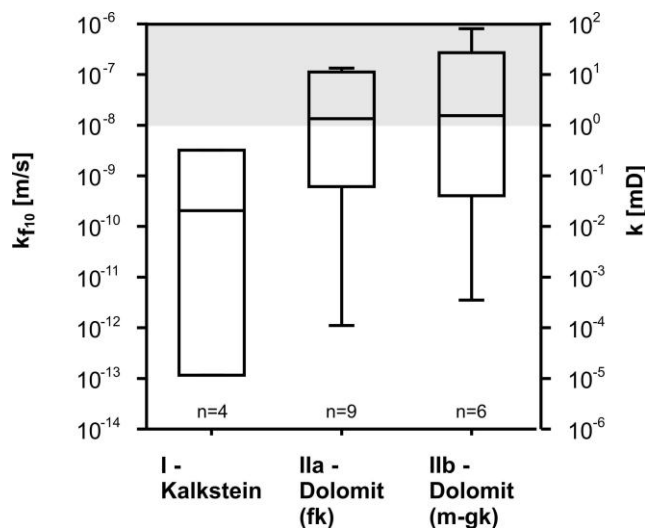


Abb. 6.21: Verteilung der Permeabilität der einzelnen Bohrkerne der drei lithologischen Klassen. Die Kalksteine (Klasse I) sind nach DIN 18130-1 alle sehr schwach durchlässig, wohingegen die Dolomite der Klassen IIa/b überwiegend schwach durchlässig sind (grau hinterlegter Bereich).

Vor allem bei mittel- bis grobkristallinen Dolomiten finden sich in der Matrix zum Teil kleinere Kristalle, was eine Reduzierung der Porenhalsdurchmesser und der Durchlässigkeit zur Folge hat. Beide Klassen haben einen Medianwert im Bereich zwischen $1 - 2 \cdot 10^{-8}$ m/s und charakteristische Durchlässigkeiten von $1 \cdot 10^{-9}$ bis $1 \cdot 10^{-6}$ m/s. Den überwiegenden Teil der Proben kennzeichnet nach DIN 18130-1 eine schwache Durchlässigkeit, wobei auch sehr schwach durchlässige Proben häufig auftreten. Die hohe Streuung innerhalb der Klassen ist ein Indiz für die komplexen Zusammenhänge von Kristallgröße und Kristallmorphologie.

Kristallmorphologie

Der Zusammenhang zwischen Kristallmorphologie, Porosität und der daraus abgeleiteten Permeabilität wird für die Karbonate des Malm im süddeutschen Molassebecken in der Literatur intensiv diskutiert (LIEDMANN & KOCH, 1990; LIEDMANN, 1992; REINHOLD, 1996; WOLFGGRAMM ET AL., 2009; KOCH ET AL., 2010; BÖHM ET AL., 2010). Die vorliegenden Ergebnisse dieser Arbeit decken sich mit diesen Erkenntnissen. In den untersuchten Kernen sind geringe Permeabilitäten mit k_f -Werten $< 1 \cdot 10^{-9}$ m/s an xenomorphe Kristallmorphologien gebunden (Abb. 6.22). Bei diesen Proben handelt es sich sowohl um feinkristalline als auch um mittel- bis grobkörnige Dolomite der Klassen IIa und IIb. Bei einer xenomorphen Matrix spielt die Kristallgröße nur eine untergeordnete Rolle für die Durchlässigkeit des Gesteins, da die Minerale miteinander verwachsen sind und der ursprüngliche Porenraum durch das Kristallwachstum fast vollständig verschlossen wird (siehe Abb. 6.8 d).

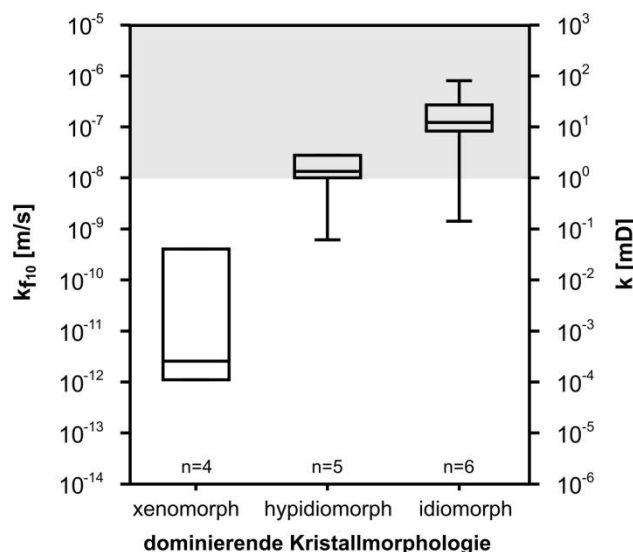


Abb. 6.22: Verhältnis von dominierender Kristallmorphologie der Matrix und der Durchlässigkeit der Dolomite der Klasse IIa/b. Grau hinterlegt ist der Bereich schwach durchlässiger Gesteine nach DIN 18130-1. Dolomite mit einem k_{f10} -Wert $< 1 \cdot 10^{-8}$ m/s ($k < 1$ mD) klassifiziert DIN 18130-1 als sehr schwach durchlässig.

Die höchsten Permeabilitäten, mit einem Medianwert von $k_{fMED} = 1 \cdot 10^{-7}$ m/s, weisen die Dolomite mit überwiegend idiomorpher Kristallausprägung auf. Bei diesen sind die einzelnen Kristalle nur

geringfügig untereinander verbunden und es bilden sich in den Zwischenräumen relativ große Interkristallinporenräume aus. Der in der Literatur beschriebene Einfluss der Porengröße auf die Permeabilität deutet sich auch in den Ergebnissen dieser Untersuchung an. So wurden die höchsten Permeabilitäten bei den grobkristallinen Dolomiten mit überwiegend idiomorpher Kristallmorphologie beobachtet (KM 88; KM 89). Geringere Permeabilitäten von $1 \cdot 10^{-9}$ bis $1 \cdot 10^{-7}$ m/s haben die überwiegend idiomorphen, feinkristallinen Dolomite der Klasse IIa. Diese unterscheiden sich in ihrer Spannweite nicht wesentlich von den Dolomiten (Klasse IIa/b) mit mehrheitlich hypidiomorpher Kristallausprägung, deren mittlere Permeabilität von $k_{fMED} = 1 \cdot 10^{-8}$ m/s dennoch deutlich unterhalb der mittleren Durchlässigkeit ($k_{fMED} = 1 \cdot 10^{-7}$ m/s) der Dolomite mit idiomorpher Morphologie liegt (Abb. 6.22).

Die Untersuchungen bestätigen die in der Literatur beschriebenen generellen Zusammenhänge von Kristallgröße/Morphologie und Permeabilität der Gesteinsmatrix der Karbonate im Molassebecken. Wobei zu beachten ist, dass bei allen Proben nicht nur eine Kristallmorphologie (Tabelle 6.4) ausgebildet ist, sondern immer mehrere Ausprägungen nebeneinander beobachtet werden. Auch die Heterogenität der Gesteinsmatrix mit Bereichen unterschiedlicher Kristallmorphologie (Abb. 6.8) soll nicht unerwähnt bleiben. Diese Faktoren bedingen die relativ große Streuung der k_f -Werte.

6.3.2 Porengröße und Porosität

Porengröße und Porosität sind wichtige Einflussfaktoren, welche die Permeabilität eines Gesteins steuern. KOZENY (1927) beschreibt die Permeabilität als eine Funktion von Porosität und Porenfläche. Diese Beziehung ist in Karbonaten nur bedingt gültig, da die Durchlässigkeit auch von anderen Faktoren, wie der Porenraumgeometrie und -verteilung abhängig ist. Dementsprechend variieren Permeabilitäten in karbonatischen Gesteinen mit demselben Porositätswert über mehrere Größenordnungen (CHOQUETTE & STEINER, 1985; FABRICIUS, 2007; LUCIA, 2007).

Dieser Effekt lässt sich auch bei den Messwerten der Bohrung Moosburg SC 4 beobachten (Abb. 6.23). Deutlich wird in beiden Korrelationsdiagrammen wieder die Abhängigkeit der Permeabilität von der Kristallmorphologie der Dolomite.

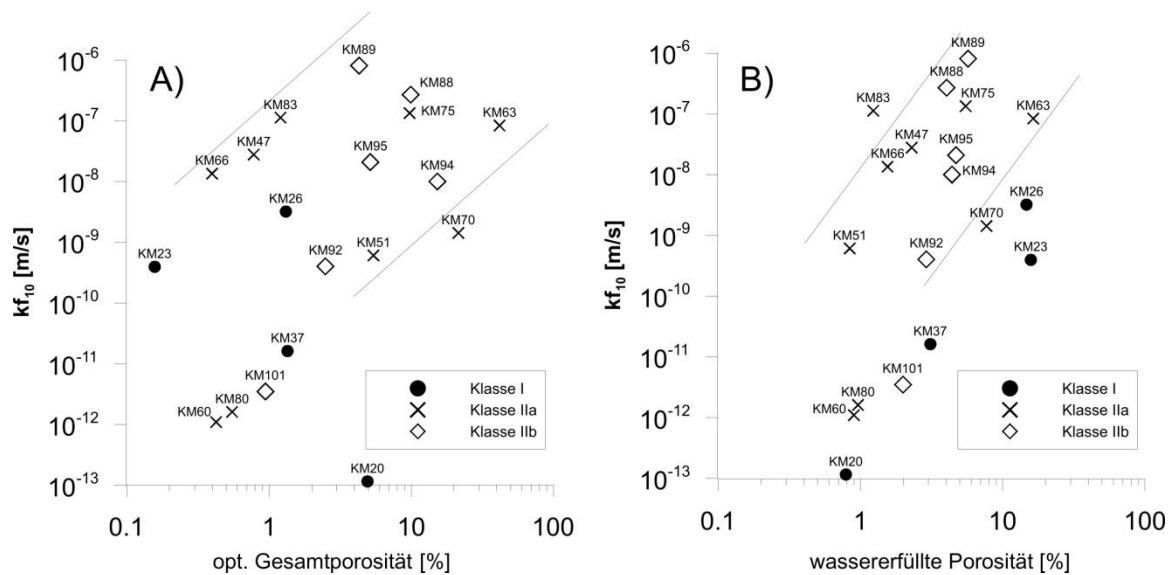


Abb. 6.23: Korrelation von Durchlässigkeit [m/s] und optischer Porosität (A), bzw. wassererfüllter Porosität (B). Der optische Porositätswert von KM 89 entspricht der Makroporosität des Gesteins.

Die meisten Proben mit überwiegend xenomorpher Kristallausprägung (KM 60, 80, 101) haben signifikant niedrigere k_f -Werte als Kerne mit hypidiomorpher und idiomorpher Textur (KM 63, 66, 47) bei vergleichbaren Porositäten (Abb. 6.23). Die Verhältnisse von feinkörnigen (Klasse IIa) und mittel- bis grobkörnigen Dolomiten (Klasse IIb) lassen keinen Trend, wie von LUCIA (1983) beschrieben, erkennen. Dies lässt sich einerseits auf die geringe Anzahl der Proben zurückführen, ist aber auch ein Indiz dafür, dass vor allem die Interkristallinporen mit Porenlängen bis zu 100 μm den Durchfluss steuern. Die größeren Porenräume der Klasse IIb sind nicht miteinander verbunden und hydraulisch daher nicht relevant. Sie bedingen lediglich die große Spreizung der Porositätswerte der optischen Bestimmung im Vergleich zur wassergesättigten Porosität. Interessant ist, dass der Onkoidkalk (KM 23) und der Packstone (KM 26) in Abbildung 6.23 ein mit den Dolomiten vergleichbares Poro-Perm-Verhältnis haben. Erst bei der Korrelation von wassererfüllter Porosität zu Permeabilität wird deutlich, dass bei gleicher Porosität Kalksteine geringere Permeabilitäten aufweisen. Dies lässt sich auf die kleineren Porengrößen und den damit einhergehenden höheren Haftwasseranteil zurückführen (ANSELMETTI et al., 1998).

Porenform

Die Permeabilität eines Gesteins hängt nicht nur von der Porosität, sondern auch von der Form der Poren und deren Verteilung ab (EHRICH et al, 1991; ANSELMETTI & EBERLI, 1993; LUCIA, 1995). Die Verteilung der normierten Porenformparameter des gesamten Porenraums lassen in Bezug zur Durchlässigkeit der Gesteinsproben keine Korrelation erkennen (Abb. 6.24 A). Auch zwischen der Porenform der Interkristallporen, mit Porenlängen von 10 bis 100 μm , und dem k_f -Wert der Proben ist kein direkter Zusammenhang festzustellen (Abb. 6.24 B), wie dies z. B. von ANSELMETTI et al. (1998) beschrieben wird.

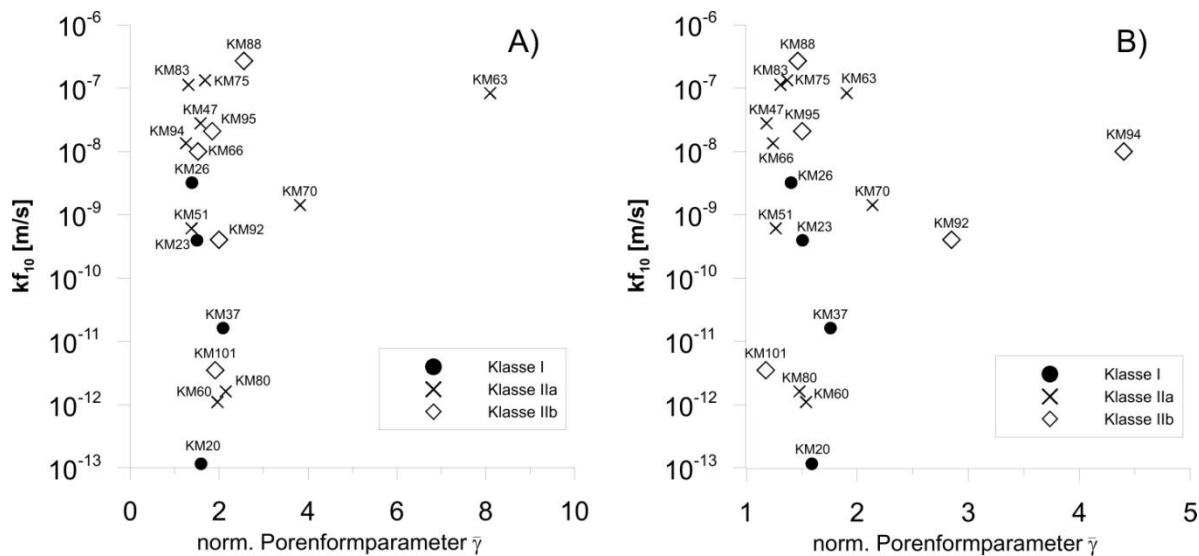


Abb. 6.24: Korrelation von Durchlässigkeit [m/s] und normiertem Porenformparameter $\bar{\gamma}$ aller Porengrößen (A). In B) wird der Zusammenhang zwischen Durchlässigkeit [m/s] und normiertem Porenformparameter $\bar{\gamma}$ der Interkristallporen mit einer Porenlänge von 10-100 μm gezeigt.

Die hohe Variabilität der karbonatischen Porentypen und -größen erlauben keine Abschätzung der Permeabilität nur anhand der Porosität (Abb. 6.23) oder der Porenform (Abb. 6.24). Für belastbare Aussagen müssen vielmehr weitere Parameter, wie Textur, Porengeometrie und -verteilung berücksichtigt werden.

6.3.3 Matrixpermeabilität der Bohrkerne aus der Bohrung Moosburg SC 4

Die vertikalen Matrixpermeabilitäten der Dolomite der Bohrung Moosburg streuen von $1,2 \cdot 10^{-12}$ bis $8,1 \cdot 10^{-7}$ m/s, wobei der überwiegende Teil der Kerne Durchlässigkeiten $k_{f10} > 1 \cdot 10^{-8}$ m/s aufweist. Die höchsten Matrixpermeabilitäten werden in den Einheiten des Malm δ , ε und $\zeta 1$ gemessen (Abb. 6.25). Dabei spiegelt die vertikale Verteilung der Matrixpermeabilität die von BÖHM et al. (2011) beschriebene Wechsellagerung von mittel-

bis grobkristallinen Dolomiten und sehr fein- bis feinkörnigen Dolomiten wider. In die Bereiche mit höherer Matrixpermeabilität sind immer wieder sehr schwach durchlässige Partien eingeschaltet. Diese Lagerungsverhältnisse werden von BÖHM et al (2011) als Sandwich-Aufbau mit vertikalen Permeabilitätsbarrieren interpretiert. Die Bewegung der Fluide in der Matrix würde demnach bevorzugt in horizontaler Richtung stattfinden.

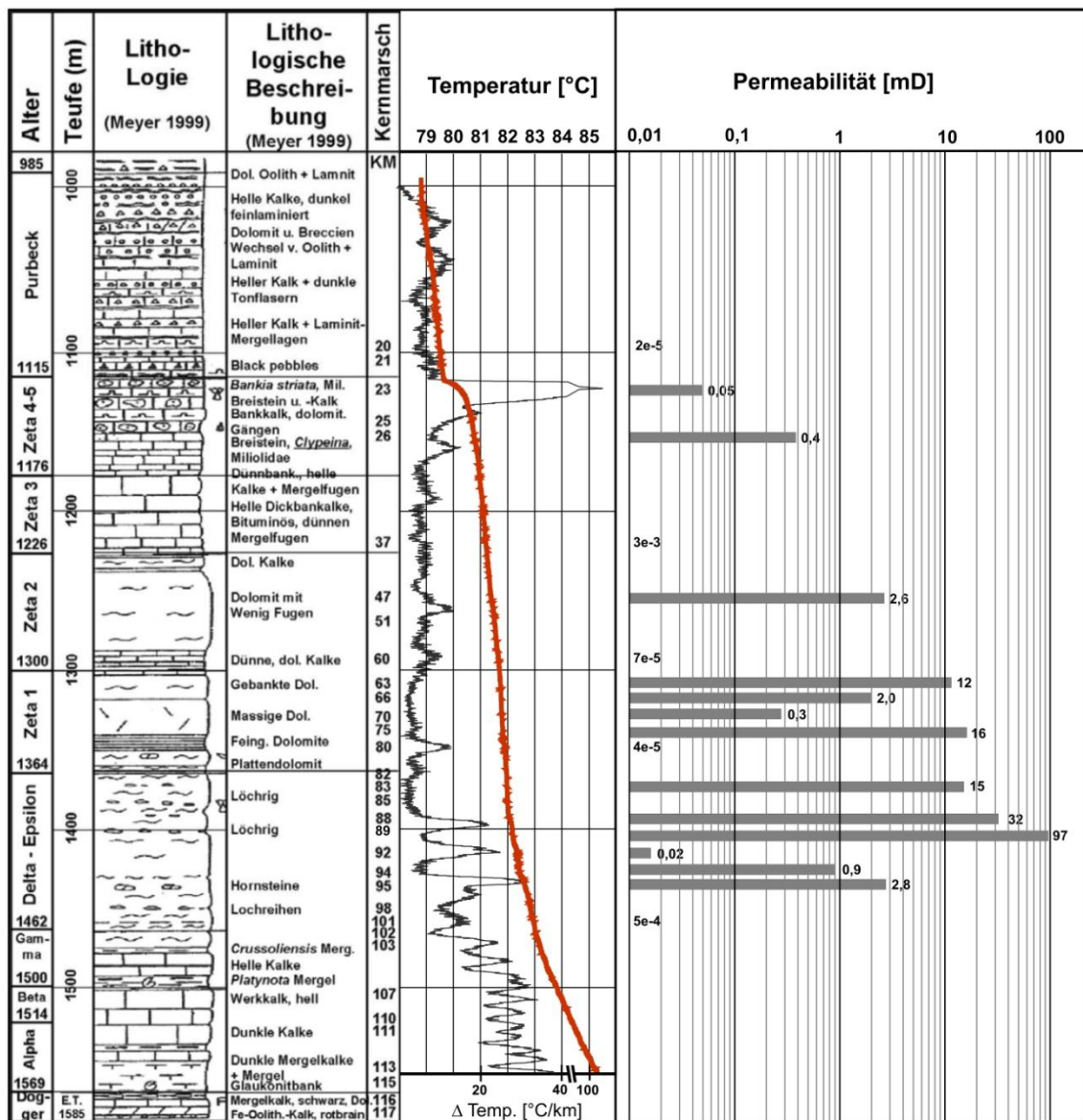


Abb. 6.25: Stratigraphische Abfolge und lithologische Beschreibung des Malm und Purbeck in der Bohrung Moosburg SC 4 nach MEYER (1994). Ferner sind ein unbeeinflusstes Temperaturprofil vom 12.12.2000 und vertikale Permeabilitäten der untersuchten Kerne aufgeführt.

Aus den einzelnen Matrixpermeabilitäten der Kerne lässt sich die Transmissivität der Matrix abschätzen. Für die 236 m mächtigen Dolomite mit einer mittleren Durchlässigkeit von $k_{f,MED} = 1,4 \cdot 10^{-8}$ m/s berechnet sich eine Transmissivität der Matrix von $T = 3,6 \cdot 10^{-6}$ m²/s. Dieser Wert ist wesentlich geringer als die Transmissivität $T = 7,6 \cdot 10^{-4}$ m²/s, welche beim Pumpversuch vom 08.07.1991 in der Bohrung Moosburg SC 4 ermittelt wurde. Hieraus lässt sich ableiten, dass der überwiegende Grundwasserzustrom in die Bohrung über Lösungshohlräume und Klüfte erfolgt.

Über die hydraulische Funktion der Klüfte können nur indirekt Aussagen über geophysikalische Messungen im Bohrloch gemacht werden. Das Fließverhalten in

zusammenhängenden Lösungshohlräumen im Bohrkernmaßstab wurde hingegen am Bohrkern KM 89 untersucht. Hierzu wurde die Durchlässigkeit dieses Bohrkerns nicht nur in vertikaler, sondern auch in horizontaler Richtung bestimmt. Die gemessenen horizontalen von $k_{f_{MED}} = 6,9 \cdot 10^{-4}$ m/s (0°-Richtung) und $k_{f_{MED}} = 6,5 \cdot 10^{-4}$ m/s (90°-Richtung) sind um etwa das 800-fache höher als die vertikale Matrixpermeabilität des Bohrkerns mit einem Wert von $k_{f_{MED}} = 8,1 \cdot 10^{-7}$ m/s. Dies lässt sich darauf zurückführen, dass in horizontaler Richtung das Fließgeschehen durch einen Lösungshohlraum geprägt wird, der den Kern vollständig in horizontaler Richtung durchzieht (Abb. 6.26). In vertikaler Richtung ist die Durchlässigkeit hingegen nur von der Interkristallinporosität abhängig.

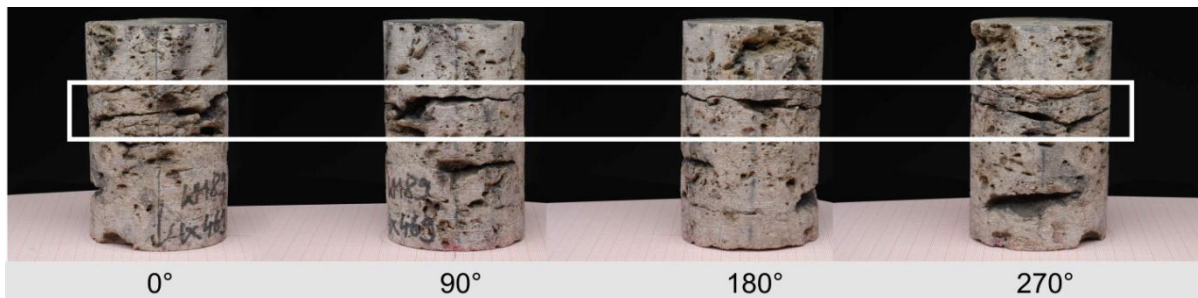


Abb. 6.26: Rundumsicht des Bohrkerns KM 89 mit einer Höhe von 13 cm bei einem Durchmesser von 7,8 cm. Der Kern stammt aus einer Tiefe von 1396 m MD. Der fleckig beige, zuckerkörnige Dolomit weist zahlreiche große Kavernen auf, wie sie für die sogenannte Lochfelsfazies charakteristisch sind. Weiß markiert ist ein Lösungshohlraum, der den Kern horizontal durchzieht.

Die horizontale Permeabilität beruht also überwiegend auf der Durchlässigkeit dieses Lösungshohlraums, inwieweit diese Durchlässigkeit auch für weitere Bereiche im Grundwasserleiter charakteristisch ist, kann anhand der Messdaten grob abgeschätzt werden. Geht man davon aus, dass die Zone mit vernetzten Lösungshohlräumen nur 1 % der Gesamtmächtigkeit der Dolomite umfasst, so würde sich für diese Zone eine Transmissivität von $T = (2,36 \text{ m} \times 6,5 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}) = 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ berechnen. Dieser Wert übersteigt die aus Testdaten ermittelte Transmissivität der Bohrung und deutet darauf hin, dass die Zone mit gut durchlässigen Lösungshohlräumen im Grundwasserleiter nur geringmächtig oder die am Bohrkern gemessene Durchlässigkeit der verbundenen Lösungshohlräume nicht repräsentativ für das Umfeld der Bohrung ist. Um die hydraulische Funktion des Bereichs mit verbundenen Lösungshohlräumen in der Bohrung Moosburg genauer zu charakterisieren wird das Temperaturprofil nach LUX & SCHEFFEL, 2001 vom 12.12.2000 herangezogen.

Kernmarsch KM 89 stammt aus einer Tiefe von 1396 m MD, in welcher das unbeeinflusste Temperaturprofil vom 12.12.2000 einen sprunghaften Anstieg der Temperatur erkennen lässt (Abb. 6.25). Dies deutet darauf hin, dass ab einer Tiefe von 1390 m MD Wasser in die Bohrung eintritt und nach oben strömt, um bei 1120-1115 m MD wieder auszutreten. Nach dieser Interpretation der Temperaturverteilung wären in der Bohrung Moosburg SC 4 im Bereich der zusammenhängenden Lösungshohlräume (KM 89) hohe Durchlässigkeiten zu erwarten.

In der Bohrung Moosburg SC 4 lässt sich daher mit großer Eindeutigkeit ein hydraulisch effektives Netzwerk aus Lösungshohlräumen (Karst) im Malm ε als ein Zustrombereich identifizieren. Nach seiner Ausprägung ist dieser Bereich mit der Lochfelsfazies im Malmaquifer im schwäbischen Raum zu vergleichen, der nach STÖBER (1986) ein Hauptwasserhorizont innerhalb des Malmaquifers ist. Karstlösungshohlräume spielen in tiefen Karbonatsystemen eine zentrale Rolle beim Transport von Wasser (HOVORKA & MACE, 1998). Die Lösungshohlräume haben zwar nur einen geringen Anteil an der Matrixporosität, sind aber aufgrund ihrer sehr großen miteinander verbundenen Poren bedeutend für die

Permeabilität. Die Matrix mit ihrem sehr hohen Anteil am Porenraum fungiert als Speichergestein, wohingegen die Lösungshohlräume die Grundwasserdynamik steuern (LUCIA, 2007).

6.4 Literatur

ANSELMETTI, F. & EBERLI, G. (1993): Controls of sonic velocity in carbonates.- Pure and Applied Geophysics, **141**, 287-323.

ANSELMETTI, F., LUTHI, S. & EBERLI, G. (1998): Quantitative Characterization of Carbonate Pore Systems by Digital Image Analysis. – AAPG Bulletin, **82**: 1815-183.

BOHL, W. & ELMENDORF, W. (2005): Technische Strömungslehre. 504 S., Würzburg (Vogel).

BÖHM, F., KOCH, R., HÖFERLE, R. & BAASCH, R. (2010): Upper Jurassic of the Pullach Th2 geothermal well – Facies analysis using cuttings (Munich, S-Germany). – Geol. Bl. NO-Bayern, **60**: 17-49.

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 des Malmaquifers (Östliches Molasse-Becken, Malm δ - ζ ; Süddeutschland) – Z. geol. Wiss., **39**, 117-157, Berlin.

CHOQUETTE, P. & PRAY, L. (1970): Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. – AAPG Bulletin, **54**: 207-250.

CHOQUETTE, P.W. & STEINER, R.P. (1985): Mississippian oolite and non-supratidal dolomite reservoirs in the Ste. Genevieve Formation, North Bridgeport Field, Illinois Basin. In: ROEHL, P.O. & CHOQUETTE P.W. (Hrsg.): Carbonate petroleum reservoirs. – Springer-Verlag: 209–238.

DIN 18121-1 (1998): Wassergehalt – Teil 1: Bestimmung durch Ofentrocknung. – 4 S.; Berlin (Beuth).

DIN 18130-1 (1998): Bestimmung des Wasserdurchlässigkeitsbeiwerts. – Laborversuche; 20 S.; Berlin (Beuth).

EHRlich, R., CRABTREE, J.S., HORKOWITZ, K.O. & HORKOWITZ, J.P. (1991): Petrography and Reservoir Physics I: Objective Classification of Reservoir Porosity. – AAPG Bulletin, **75**: 1547-1562.

ENOS, P. & SAWATSKY, L.H. (1981): Pore networks in Holocene carbonate sediments. – J. of Sed. Petrology, **51**: 961-985.

FABRICIUS, I.L., BAECHLE, G., EBERLI G.P. & WEGER, R. (2007): Estimating permeability of carbonate rocks from porosity and $v(p)/v(s)$. – Geophysics, **72**: E 185-191.

HOVORKA, S.D. & MACE, R.E. (1998): Permeability structure of the Edwards aquifer, South Texas – Implications for aquifer management. The University of Texas, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations No. 250: 55 S.; Austin.

KOCH, R. & SOBOTT, R. (2005): Porosität in Karbonatgesteinen – Genese, Morphologie und Einfluss auf Verwitterung und Konservierungsmaßnahmen. – Z. dt. Ges. Geowiss., **156**: 33-50.

KOCH, R., BACHMANN, G.H. & 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, **38**: 327-351.

KOZENY, J. (1927): Über die kapillare Leitung des Wassers im Boden. – Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, **136**: 271-306.

- LIEDMANN, W. (1992): Diagenetische Entwicklung süddeutscher Malmkarbonate (unter Berücksichtigung Lumineszenzpetrographischer, fluid inclusion und geochemischer Untersuchungsmethoden). – Diss. Univ. Heidelberg: 307 S.; Heidelberg.
- LIEDMANN, W. & KOCH, R. (1990): Diagenesis and fluid inclusions of Upper Jurassic Sponge-Algal Reefs in SW Germany. – *Facies*, **23**: 241-268.
- LUCIA, F.J. (1983): Petrophysical parameters estimated from visual description of carbonate rocks - a field classification of carbonate pore space. – *J. Pet. Technology*, **35**: 626–637.
- LUCIA, F.J. (1995): Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterisation. – *AAPG Bulletin*, **79**: 1275-1300.
- LUCIA, F.J. (2007): Carbonate Reservoir Characterization – An Integrated Approach; 366 S.; Berlin (Springer).
- LUX, K.-N. & SCHEFFEL, I. (2001): Kurzbericht zu geophysikalischen Messungen in der Bohrung Moosburg SC 4. – BLM Bericht: 12 S.; München (*unveröffentlicht*).
- MAERZ, S., FRIJA, G. & MUTTI, M. (2010): Digital Image Analysis (DIA): a new approach of porosity quantification for reservoir characterization studies. – *Schriftenreihe dt. Ges. Geowiss.*, **72**, 62
- MEYER, R.K.F. (1994): “Moosburg SC 4”, die erste Kernbohrung durch den Malm unter der bayerischen Molasse. – *Erlanger geol. Abh.*, **123**: 51-81.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1989): Paläogeographischer Atlas des süddeutschen Oberjura (Malm). – *Geol. Jb.*, **A 115**: 77 S.
- REINHOLD, C. (1996): Prozesse, Steuerung und Produkte komplexer Diagenese-Sequenzen in süddeutschen Malm-Karbonaten – Die oberjurassische Massenkalk- und Bankkalkfazies bei Geislingen/Steige (Oxford/Kimmeridge, östliche Schwäbische Alb). – Diss. TU Berlin: 255 S.; Berlin.
- STOBER, I. (1986): Strömungsverhalten in Festgesteinsaquiferen mit Hilfe von Pump- und Injektionsversuchen. – *Geol. Jb.*, **C 42**: 204 S.
- WOLFGRAMM, M., OBST, K., BEICHEL, K., BRANDES, J., KOCH, R., RAUPPACH, K. & THORWART, K. (2009): Produktionsprognosen geothermischer Aquifere in Deutschland. — *Der Geothermiekongress 2009*: 13 S.; Bochum.

7 Hydraulik

7.1 Methodik

7.1.1 Einführung

An detaillierte Reservoirmodelle, die als Grundlage für die Erarbeitung einer Explorationsstrategie dienen, werden zur Minimierung des Fündigkeitsrisikos zunehmend sehr hohe Anforderungen gestellt. Hierzu reichen die klassischen hydrogeologischen Auswertungsverfahren für oberflächennahe Grundwasserleitersysteme nicht aus. Im Rahmen des Forschungsvorhabens war es daher erforderlich, zusätzlich zu den aus der Hydrogeologie bekannten Auswerteverfahren, Methoden aus der Erdöl-Erdgasbranche (*Well Test Analysis*) auf die Auswertung der Geothermiebohrungen zu übertragen. Die Methodik zur Auswertung der Pumpversuche in der tiefen Geothermie entspricht somit den aktuellen Standards in der Erdölindustrie.

7.1.2 Auswertung von Pumpversuchen

7.1.2.1 Allgemeine Vorgehensweise

Die Absenkphase während eines Pumpversuchs ist lediglich im Idealfall für die Bestimmung des hydraulischen Charakters einer Bohrung geeignet, da das Einstellen einer konstanten Förderrate, auch bei einem Fördertest mit Tauchkreislaspumpe, sehr schwierig ist. Daher wurde für die Auswertung der Pumpversuche grundsätzlich dem Wiederanstieg (Förderrate gleich null) durch Superpositionierung der Zeit bzw. Berechnung der sogenannten effektiven Agarwal - Zeit (AGARWAL, 1980) der Vorzug gegeben. Für die Identifizierung des hydraulischen Charakters einer Bohrung kommt dabei die sogenannte Log-Log-Analyse der Druckabsenkung während der transienten bzw. instationären Phase mit der Ableitung nach BOURDET et al. (1983) zur Anwendung (BOURDET et al., 1989, BOURDET, 2002).

Je nach Verlauf und Steigung des Drucks und dessen Ableitung im doppellogarithmischen Diagramm können verschiedene Fließregime während des frühen, intermediären und späten zeitlichen Abschnitts identifiziert werden. In der Abb. 7.1 sind typische Formen und Steigungen der Druck- und Ableitungskurve für unterschiedliche Fließregime je nach zeitlichem Abschnitt zusammengefasst. Die Abb. 7.2 stellt als Beispiel den typischen Verlauf der Ableitungskurve für eine Bohrung in einem homogenen Reservoir, in einem isolierten Reservoir und in einem Reservoir mit einer *Constant-Pressure* Barriere dar.

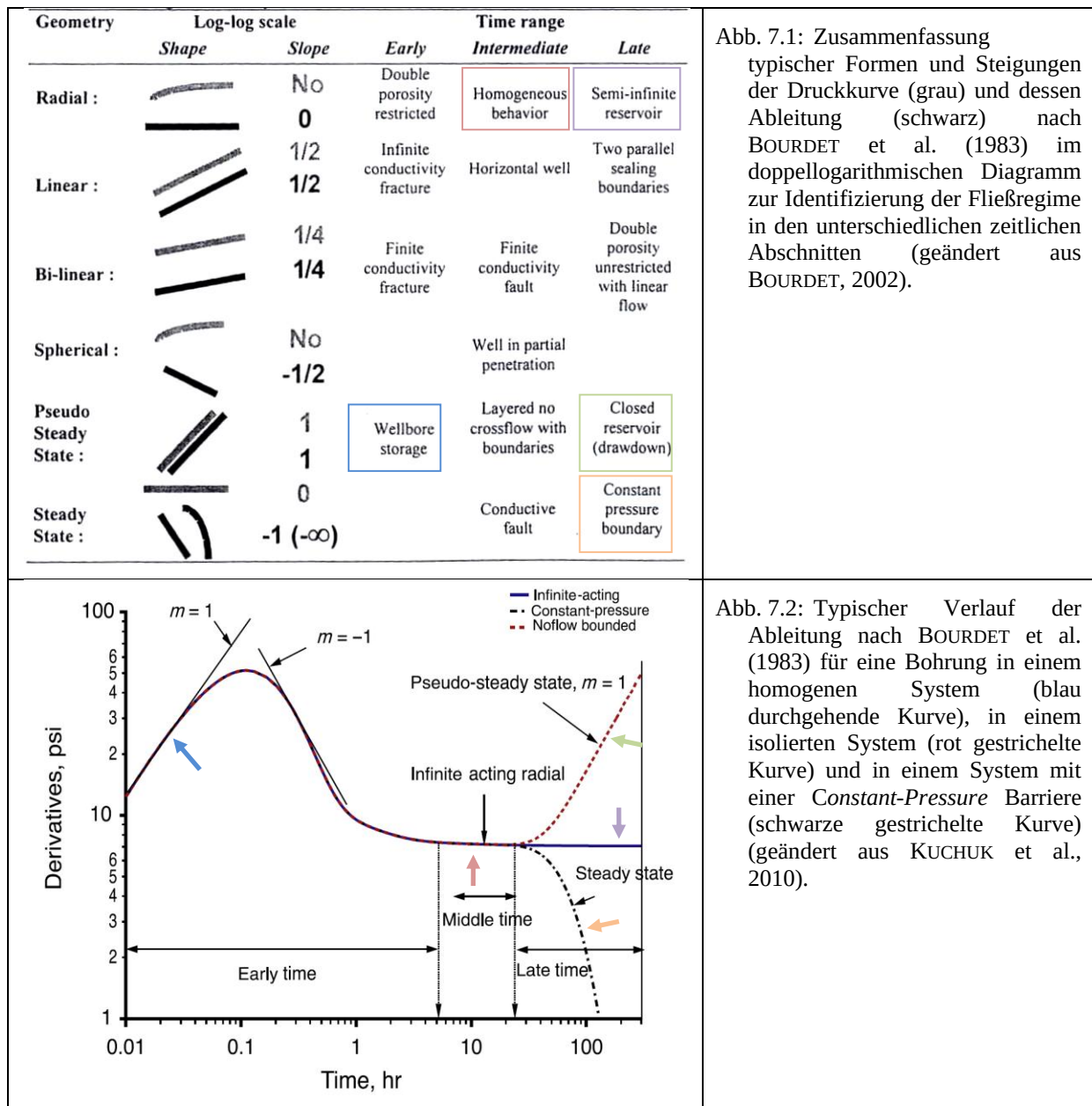


Abb. 7.1: Zusammenfassung typischer Formen und Steigungen der Druckkurve (grau) und dessen Ableitung (schwarz) nach BOURDET et al. (1983) im doppellogarithmischen Diagramm zur Identifizierung der Fließregime in den unterschiedlichen zeitlichen Abschnitten (geändert aus BOURDET, 2002).

Abb. 7.2: Typischer Verlauf der Ableitung nach BOURDET et al. (1983) für eine Bohrung in einem homogenen System (blau durchgehende Kurve), in einem isolierten System (rot gestrichelte Kurve) und in einem System mit einer *Constant-Pressure* Barriere (schwarze gestrichelte Kurve) (geändert aus KUCHUK et al., 2010).

Ergänzend zur Log-Log-Analyse mit Ableitung wird für die Identifizierung des hydraulischen Charakters die Semilog-Darstellung des Wiederanstiegs (nach JACOB, 1963) bzw. der sog. Horner-Plot (nach HORNER, 1951) verwendet. Für die Semilog-Darstellung werden nach EARLOUGHER (1977) typische Kurvenverläufe des Wiederanstiegs dargestellt (Abb. 7.3).

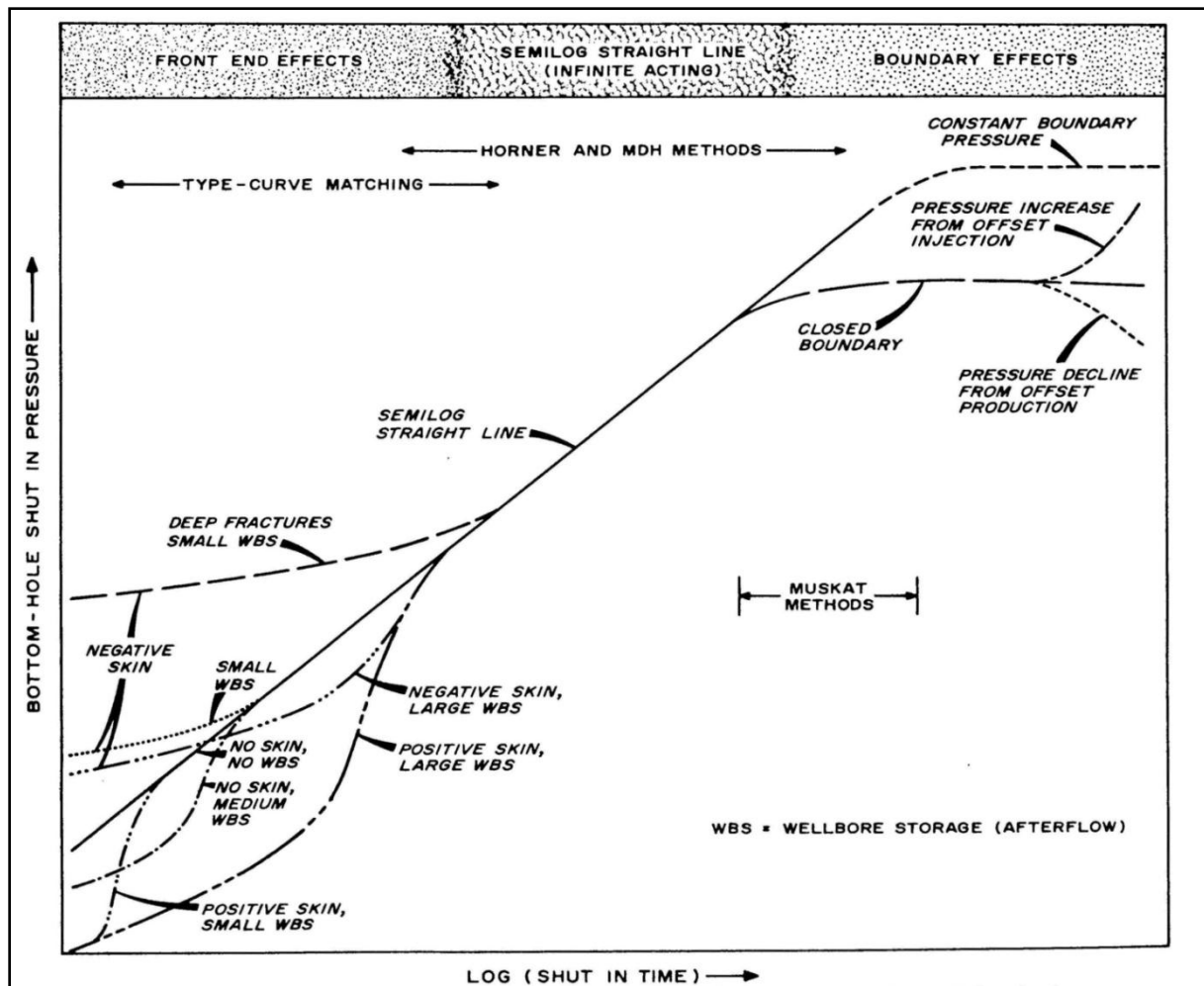


Abb. 7.3: Typische Kurvenverläufe des Wiederanstiegs, semilogarithmische Darstellung – Horner-Plot (aus EARLOUGHER, 1977).

7.1.2.2 Radiales Fließregime

Die Reservoireigenschaften werden durch den radialen Zustrom auf die Bohrung während der Produktion repräsentiert (BOURDET, 2002), welcher im intermediären bis späten Abschnitt der Log-Log-Analyse identifiziert werden kann (Abb. 7.4a). Für die Phase des radialen Zustroms kann die Transmissivität des Reservoirs mit der Auswertung des Wiederanstiegs nach THEIS (1935) bestimmt werden (Abb. 7.4b).

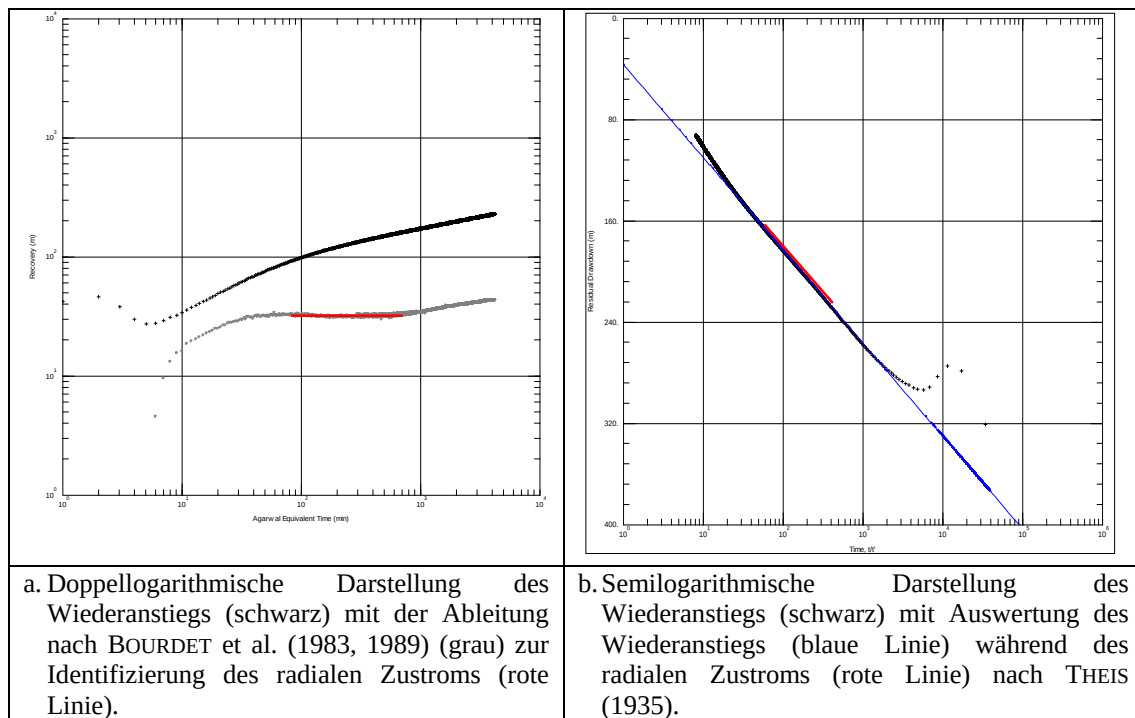


Abb. 7.4.: Beispiel der Auswertung des Wiederanstiegs aus einem Pumpstest einer Geothermiebohrung im Großraum München zur Bestimmung der Transmissivität während des radialen Zustroms.

Wenn die Datenqualität zur Auswertung des Wiederanstiegs einer Bohrung nicht ausreichend ist, kann ein Annäherungswert der Transmissibilität des Reservoirs über die stationäre Auswertung nach THIEM (1906) ermittelt werden (BIRNER et al., 2009).

7.1.2.3 Brunnenspeicherung

Zu Beginn eines Pumpversuchs wird hauptsächlich das im Bohrloch gespeicherte Wasser gefördert, während der Anteil aus dem Reservoir zunächst vernachlässigbar klein ist. Dieses charakteristische Fließregime wird Brunnenspeicherung genannt und ist im frühen Abschnitt der Log-Log-Analyse mit einer Steigung von 1 in der Druckabsenkkurve und deren Ableitung zu erkennen (vgl. Abb. 7.1). Der Brunnenspeicher-Effekt kann bis zu einigen Minuten andauern. Mit dem zeitlichen Verlauf steigt der Produktionsanteil aus dem Reservoir an, bis sich schließlich die Produktionsrate aus dem Reservoir an die Förderrate am Bohrlochkopf angleicht. Die (gemessene) Reaktion des Basisdrucks in der Bohrung ist dann nicht mehr von dem Brunnenspeicher-Effekt beeinflusst und kann dem Reservoir zugeordnet und demzufolge ausgewertet werden. Der Effekt der Brunnenspeicherung kann während der Absenckphase wie auch während der Wiederanstiegsphase beobachtet werden (BOURDET, 2002).

7.1.2.4 Skin-Effekte / Bohrlochanbindung

Die theoretische Definition des Skin-Effekts ist eine unendlich dünne, ringförmige Abdichtungs- bzw. Auflockerungszone um die Bohrung (STRAYLE, 1983), die zu einer Erhöhung (positiver Skin-Faktor, Verringerung des wirksamen Bohrlochradius) bzw. zu einer Reduktion (negativer Skin-Faktor, Erweiterung des wirksamen Bohrlochradius) der Druckabsenkung im Bohrloch führt (LANGGUTH & VOIGT, 2004). Ein positiver Skin-Effekt (schlechte Bohrlochanbindung) weist auf eine Bohrlochverschmutzung durch Spülung und/oder Cuttings hin, während ein negativer Skin-Effekt (gute Bohrlochanbindung) auf eine erfolgreiche Stimulation der Bohrung (z.B. mit Säure) oder auf eine Anbindung der Bohrung

an das Reservoir über eine hydraulisch aktive Kluft hinweist. Bei geneigten Bohrungen (nicht horizontale Bohrungen) wird durch die Neigung der Bohrung ein zusätzlicher negativer geometrischer Skin erzeugt, der mit dem Bohrloch Skin addiert wird (BOURDET, 2002).

Skin-Effekte können im frühen bis intermediären Abschnitt der doppellogarithmischen Darstellung des Drucks und dessen Ableitung identifiziert werden. In der Abb. 7.5 sind theoretische Druckreaktionen einer Bohrung in einem homogenen Reservoir und die einer Bohrung, die über eine hydraulisch aktive Kluft angebunden ist, bei unterschiedlichen Skin-Faktoren dargestellt.

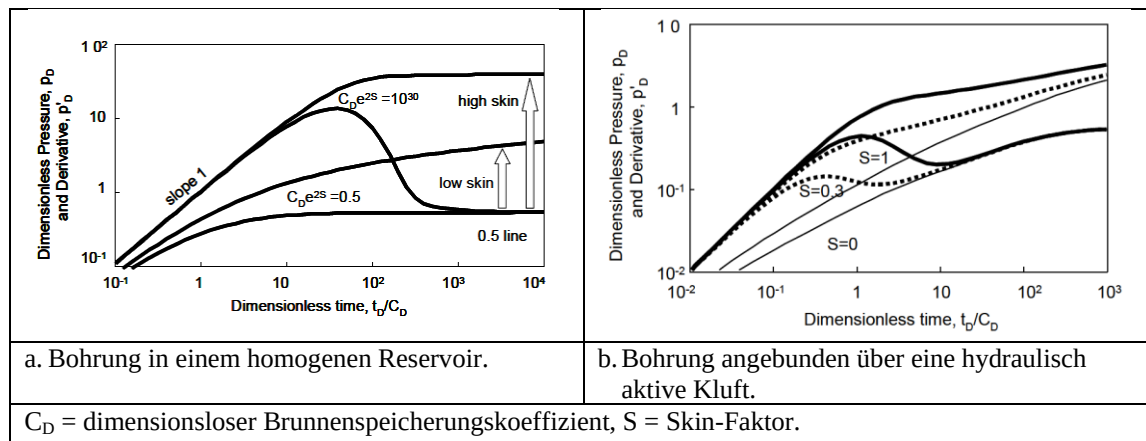


Abb. 7.5: Theoretische Druckreaktion mit Ableitung für unterschiedliche Skin-Faktoren, doppellogarithmische Darstellung (aus BOURDET, 2002).

7.1.2.5 Hydraulisch aktive Kluft (Störungen)

Eine Bohrung kann über eine hydraulisch aktive Kluft an das Reservoir angebunden sein, wodurch die Kontaktfläche zwischen Reservoir und Bohrung oder anders ausgedrückt der effektive Bohrlochradius signifikant erhöht wird. Damit geht ein negativer Skin-Effekt einher. Bei den hydraulisch aktiven Klüften können zwei Fließregime beobachtet werden. Eine hochpermeable (*infinite conductivity*) bzw. uniform fließende (*uniform flux*) Kluft wird durch ein lineares Fließregime im frühen Abschnitt der Log-Log-Analyse gekennzeichnet (Steigung der Druckabsenk- und der Ableitungskurve bei einer doppellogarithmischen Darstellung von 0,5) (s. Abb. 7.6a und Abb. 7.6b). Bei sehr langen Klüften, in denen der Permeabilitätskontrast zum Reservoir nicht sehr hoch ist (*finite conductivity*), tritt im frühen Abschnitt der Log-Log-Analyse ein bilineares Fließregime auf (Steigung der Druckabsenk- und der Ableitungskurve bei einer doppellogarithmischen Darstellung von 0,25). Das bilineare Fließregime geht in ein lineares, vergleichbar zur hochpermeablen Kluft, und dann in ein radiales Fließen über (s. Abb. 7.6c und Abb. 7.6d).

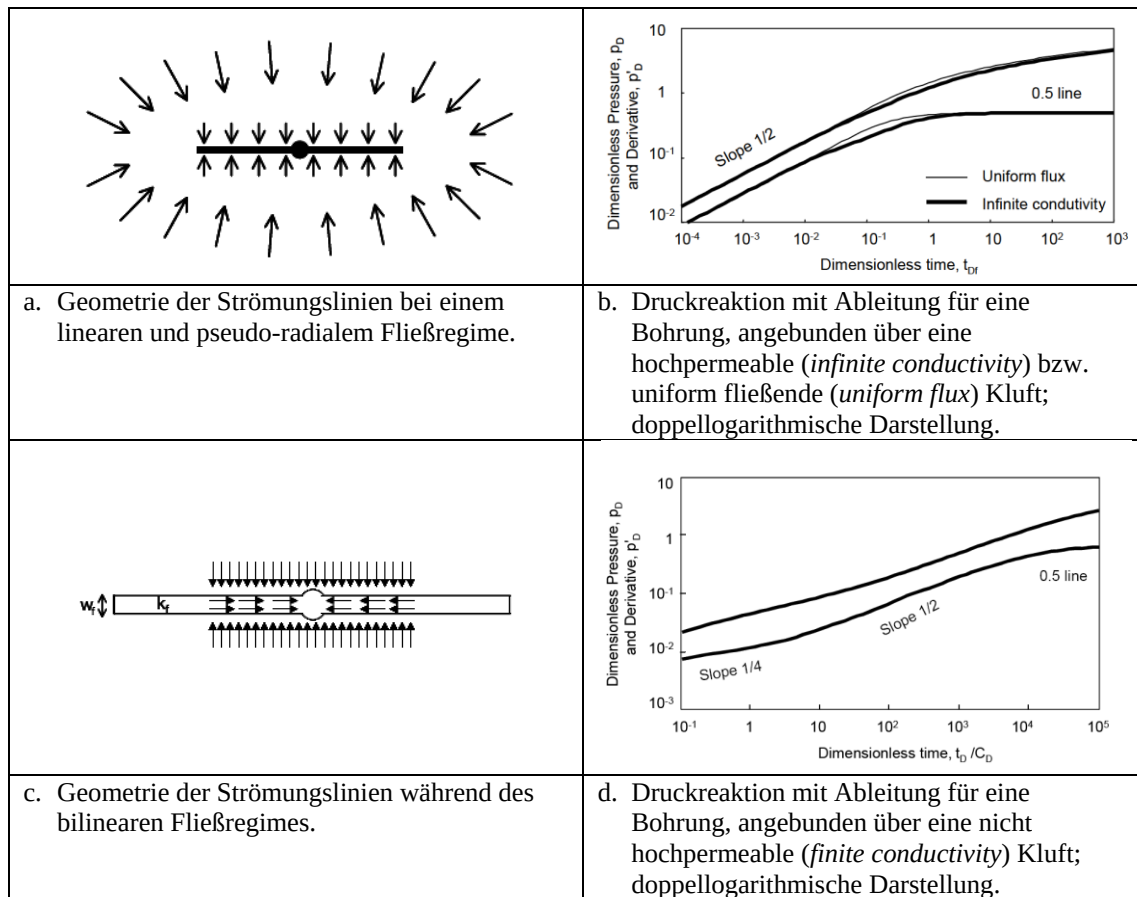


Abb. 7.6: Strömungsliniengeometrie und jeweilige theoretische Druckreaktion mit Ableitung für eine Bohrung, die über eine hydraulisch aktive Kluft an das Reservoir angebunden ist (aus BOURDET, 2002).

7.1.2.6 Hydraulische Berandungen

Je nach Dauer der Förderphase kann der Druckabsenkttrichter einen Bereich des Reservoirs mit veränderten hydraulischen Eigenschaften erreichen. Diese sog. hydraulischen Berandungen, die durch Inhomogenitäten oder Veränderungen im Reservoir hervorgerufen werden, können, sofern vorhanden, im späten Abschnitt der Log-Log-Analyse beobachtet werden. In der Hydrogeologie wird zwischen negativen und positiven hydraulischen Berandungen unterschieden. Eine negative Berandung kann auf eine sog. *No-Flow*-Barriere (z.B. eine tonverschmierte Störung; s. Abb.7.7a) oder auf eine Verschlechterung in der Hydraulik des Reservoirs (s. Abb.7.7c und Abb.7.7d) zurückgeführt werden. Eine positive Berandung weist dagegen auf eine sog. *Constant-Pressure*-Barriere (z.B. eine hochpermeable Kluft) (s. Abb.7.7b) oder eine Verbesserung in der Hydraulik des Reservoirs hin (s. Abb.7.7c und Abb.7.7d).

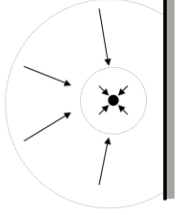
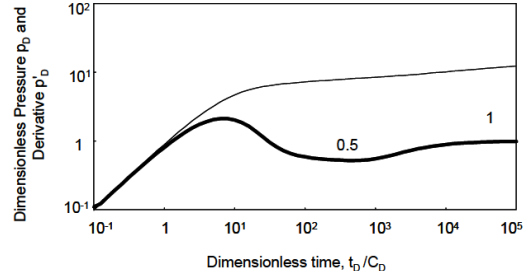
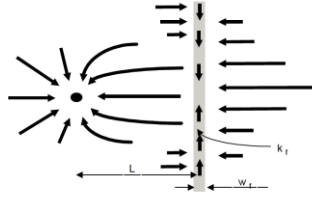
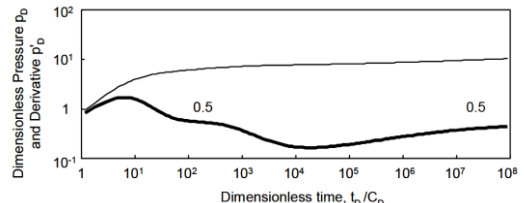
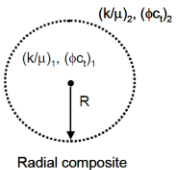
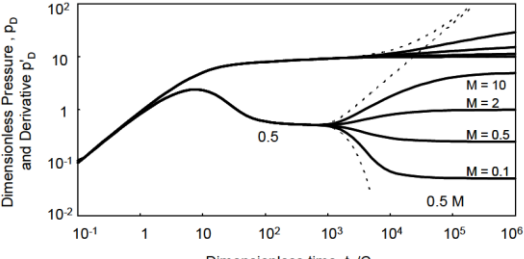
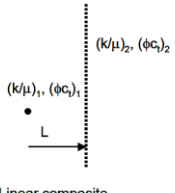
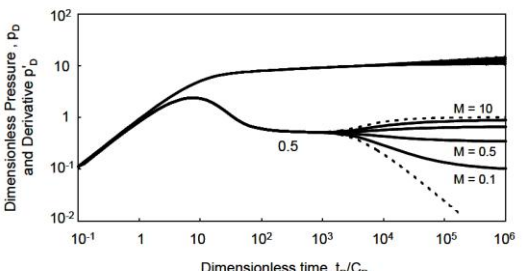
1. Radial flow 2. Hemi-radial flow 	
a. Modell und Fließregime für eine Bohrung in der Nähe einer <i>No-Flow</i>-Barriere in einem homogenen Reservoir	b. Druckreaktion mit Ableitung für eine Bohrung in der Nähe einer <i>No-Flow</i>-Barriere in einem homogenen Reservoir, dopplelogarithmische Darstellung.
1. Radial flow 2. Constant pressure boundary effect 3. Bi-linear flow 4. Radial flow 	
c. Modell und Fließregime für eine Bohrung in der Nähe einer <i>Constant-Pressure</i>-Barriere in einem homogenen Reservoir	d. Druckreaktion mit Ableitung für eine Bohrung in der Nähe einer <i>Constant-Pressure</i>-Barriere in einem homogenen Reservoir, dopplelogarithmische Darstellung.
 Radial composite	
e. Modell mit einer radialen Veränderung der Hydraulik im Reservoir.	f. Druckreaktion mit Ableitung in einem Reservoir mit radialer Veränderung der Hydraulik, dopplelogarithmische Darstellung.
 Linear composite	
g. Modell mit einer linearen Veränderung der Hydraulik im Reservoir.	h. Druckreaktion mit Ableitung für eine Bohrung in einem Reservoir mit linearer Veränderung der Hydraulik, dopplelogarithmische Darstellung.
M= Mobilität $(k/\mu)_1/(k/\mu)_2$, L=Abstand, k=Permeabilität, μ=dynamische Viskosität, R=Radius.	

Abb.7.7: Modelle und jeweilige theoretische Druckreaktionen mit Ableitung für eine Bohrung in einem homogenen Reservoir mit unterschiedlichen hydraulischen Berandungen (aus BOURDET, 2002).

7.1.2.7 Double-Porosity

Double-Porosity Systeme werden dadurch charakterisiert, dass der Grundwasserleiter von zwei verschiedenen, hydraulisch aktiven Komponenten gesteuert wird. So können

beispielsweise Sandsteine, in denen der Permeabilitätskontrast zwischen Klüften und Matrix hoch ist, durch *Double-Porosity* Modelle beschrieben werden (s. Abb.7.8). Dabei wird angenommen, dass das Wasser in der Porosität der Matrix gespeichert wird, während der Grundwasserfluß ausschließlich über Klüfte stattfindet.

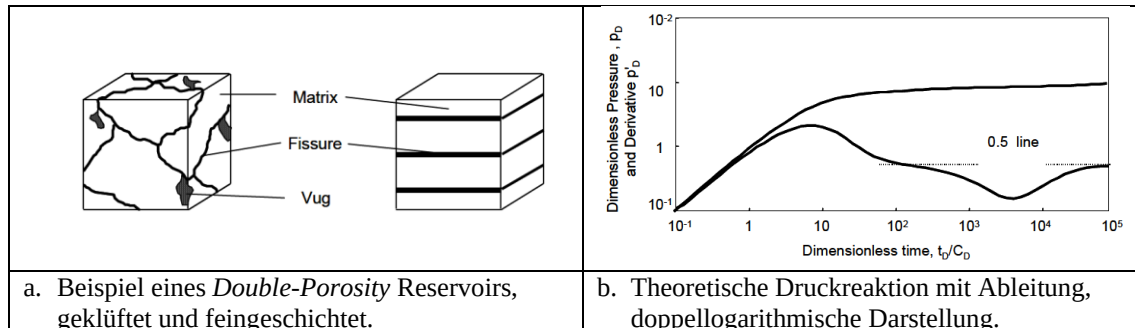


Abb.7.8: Modell und theoretische Druckreaktion mit Ableitung für eine Bohrung in einem Double-Porosity-Reservoir (aus BOURDET, 2002).

7.1.2.8 Double-Permeability

Vergleichbar zum Double-Porosity Modell wird auch im *Double-Permeability* Modell von zwei hydraulisch verschiedenen Komponenten ausgegangen, die als Horizonte mit unterschiedlicher Permeabilität und Porosität vorliegen. Beide Horizonte sind an die Bohrung angeschlossen und auch ein hydraulischer Kontakt zwischen den Horizonten ist möglich (s. Abb.7.9). Das *Double-Permeability* Modell beschreibt geschichtete oder geklüftete Reservoirs, vergleichbar zum *Double-Porosity* Modell, in denen jedoch die Matrix am Grundwasserfluss ebenfalls beteiligt ist.

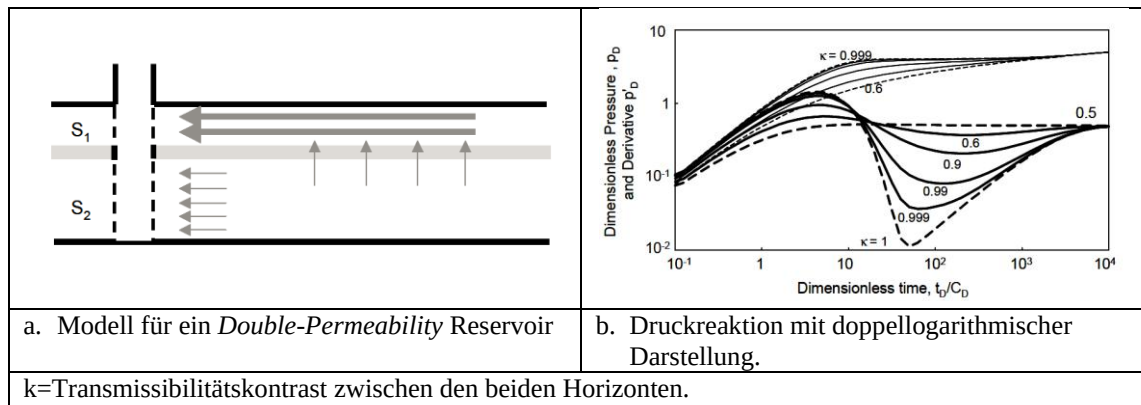


Abb.7.9: Modell und Druckreaktion mit Ableitung für eine Bohrung in einem Double-Permeability Reservoir (aus BOURDET, 2002).

7.1.2.9 History Simulation

Die sog. „*History Simulation*“ bezeichnet die Verifikation der dargestellten Pumpversuchsauswertung über den Wiederanstieg durch Simulation der Förderphase bzw. Absenkungskurve. Abb.7.10 zeigt eine Log-Log-Analyse des Wiederanstiegs einer Geothermiebohrung des Großraum Münchens mit anschließender Verifikation des Modells durch Simulation der Förderphase.

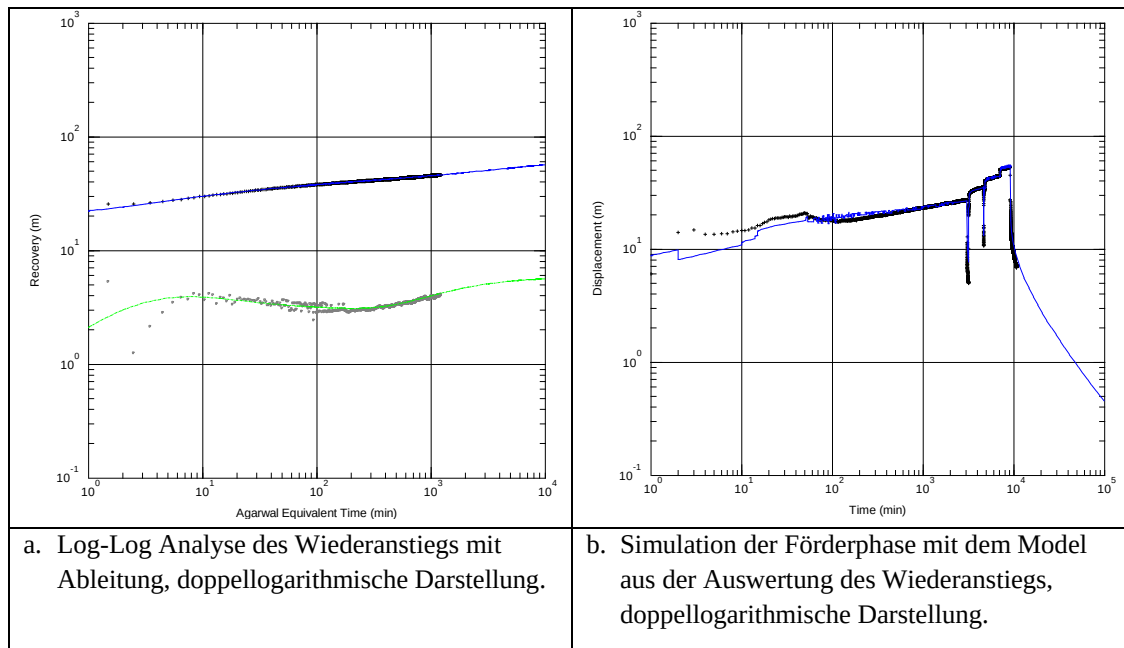


Abb. 7.10: Log-Log Analyse mit Ableitung und Verifikation durch Simulation der Förderphase einer Geothermiebohrung im Großraum München.

7.1.3 Permeabilität aus Flowmetermessungen

Aus einer Flowmetermessung kann der Anteil der Fließrate (Förder- oder Injektionsrate) in Abhängigkeit der Tiefe, also ein Zuflussprofil der Bohrung, bestimmt werden. Vor einer Auswertung sollte die Messung mit der Fahrgeschwindigkeit und dem Kaliber der Bohrung korrigiert werden. Aus dem Zuflussprofil kann, sofern die Transmissibilität der Bohrung aus einem Pumpstest bekannt ist, ein Permeabilitätsprofil erstellt werden (s. Abb. 7.11). Die mittlere Permeabilität k über einen Tiefenabschnitt ΔZ kann mit folgender Formel berechnet werden (COSENTINO, 2001):

$$k = \frac{\Delta F}{\Delta Z} kh \quad (\text{Gl. 7.1})$$

mit

ΔF : Veränderung des Fließraten-Anteils über den Tiefenabschnitt ΔZ

ΔZ : Tiefenabschnitt

k : Mittlere Permeabilität über den Tiefenabschnitt ΔZ

kh : Transmissibilität der Bohrung

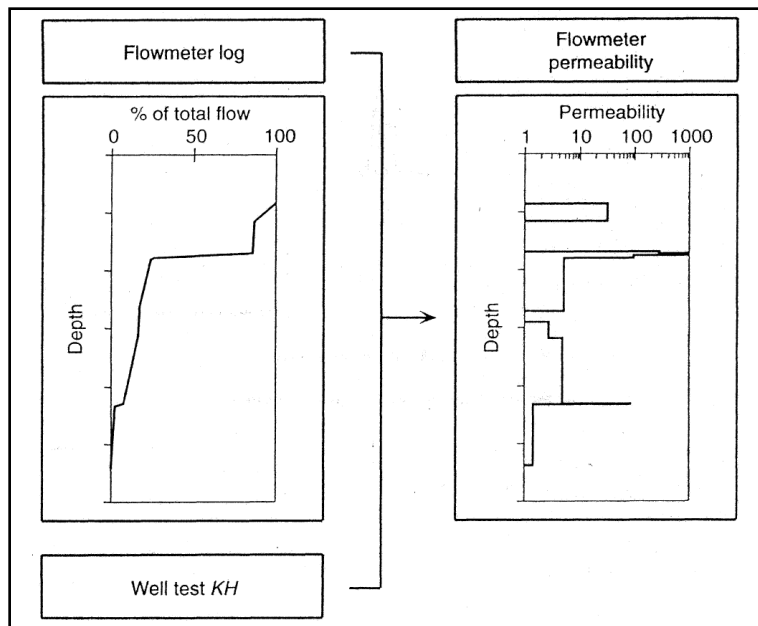


Abb. 7.11: Beispiel zur Ermittlung eines Permeabilitätsprofils aus einer Flowmetermessung und Transmissibilität der Bohrung (aus COSENTINO, 2001).

7.1.4 Hydraulische Aktivität aus Temperaturlogmessung

Je nach Art der Temperaturlogmessungen können diese unterschiedlich im Hinblick auf potentielle Zuflusshorizonte bzw. hydraulisch aktive Zonen interpretiert werden:

- Messung während der Förderung bzw. Injektion: Die Messung wird meist zusammen mit einer Flowmetermessung kombiniert und kann als Qualitätskontrolle der Flowmetermessung verwendet werden. Markante Veränderungen im Zufluss in der Bohrung sind meist auch im Temperaturlog zu sehen.
- Messung nach Fördertest: Bei der Auswertung dieser Temperaturlogs werden Bereiche mit einem geringen bis keinem Temperaturgradienten als Zuflusshorizonte interpretiert, während Bereiche mit einem eindeutigen Temperaturgradienten als hydraulisch nicht aktive Zonen interpretiert werden. Dabei wird die Annahme zu Grunde gelegt, dass hydraulisch aktive Bereiche des Reservoirs von demselben Fluid durchströmt werden und somit die gleiche Temperatur aufweisen. Daher kann in diesen Bereichen, besonders nach einem Fördertest, ein geringer Temperaturgradient beobachtet werden. Hydraulisch nicht aktive Bereiche weisen dagegen eher den geothermischen Gradienten bzw. den Temperaturgradienten im Gestein zwischen zwei aktiven Zonen auf.
- Messung nach Kaltwasserinjektion: Für die Auswertung wird die Temperaturmessung vor und nach der Kaltwasserinjektion verglichen. Hydraulisch aktive Bereiche werden im Gegensatz zu den nicht aktiven Bereichen stärker abgekühlt.
- Messung nach Abschluss der Bohrarbeiten und vor den hydraulischen Tests: Die Messung kann als Ergänzung für die Bestimmung der Zuflusshorizonte verwendet werden. Wenn beispielsweise signifikante Spülungsverluste auftreten, kann damit eine Abkühlung der hydraulisch aktiven Zone einhergehen.

7.1.5 Korrekturen

7.1.5.1 Reservoirdruck

Falls aus technischen Gründen der Reservoirdruck nicht direkt in Höhe Top Malm gemessen werden kann, kann dieser aus einer Druck- und Temperaturmessung im oberen Bereich der Bohrung (z.B. an der Tauchkreislaspumpe) mit folgender Formel interpoliert werden:

$$p_w = p + \bar{\rho} \cdot g \cdot (h_2 - h_1) - dp_{RR} \quad (\text{Gl. 7.2})$$

mit

dp_{RR} :	[bar]	Rohrreibungsverluste
h_1 :	[m]	Vertikale Tiefe Drucksonde
h_2 :	[m]	Vertikale Tiefe Reservoir
g :	[m/s ²]	Erdbeschleunigung
p :	[bar]	gemessener Druck
p_w :	[bar]	Reservoirdruck
$\bar{\rho}$:	[kg/m ³]	mittlere Dichte der Wassersäule zwischen Drucksonde und Reservoir. $\bar{\rho} = \frac{1}{h_2 - h_1} \int_{h_1}^{h_2} \rho(T(h), p(h), S) dh$

7.1.5.2 Transmissibilität

Da die Reservoirtemperaturen der ausgewerteten Bohrungen zwischen ca. 80 °C bis ca. 145 °C liegen und die Transmissivität einen fluidabhängigen Wert darstellt, wurde zur Vergleichbarkeit der Bohrungen aus der Transmissivität die sog. Transmissibilität (EINSELE et al., 1983), das Produkt aus spezifischer Permeabilität und Reservoirmächtigkeit, berechnet.

7.2 Ergebnisse

7.2.1 Wirksamkeit von Säurestimulationen

In lediglich 2 von 17 ausgewerteten Bohrungen konnten im ersten Pumpversuch eindeutig positive Skin-Effekte, die auf eine Bohrlochverschmutzung zurückzuführen sind, festgestellt werden. In beiden Bohrungen wurde vor der ersten Säurestimulation ein Reinigungspumpversuch durchgeführt. Nach der ersten Säurestimulation konnten bereits keine Skin-Effekte mehr identifiziert werden. Die Abb. 7.12 zeigt den Wiederanstieg einer dieser Bohrungen vor und nach der ersten Säurestimulation. Vor der Säuerung sind in der doppellogarithmischen Darstellung mit Ableitung sowie in der semilogarithmischen Darstellung eindeutig Skin-Effekte zu erkennen. Nach der Säuerung ist nur ein linear-bilineares Fließregime, das auf eine hydraulisch aktive Kluft zurückzuführen ist, erkennbar.

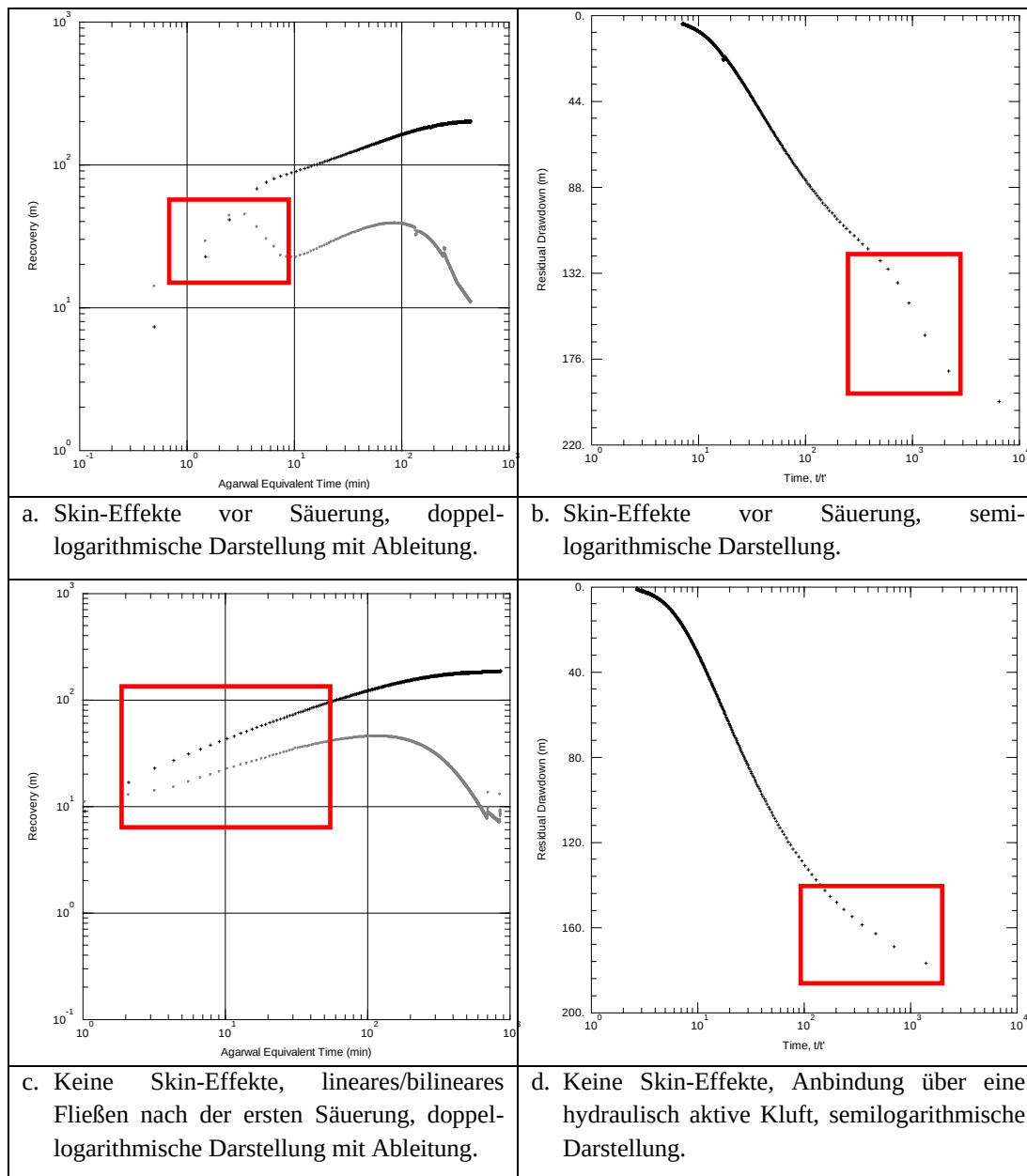


Abb. 7.12: Vergleich der Wiederanstiegskurven vor und nach der ersten Säuerung in einer Geothermiebohrung im Großraum München mit Anbindung über eine hydraulisch aktive Kluft.

In Bohrungen, in denen mehrfach gesäuert wurde, konnte teils in den Wiederanstiegsmessungen eine Art *Double-Porosity* Verhalten beobachtet werden (Abb. 7.13). Der Effekt wird dabei auf die Aufweitung der Klüfte im bohrlochnahen Bereich zurückgeführt. Obwohl dadurch eine verbesserte Bohrlochanbindung an das Reservoir und somit eine Verbesserung in der Produktivität der Bohrung zu erwarten wäre, zeigten die Bohrungen keine signifikante Verbesserung.

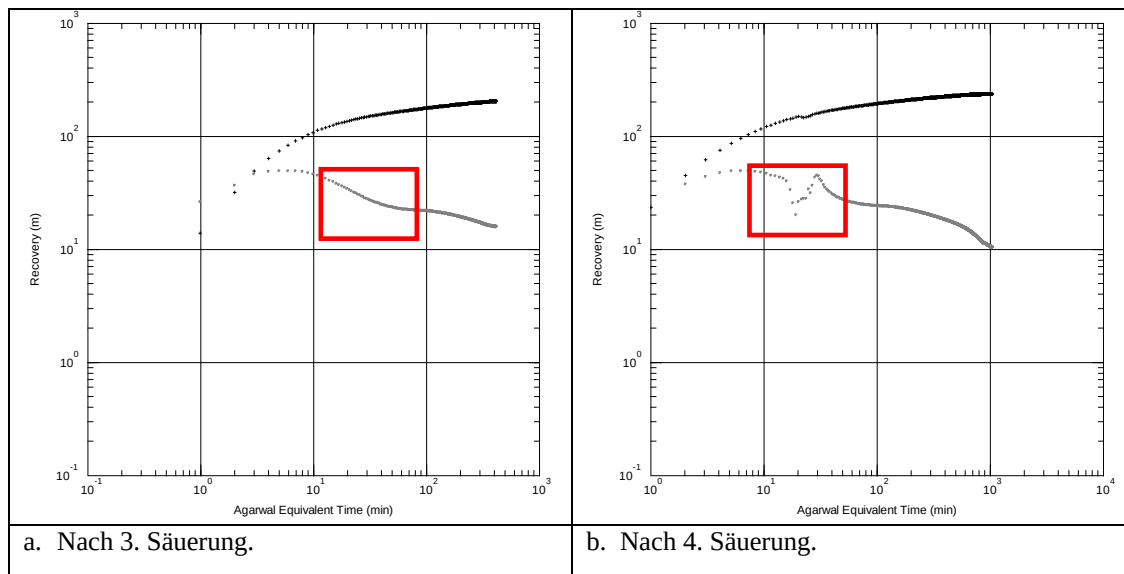


Abb. 7.13: Vergleich der Wiederanstiegskurven nach der 3. und 4. Säuerung in einer Geothermiebohrung im Großraum München, doppellogarithmische Darstellung mit Ableitung.

7.2.2 Der Beleg von Störungen im Pumpversuch

Für Störungen im Malm wurde bisher eine Erhöhung der Durchlässigkeit postuliert, so dass sie für den Großteil der abgeteufte Geothermiebohrungen das primäre Explorationsziel darstellten. Im hydrogeologischen Sinne ist eine Störung einer hydraulisch aktiven Kluft gleichzustellen. Aus den hier ausgewerteten Bohrungen konnten nur drei Bohrungen mit einem eindeutigen linearen bzw. bilinearen Fließregime identifiziert werden (s. Abb. 7.14). Dies kann jedoch nicht als Beleg dafür gewertet werden, dass in den restlichen Bohrungen keine Störung angetroffen wurde. Bei einem geringen Permeabilitätskontrast zwischen Störung und Reservoir, geht das Fließregime sehr schnell ins Radiale über. Dadurch kann das lineare Fließen von Brunnenspeicherung, Skin-Effekten und anderen technischen Störsignalen (wie z.B. Rücklauf des Wassers in der Tauchkreiselpumpe), die zu Beginn des Wiederanstiegs auftreten können, überlagert werden. In diesem Fall dient die Störung ausschließlich als Erweiterung des effektiven Brunnenradius, womit die Brunneneintrittsverluste reduziert werden und somit ein negativer Skin-Faktor erzeugt wird. Eine weitere Erklärung dafür, dass in einigen der Bohrungen die hydraulische Aktivität vorhandener Störungen nicht identifiziert werden konnte, liegt an den relativ geringen Förderraten der Pumpversuche. Dies führt zu einer sehr kurzen transienten bzw. instationären Phase, in der das Fließregime der Störung bzw. des Reservoirs vom Brunnenspeichereffekt überlagert wird.

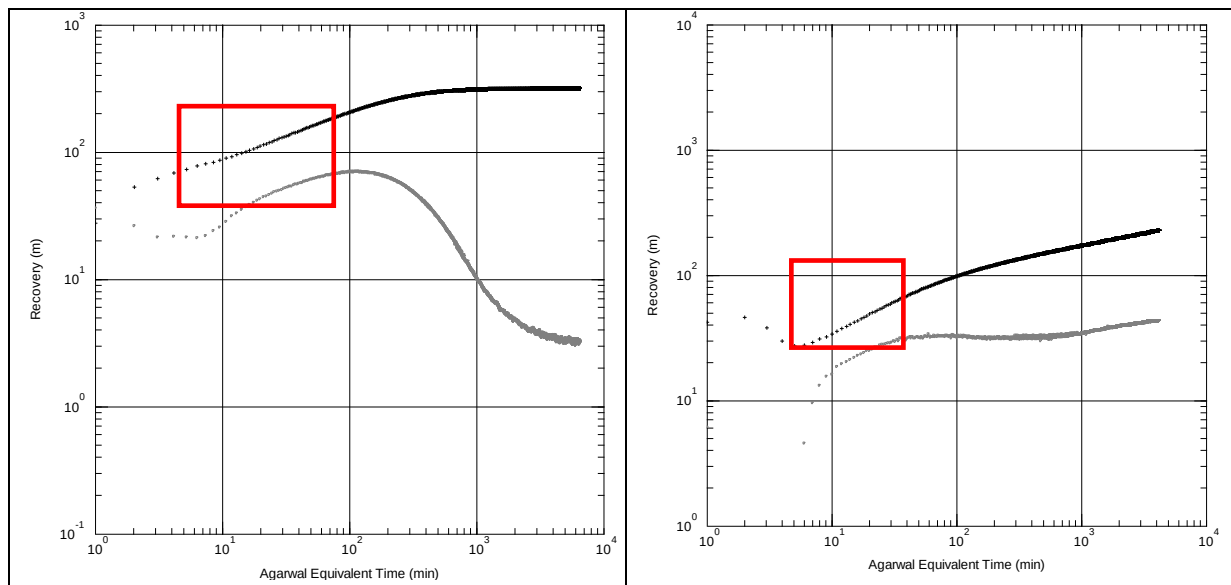


Abb. 7.14: Lineares/Bilineares Fließregime in zwei unterschiedlichen Geothermiebohrungen im Großraum München, doppellogarithmische Darstellung mit Ableitung.

7.2.3 Konzeptionelle hydrogeologische Modelle aus Pumptests

In den ausgewerteten Bohrungen konnten sowohl negative (Abb. 7.15a) als auch positive (Abb. 15b) Berandungen beobachtet werden.

Das Auftreten einer negativen hydraulischen Berandung weist generell auf eine Limitierung des Reservoirs hin. Die Abb. 7.16 zeigt beispielhaft eine negative Berandung in einem oberflächennahen Brunnen. Dieses Schema einer negativen hydraulischen Berandung ist natürlich nicht auf den Malm im tiefen Untergrund „eins zu eins“ übertragbar. Die beobachteten negativen Berandungen konnten stets mit einer Verschlechterung der Durchlässigkeit im Reservoir, belegt an hydraulischen Tests in Nachbarbohrungen, korreliert werden. Negative Berandungen im Sinne von „No-Flow“ Barrieren, wie in der Abb. 7.16 dargestellt, wurden in den ausgewerteten Bohrungen nicht beobachtet.

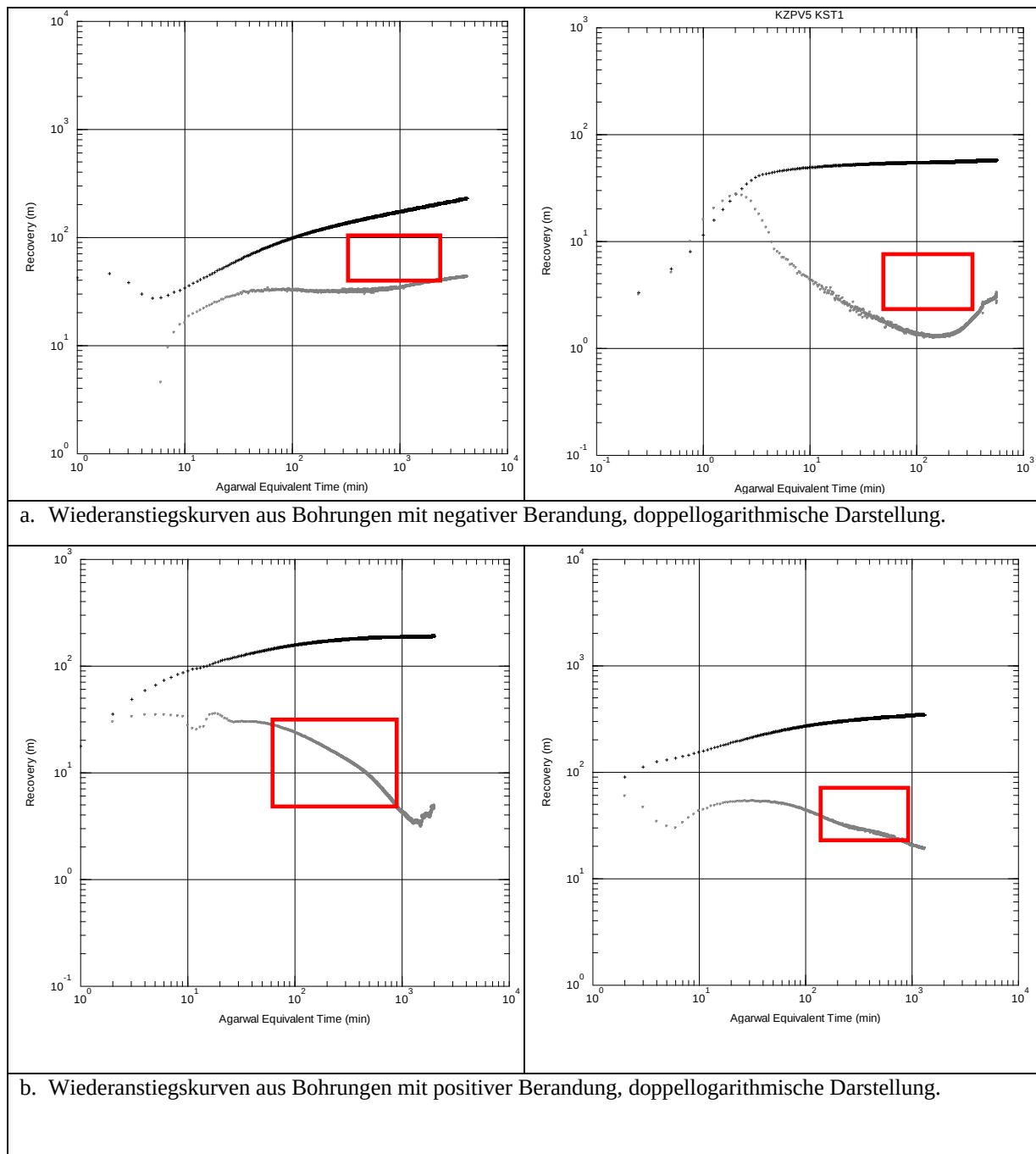


Abb. 7.15: Negative (a) und positive (b) Berandungen in unterschiedlichen Geothermiebohrungen im Großraum München.

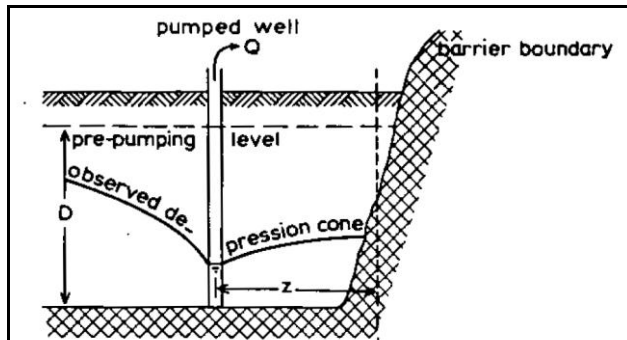


Abb. 7.16: Schematische Darstellung einer negativen hydraulischen Berandung (KRUSEMAN & DE RIDDER, 2000).

Mit Hilfe der aus dem Pumpversuch ermittelten hydraulischen Parameter Permeabilität und spezifischer Speicherkoeffizient kann die Entfernung der hydraulischen Berandung abgeschätzt werden. Eine Berandung kann 360° um eine Bohrung liegen. Jedoch können, wenn mehrere hydraulische Tests von Bohrungen in einem Gebiet vorhanden sind, die hydraulischen Berandungen auskartiert werden, womit ein konzeptionelles, hydrogeologisches Modell erstellt werden kann. Dieses Modell dient als Grundlage für eine integrierte Interpretation der Seismik und der Bohrungen zur Erstellung eines konsistenten Reservoirmodells. In der Abb. 7.17 wird anhand von drei Geothermiebohrungen das Auskartieren von Berandungen in einem 2D-Profil beispielhaft dargestellt.

Die Auswertung der mittleren Bohrung ergibt eine für den Malm im Großraum München überdurchschnittliche Transmissibilität von $kh1$ und zeigt im bohrlochfernen Bereich zwei negative Berandungen, welche auf eine Verschlechterung der Transmissibilität im Reservoir hinweisen. Rechts davon liegt eine Bohrung mit durchschnittlicher Transmissibilität $kh3$ ($kh1=3,5 \times kh3$). In dieser Bohrung ist keine eindeutige und im Zweifelsfall lediglich eine leicht positive Berandung zu erkennen. In der linken Bildhälfte befindet sich eine Bohrung mit einer unterdurchschnittlichen Transmissibilität $kh2$ ($kh1=7 \times kh2$). Diese Bohrung zeigt wiederum eindeutig eine positive Berandung. Aus der Kombination der hydraulischen Auswertung der Bohrungen kann folglich abgeleitet werden, dass es sich bei den zwei identifizierten negativen Berandungen in der mittleren Bohrung um eine Verschlechterung der Transmissibilität in beiden Richtungen handelt, womit die Unterteilung des Profils in drei Transmissibilitätsbereiche möglich ist.

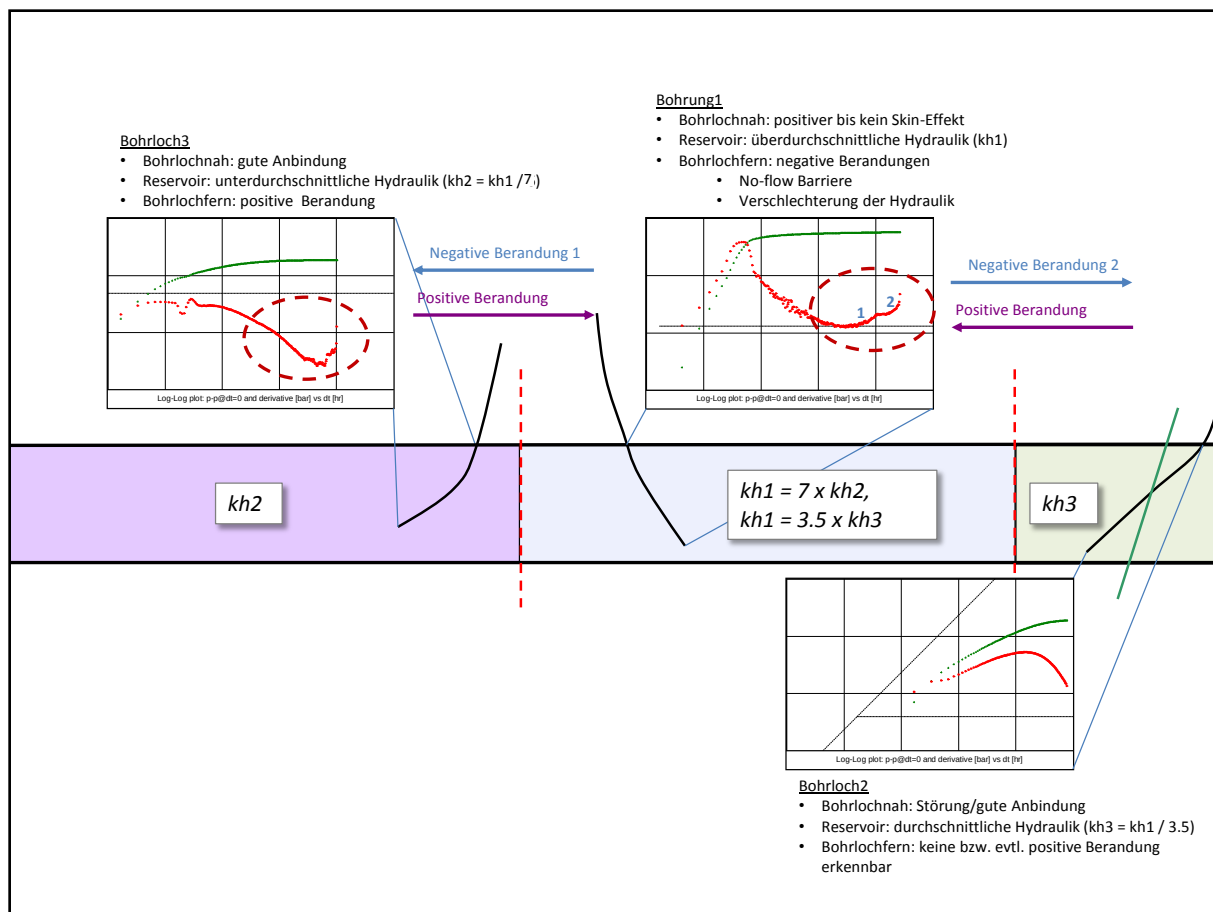


Abb. 7.17: Beispiel der Erstellung eines vereinfachten 2D-hydrogeologischen Modells mit Hilfe von auskartierte hydraulischen Berandungen in drei Geothermiebohrungen im Großraum München.

Hydraulische Berandungen im Malm treten erst im späten Abschnitt der Wiederanstiegskurve, in dem die Veränderung der Druckabsenkung sehr gering ist, hervor. Die Signale können dadurch selbst bei einer Basisdruckmessung durch thermische Effekte (Abkühlung der Wassersäule im Bohrloch zwischen Drucksonde und Reservoir) maskiert werden. Dieser Effekt kann besonders die Identifizierung einer positiven Berandung erschweren.

7.2.4 Double-Porosity/Double-Permeability

In der Abb. 7.18 sind zwei Bohrungen dargestellt, in denen ein *Double-Porosity* und ein *Double-Permeability* Fließregime vorhanden sind. Dies ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass die Permeabilität der Matrix sehr gering ist, so dass die Bedeutung der Klüfte in den Vordergrund tritt. Beide Bohrungen weisen eine für den Malm unterdurchschnittliche Transmissibilität auf.

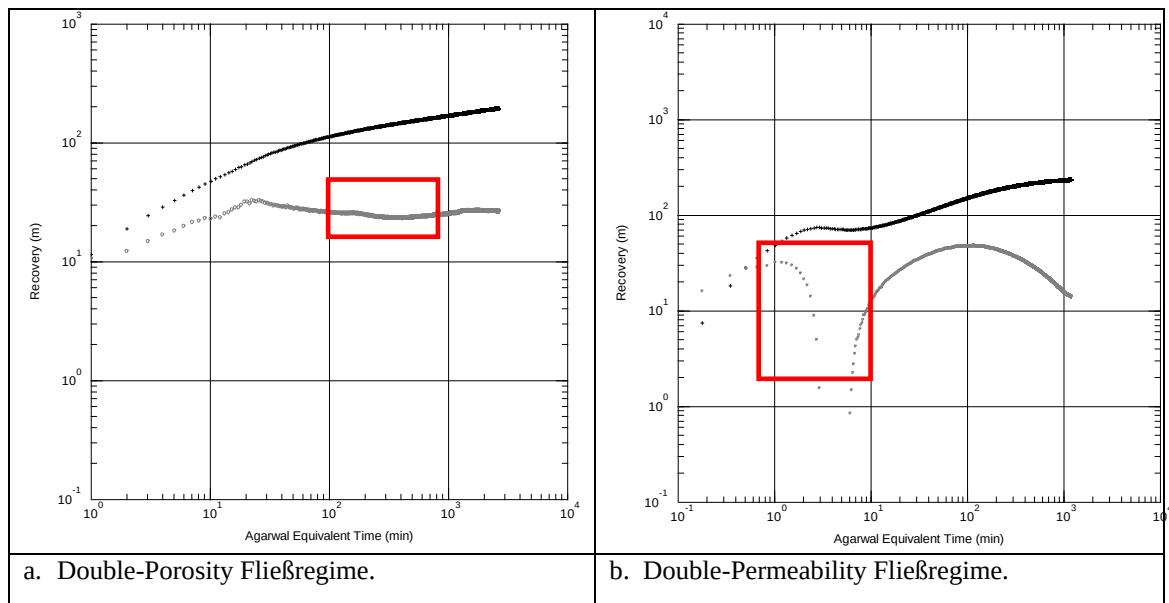


Abb. 7.18: Beispiel von Double-Porosity (a) und Double-Permeability (b) Fließregime in Geothermiebohrungen des süddeutschen Molassebeckens, doppellogarithmische Darstellung mit Ableitung.

7.2.5 Zuflusshorizonte

Auf Basis eines Permeabilitätsprofils aus einer Flowmetermessung kann ein Zusammenhang zwischen den statischen petrophysikalischen Parametern, die aus Kernen, Cuttings und seismischen Untersuchungen abgeleitet werden und den dynamischen, hydraulischen Parametern der Bohrung hergestellt werden. In der Abb. 7.19 ist beispielhaft die Ermittlung der Permeabilität aus Flowmetermessungen in drei Geothermiebohrungen des Großraums München dargestellt.

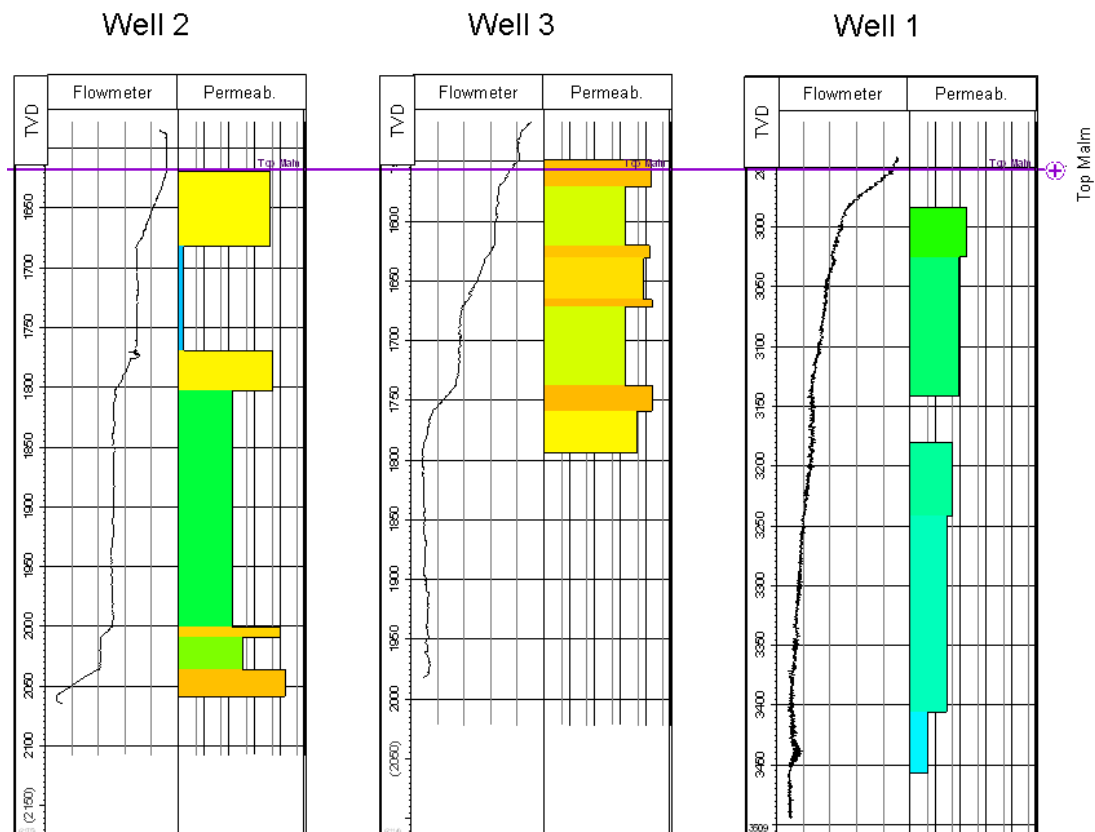


Abb. 7.19: Permeabilitätsprofile aus Flowmetermessungen in drei Geothermiebohrungen im Großraum München.

Die Untersuchungen zeigen, dass die aus Flowmetermessungen ermittelten Permeabilitätsprofile zunächst den Zufluss in das Bohrloch beschreiben, jedoch meist nicht auf Reservoirmaßstab übertragbar sind. Für eine integrierte Reservoirbewertung (Abb. 7.20) müssen zusätzlich alle relevanten Bohrlochmessungen und geologische Interpretationen (Fazies und Strukturgeologie) mit einbezogen werden.

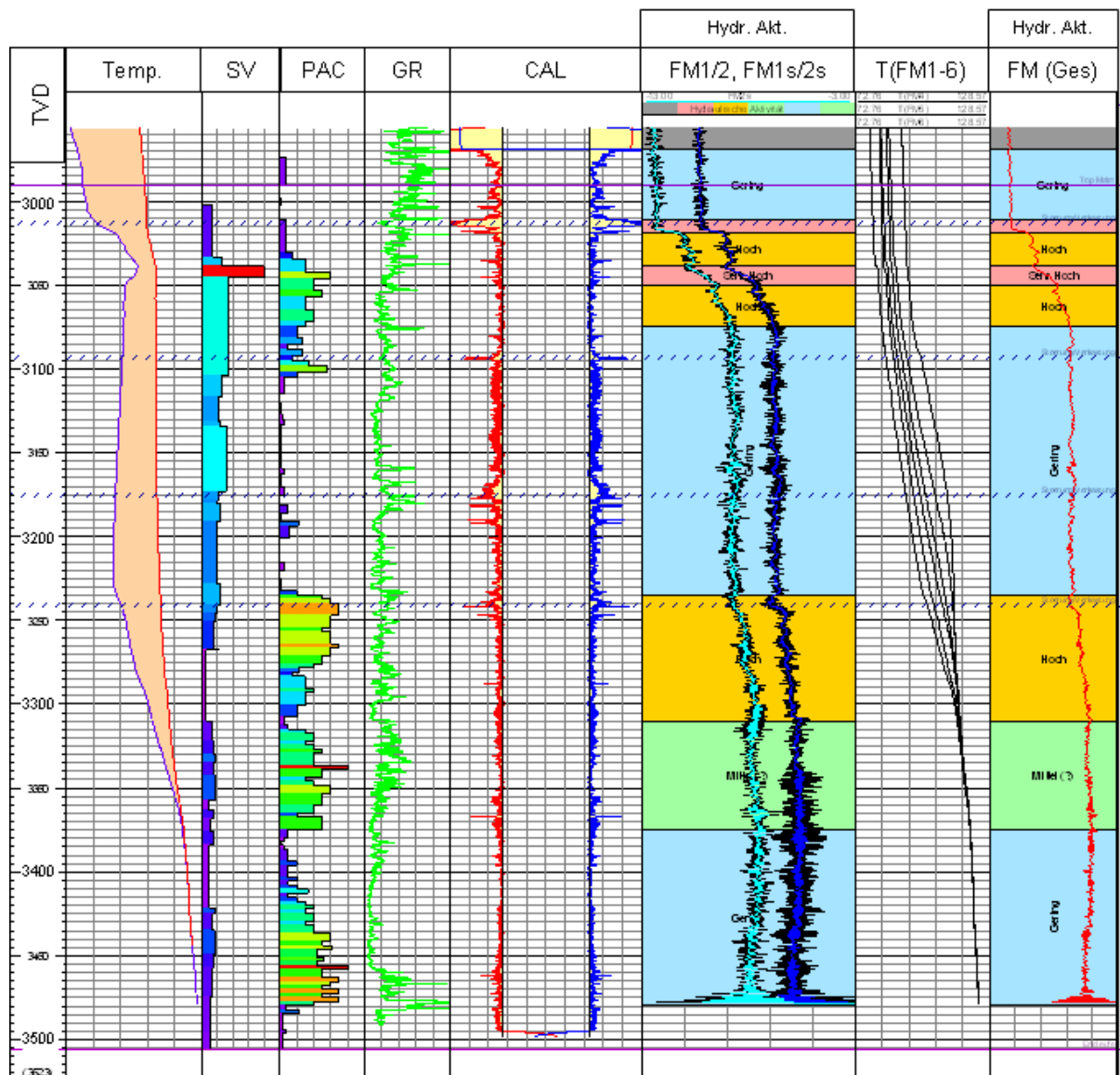


Abb. 7.20: Beispiel einer integrierten Reservoirbewertung einer Geothermiebohrung unter Berücksichtigung der Flowmetermessung ($FM1/FM2$: gemessen, $FM1s/FM2s$: geglättet, $FM(Ges)$: gesamt), Temperaturlogmessungen vor ($T(0)$), während ($T(FM1)$ bis $T(FM6)$) und nach Kaltwasserinjektion ($T(Inj)$), PAC-Analyse (PAC), Kaliber ($Cal(min)$, $Cal(max)$), Gamma-Ray (GR), Spülverluste (SV).

7.3 Synthese und Diskussion der Ergebnisse zur Hydraulik

7.3.1 Bewertung der ermittelten Transmissibilitäten

Aus Kosten- oder Risikogründen kann der Druck und die Temperatur nicht immer im Reservoir bzw. auf Höhe Top Malm gemessen werden und wird stattdessen im oberen Bereich der Bohrung (z.B. an der Tauchkreispumpe) erfasst. Für eine korrekte Interpolation des Reservoirdrucks müssten theoretisch die genauen Temperaturverhältnisse im Bohrloch zwischen der Sonde und dem Reservoir bekannt sein. Da dies aber nicht der Fall ist, muss die absolute Reservoirtemperatur sowie auch eine lineare Temperaturverteilung zwischen Sonde und Reservoir angenommen werden. Daraus folgt eine Unschärfe im berechneten Reservoirdruck, die insbesondere die Auswertung des Wiederanstiegs verfälschen kann. Beispielsweise führt rechnerisch eine falsche Annahme der Temperatur von 1 °C in einer

3.000 m langen Bohrung zu einer Abweichung im ermittelten Reservoirdruck von 0,2 bar. In der Abb. 7.21 wird an einer Geothermiebohrung exemplarisch der Unterschied zwischen dem Wiederanstieg aus gemessenen Druckwerten an Top Malm (schwarz) und dem korrigierten Wiederanstieg aus dem gemessenen Druck an der Tauchkreiselpumpe mit der jeweiligen Ableitung nach BOURDET et al. (1983; grau und hellblau) dargestellt. Für die Interpolation des Drucks an Top Malm wurde die maximal gemessene Thermalwassertemperatur an der Pumpe als Temperatur an Top Malm angenommen. Wie aus dem Diagramm ersichtlich wird, ist der Verlauf der Kurven des Drucks und der Ableitung unterschiedlich und die Interpretation des korrigierten Drucks kann zu falschen Ergebnissen führen. Besonders im späten Abschnitt des Wiederanstiegs, in dem der Druckanstieg aus dem Reservoir sehr langsam verläuft, pausen sich Bohrlocheffekte (wie z.B. thermische Effekte, Abkühlung der Wassersäule im Bohrloch) stärker durch. Demzufolge ist der interpolierte bzw. berechnete Reservoirdruck lediglich als Anhaltswert zu betrachten und kann nur für eine Abschätzung der hydraulischen Parameter verwendet werden.

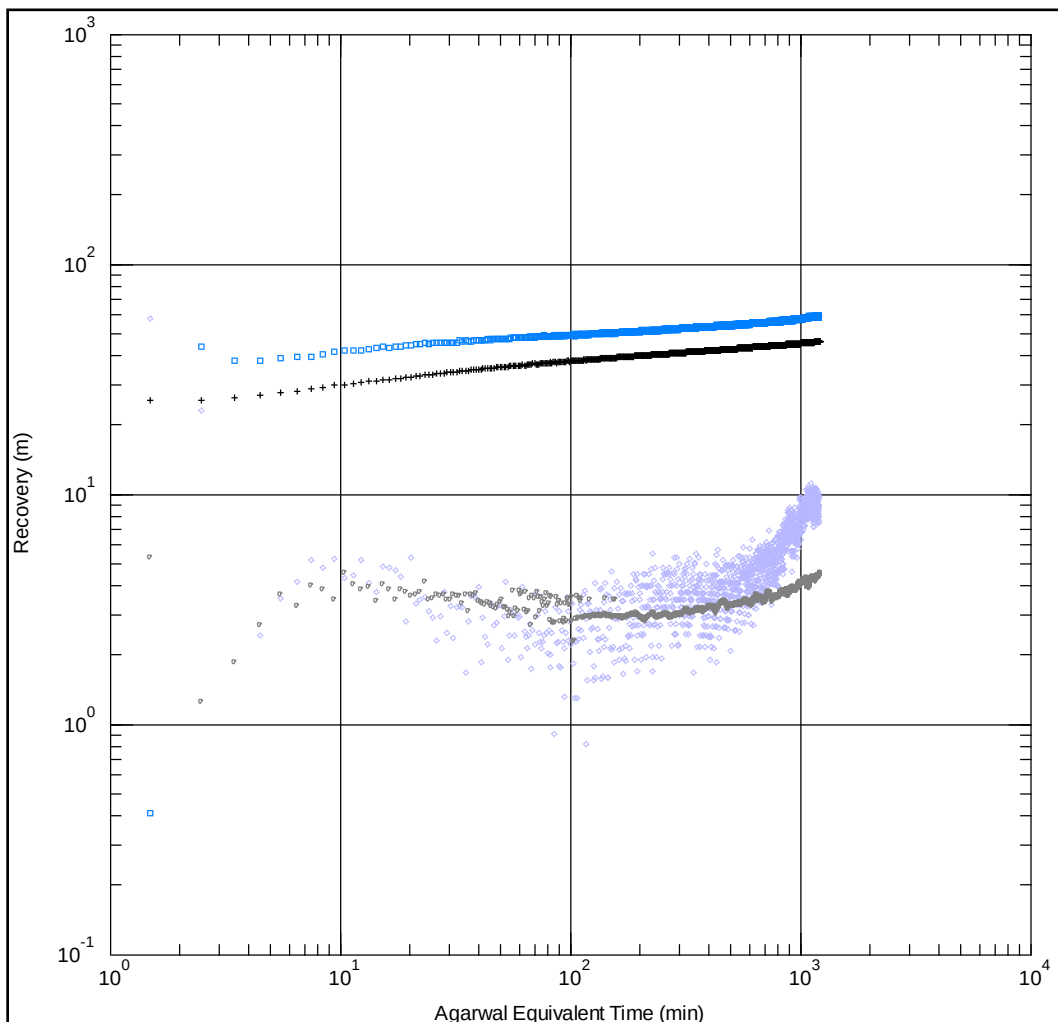


Abb. 7.21: Vergleich der Wiederanstiegskurven gemessener und interpolierter Reservoirdrücke mit Ableitung. Beispiel einer Geothermiebohrung im Großraum München, doppellogarithmische Darstellung.

In manchen Bohrungen ist die Auswertung des Wiederanstiegs z.B. aufgrund thermischer Effekte, zu kurzer transientser Phasen oder allgemeiner technischer Störeffekte nicht möglich, obwohl eine Basisdruckmessung vorliegt. Deshalb wird in diesem Fall für die Abschätzung

der Transmissibilität der Pumpversuch stationär ausgewertet. Dieser Wert kann jedoch deutlich von dem Transmissibilitätswert, der aus dem Wiederanstieg ermittelt wurde, abweichen, da er nicht nur von den hydraulischen Eigenschaften des Reservoirs sondern auch von Skin-Effekten, Bohrlochneigung, Bohrlochanbindung über eine Störung und Berandungen abhängig ist. Die Abb. 7.22 soll beispielhaft anhand einer Pumpversuchsreihe in einer Bohrung die Abweichung zwischen den Transmissibilitätswerten, ermittelt aus dem Wiederanstieg, im Vergleich zur stationären Auswertung darstellen.

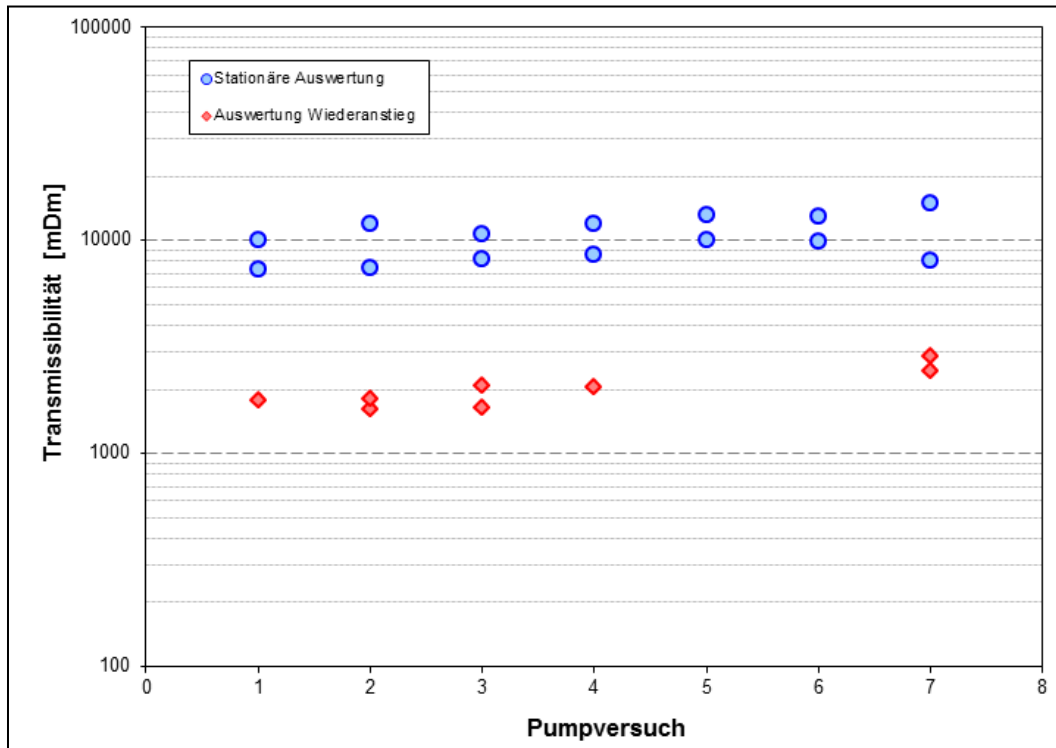


Abb. 7.22: Vergleich zwischen Transmissibilitätswerten ermittelt aus dem Wiederanstieg und aus der stationären Auswertung aus einer Pumpversuchsreihe in einer Bohrung.

Von den 17 vorliegenden Geothermiebohrungen im Großraum München konnte daher nur aus 10 Bohrungen die Transmissibilität kh des Reservoirs aus dem Wiederanstieg ermittelt werden. Die Verteilung des Logarithmus der Transmissibilität ist in der Abb. 7.23 dargestellt. Der Mittelwert des Logarithmus der Transmissibilität kh liegt somit bei 3,68, was einem Wert von $kh = 4,786$ mDm mit einer Standardabweichung von 0,59 entspricht. Die Transmissibilitätswerte weisen keinen großräumigen Trend auf, sondern variieren auch häufig auf kurzer Distanz zwischen Bohrungen der gleichen geothermischen Dublette. Diese Variation in der Reservoirhydraulik ist, wie im Kapitel 9 gezeigt wird, auf die unterschiedliche fazielle und diagenetische Ausprägung des Reservoirs zurückzuführen.

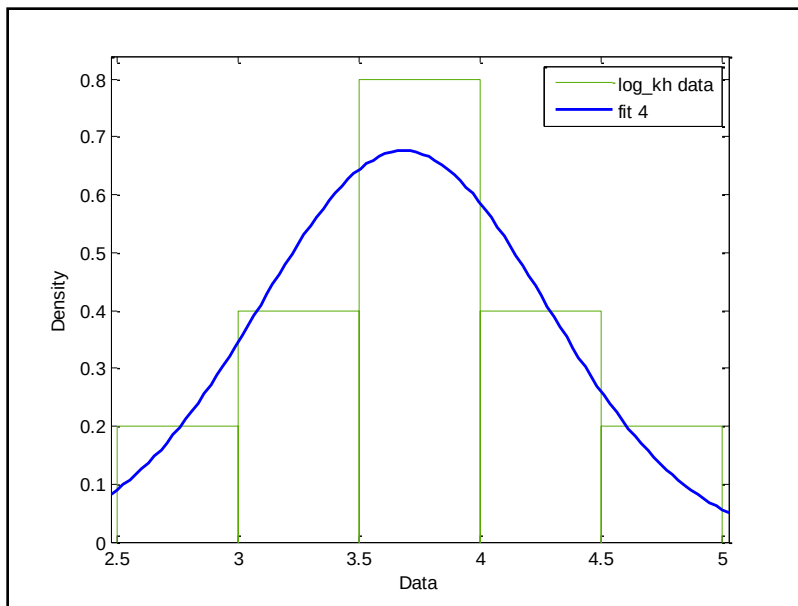


Abb. 7.23: Verteilung des Logarithmus der Transmissibilitätswerte aus der Auswertung von 10 Geothermiebohrungen im Großraum München.

Die Auswertung der Produktivität (Druckabsenkung zu Förderrate) aus 13 Stufentests führt ebenfalls zu einer starken Variabilität auf kurzer Distanz (Abb 7.24). In Abb. 7.24 sind Bohrungen des gleichen Geothermieprojekts in der gleichen Farbe dargestellt. Aus dem Diagramm wird ersichtlich, dass die Produktivität der Bohrungen, auch innerhalb eines Geothermieprojekts, sehr stark variieren. Obwohl die Produktivität einer Bohrung auch von der Anbindung der Bohrung an das Reservoir (Skin-Effekte, Störung, Bohrlochneigung) abhängt, sind diese kleinräumigen lateralen Variationen sowohl der Produktivitäten der Bohrungen als auch der Transmissibilitäten auf die unterschiedliche fazielle und diagenetische Ausprägung des Reservoirs zurückzuführen (weitere Ausführungen vgl. Kapitel 9).

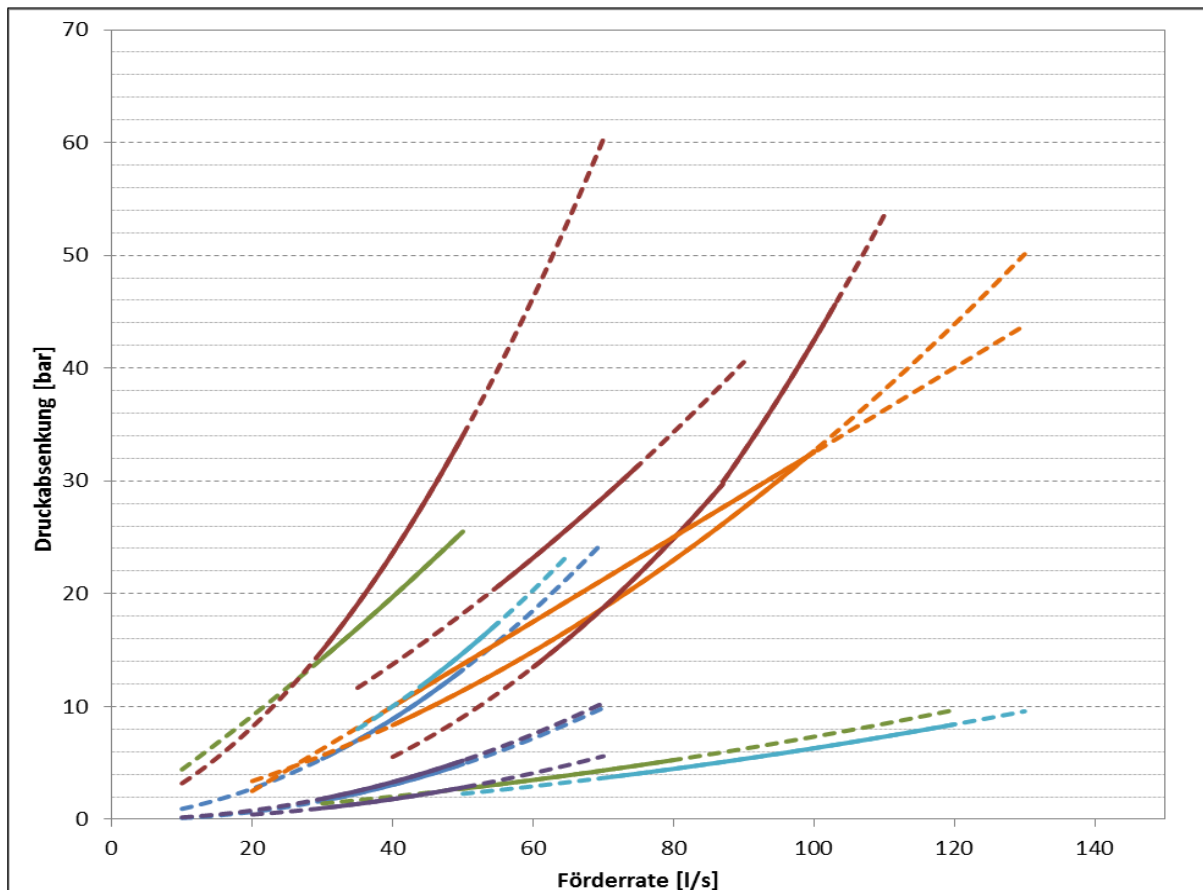


Abb. 7.24: Produktivitätskurven von 13 Geothermiebohrungen im Großraum München. Bohrungen des gleichen Geothermieprojekts sind in der gleichen Farbe dargestellt.

7.3.2 Säurestimulationen und Produktivitätsindex

Während der Inproduktionssetzungsmaßnahmen einer Bohrung stellt sich oftmals die Frage der sinnvollen bzw. zufriedenstellenden Anzahl an Säuerungen in einer Bohrung. Theoretisch ist immer durch eine Säuerung eine Erweiterung des effektiven Bohrlochradius der Bohrung möglich, jedoch ist ab einem gewissen Zeitpunkt der Zugewinn durch die Verbesserung der Produktivität gegenüber dem technischen und finanziellen Aufwand unbedeutend. Zusammenfassend lassen sich die Ergebnisse der Säurestimulationen der ausgewerteten Bohrungen folgendermaßen darstellen:

- Spätestens nach der ersten Säurestimulation sind keine positiven Skin-Effekte durch Bohrlochverschmutzung mehr zu erwarten.
- Spätestens nach der zweiten Säurestimulation ist keine signifikante Verbesserung in der Hydraulik des Reservoirs oder der Produktivität der Bohrung erkennbar.

Die Abb. 7.25 zeigt den Effekt der Säuerung auf den Produktivitätsindex ($PI = Q/dp$) in einer Geothermiebohrung im Großraum München. Der Reinigungspumpversuch (blauer Punkt) wurde ohne Säurestimulation durchgeführt und zeigt einen sehr schlechten Produktivitätsindex. Nach dem Reinigungsliift wurde eine Säurestimulation mit 50 m³ 15 % HCl durchgeführt. Nach dem ersten Kurzzeitpumpversuch erfolgte abermals eine Säurestimulation mit 80 m³ 15 %-HCl. Der Produktivitätsindex im zweiten

Kurzzeitpumpversuch ist dabei scheinbar gesunken, was jedoch aus geologisch-hydrogeologischer Sicht wahrscheinlich auf eine Verfälschung der Volumenerfassung im Airliftverfahren zurückzuführen ist. Vor dem Langzeitpumpversuch wurde dann in der gesamten Malmstrecke ein gelochter Liner eingebaut. Trotz einer Säuerung mit 40 m³ 15 % HCl nach Linereinbau sinkt zunächst der Produktivitätsindex beim Leistungspumpversuch im Vergleich zum ersten Kurzzeitpumpversuch merklich ab, was auf die erhöhten Reibungsverluste durch den Lochliner begründbar ist. Vor dem Langzeitpumpversuch fand keine weitere Säurestimulation statt, trotzdem scheint sich der Produktivitätsindex wieder deutlich zu verbessern. Der Grund hierfür liegt höchstwahrscheinlich in der Interpolation der Druckwerte an der Tauchkreislumpumpe auf die Höhe des Top Malm, so dass nur eine scheinbare Verbesserung der Produktivität vorgetäuscht wird.

Die dargestellte Bohrung kann als beispielhaft für die Problematik bei der Bewertung von Produktivitätsverbesserungen durch Säurestimulationen angesehen werden. Trotzdem kann die hier gezeigte deutliche Verbesserung der Produktivität nach der ersten Säurestimulation als allgemein gültig für alle ausgewerteten Bohrungen betrachtet werden.

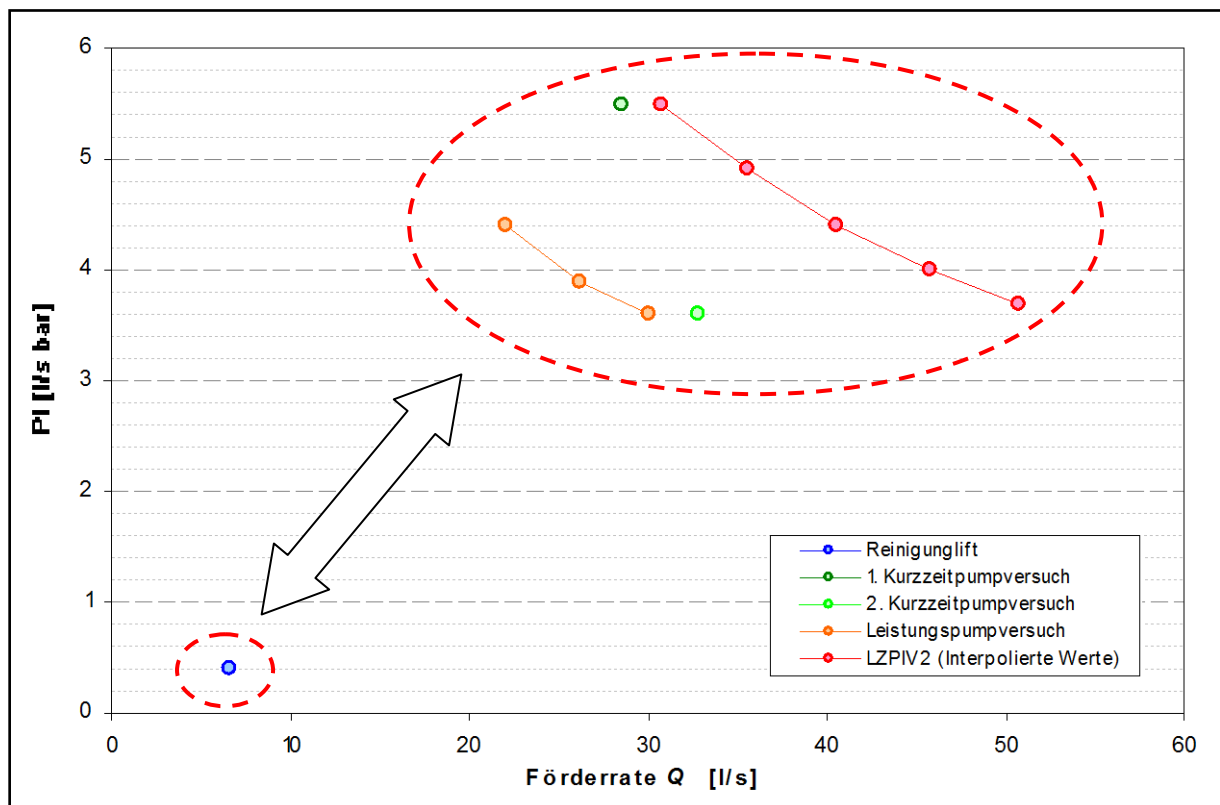


Abb. 7.25: Vergleich der Produktivitätsindizes vor und nach der ersten Säuerung in einer Geothermiebohrung im Großraum München.

7.3.3 Hydraulischer Charakter des Malm tiefengrundwasserleiters

Der Malm tiefengrundwasserleiter wird in der Literatur als Karstgrundwasserleiter klassifiziert, was sich in der oft verwendeten Namensgebung „Malmkarst“ äußert. Dieses Bild von einem oberflächlich verkarsteten Malm, das lange Zeit auch als Explorationsgrundlage der tiefen Geothermie diente, gilt es auf Basis der Ergebnisse der evaluierten Geothermiebohrungen zu hinterfragen.

Bei der Bewertung von Zuflußhorizonten aus Flowmeter- und Temperaturlogmessung und den Auswertungen der Pumpversuche im Hinblick auf den hydraulischen Charakter des Malm, zeigt sich zunächst die Bedeutung des Maßstabs, der an die Betrachtung des Grundwasserleitertyps angelegt wird.

So führen die Interpretationen von Zuflüssen aus Flowmeter- und Temperaturlogmessungen in den Bohrungen zu einem sehr heterogenen Aufbau des Malm, mit teils nur einem oder mehreren Zuflusshorizonten mit unterschiedlichsten Mächtigkeiten und Permeabilitäten. Ein derart heterogenes Bild ist für einen karbonatischen Grundwasserleiter zu erwarten.

Die Zuflüsse in die Bohrung können sowohl an Klüfte, Störungen oder Verkarstung, als auch direkt an die Matrixpermeabilität gebunden sein.

Im Gegensatz zum Bohrlochmaßstab zeigt die Auswertung der Pumpversuche für den Reservoirmaßstab einen sehr homogenen Grundwasserleiter. Die kleinräumigen Heterogenitäten in der Matrix verschmelzen zusammen mit den Klüften, Störungen und den Verkarstungshorizonten zu einem Gesamtgrundwasserleiter, der annäherungsweise und im regionalen Maßstab wie ein homogener Porengrundwasserleiter durch ein radiales Fließen in den Bohrungen charakterisiert werden kann. Im Rahmen der hydraulischen Auswertungen der Pumpversuche für den Malm im tiefen Untergrund des Großraums München konnten jedoch erstmalig positive und negative Berandungen festgestellt werden, die auf regionale Heterogenitäten und Anisotropien im Reservoir zurückzuführen sind. Aus den Pumpversuchen kann die räumliche Dimension dieser unterschiedlichen Permeabilitätsbereiche dabei auf Bereiche größer 200 m abgeschätzt werden. Wie die Varianz in den Produktivitäten der Geothermiebohrungen, können auch die hydraulischen Berandungen auf die unterschiedliche fazielle und diagenetische Ausprägung des Malm zurückgeführt werden (weitere Ausführungen vgl. Kapitel 9). Die Auswertung von Berandungen in verschiedenen Bohrungen kann letztendlich für eine flächige hydraulische Kartierung des Malm eingesetzt werden. Zusammen mit hydraulischen Messungen zur Beweissicherung in Nachbarbohrungen während der Pumpversuche können räumliche konzeptionelle hydrogeologische Modelle erstellt werden, die als wichtige Basis für ein integriertes Reservoirmodell dienen.

Die hydraulische Relevanz von Klüften konnte im Rahmen der hydraulischen Auswertungen der Bohrungen nicht endgültig bewertet werden. Ein *Dual-Porosity*- bzw. *Dual-Permeability*-Fließregime konnte nur in zwei Bohrungen beobachtet werden, in denen ein hoher Permeabilitätskontrast zwischen Klüften und Matrix gegeben ist. Für die restlichen Bohrungen ist anzunehmen, dass die Kluft- gegenüber der Matrixpermeabilität eine eher untergeordnete Rolle spielt. Sehr vereinfacht ausgedrückt muss der Malm im Detail sowohl als ein Karst-, Kluft und Porengrundwasserleiter angesprochen werden, im Gebirgsmaßstab reagiert er dagegen hydraulisch überwiegend wie ein relativ homogener Porengrundwasserleiter.

7.4 Literatur

AGARWAL, G. P. (1980): A New Method to Account for Production Time Effects When Drawdown Type Curves Are Used to Analyze Buildup and Other Test Data. - SPE, 55th Annual Fall Meeting (9289); Dallas.

BIRNER, J., JOCODY, M., FRITZER, T., SCHNEIDER, M., & STÖBER, I. (2009): Projektgebiet - Molassebecken. In: SCHULZ, R. (Hrsg.): Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland (Endbericht – BMU Forschungsvorhaben 0327542). - LIAG Archiv-Nr. 0128452: 44 - 60 S(Hannover).

- BOURDET, D. (2002): Well Test Analysis: The Use Of Advanced Interpretation Models Handbook of Petroleum Exploration and Production, 3. 426 S.; Elsevier (Paris).
- BOURDET, D. P., AYOUB, J. A., & PIRARD, Y. M. (1989): Use of Pressure Derivative in Well-Test Interpretation. - SPE Formation Evaluation, **4**(2): 293-302.
- BOURDET, D. P., WHITTLE, T. M., DOUGLAS, A. A., & PIRARD, Y. M. (1983): A New Set of Type Curves Simplifies Well Test Analysis. - World Oil, **4**(2): 95-106; Houston.
- COSENTINO, L. (2001): Integrated Reservoir Studies. 328 S.; Institution Francais du Pétrole Publications (Paris).
- EARLOUGHER, R. C. (1977): Advances In Well Test Analysis. 164 S.; Soc. of Petr. Eng. AIME (Texas).
- EINSELE, G., JOSOPAIT, V., SEILER, K. P., & WERNER, J. (1983): Tiefe Grundwässer. Bedeutung, Begriffe, Eigenschaften, Erkundungsmethoden. - DVWK-Schriften, **61**: 1-108; (Hamburg).
- HORNER, D. R. (1951): Pressure Build-up in Wells. - Proc., 3rd World Petroleum Congress: 509-521; The Hague.
- JACOB, C. E. (1963): The Recovery Method for determining the Coefficient of Transmissibility. In: Bentall, R. (Hrsg.): Methods of Determining Permeability, Transmissibility and Drawdown. - **1536-I**: 283 - 292 S.; Geol. Survey Water Supply Paper.
- KRUSEMANN, G. P., & DE RIDDER, N. A. (2000): Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. - 2. Aufl.: 378 S.; ilri (Wageningen - Niederlande).
- KUCHUK, F. J., ONUR, M., & HOLLAENDER, F. (2010): Pressure Transient Formation and Well Testing, Convolution, Deconvolution and Nonlinear Estimation. In: Science, E. (Hrsg.). - **57**: 414 S.; (Amsterdam-Oxford).
- LANGGUTH, H. R., & VOIGT, R. (2004): Hydrogeologische Methoden. 2. Aufl.: 486 S.; Springer (Heidelberg).
- STRAYLE, G. (1983): Pumpversuche im Festgestein. - DVGW Schriftenreihe Wasser: 305-325.
- STRAYLE, G., VILLINGER, E., & WERNER, J. (1982): Erfahrungen bei Geothermiebohrungen in Oberschwaben. - Schweiz. Ing. Arch. Verein (Sia), **59**: 95 – 103.
- 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. - Am. Geophys. Union Trans, **16**: 519-524;
- THIEM, G. (1906): Hydrologische Methoden. Aufl.: 56 S.; JM Gebhardt's Verlag (Leipzig).

8 Hydrochemie

8.1 Datengrundlage und Stand der Wissenschaft und Technik

8.1.1 Lage des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im bayerischen Molassebecken, welches sich über den südlichen Teil Bayerns erstreckt. Wie in Abbildung 8.1 dargestellt, liegt der Großteil der untersuchten Standorte im Großraum München. Eine Bohrung ist im westlichen Becken zwischen Memmingen und Landsberg am Lech abgeteuft, sechs weitere Standorte befinden sich am nördlichen und östlichen Beckenrand bei Regensburg und Passau, eine weitere Bohrung ist nahe Landshut vorzufinden. Alle beprobten Bohrungen sind bis in den Malm abgeteuft.

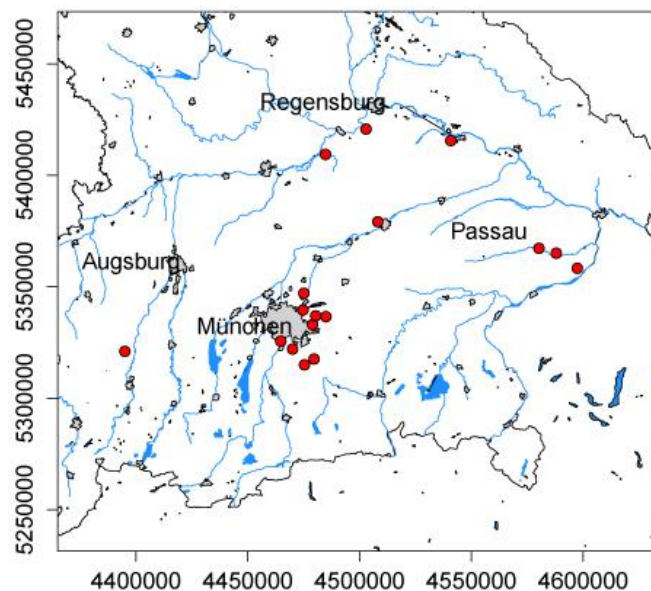


Abb. 8.1: Lage der beprobten Bohrungen im bayerischen Molassebecken

8.1.2 Hydrochemie des Malmaquifers

Generell weisen die Malmwässer vom nördlichen Beckenrand bis zum Großraum München eine Mineralisation von durchschnittlich 0,9 g/L auf. Hydrochemisch lassen sich die Wässer des Untersuchungsgebietes in sechs Wassertypen gliedern. Die Ausbildung verschiedener Wassertypen lässt sich dabei auf die Bildungsbedingungen und die Zumischung von Wässern anderer Formationen zurückführen (BIRNER et al., 2011).

Die Neubildungsgebiete des Malmthermalwassers befinden sich am nördlichen Beckenrand im Bereich der Donau. Der hydrochemische Charakter der Malmwässer ändert sich vom nördlichen Beckenrand bis ins südliche Beckenzentrum. Dies weist auf eine abnehmende laterale Durchströmung des Malms nach Süden sowie die Infiltration von Wässern aus dem Hangenden hin. Der veränderte Chemismus der Malmwässer des Beckenzentrums lässt auf die Zumischung von chloridreichen Ionenaustauschwässern schließen. Am nördlichen Beckenrand können Gebiete beobachtet werden, an denen leicht modifizierte Malmwässer des Beckenzentrums austreten. Die Wässer östlich des Landshut-Neuöttinger Hochs sind von den

westlichen Malmwässern abgegrenzt. Sie zeigen eine deutlich höhere Mineralisation mit 1,1 bis 1,5 g/L. Anhand von Untersuchungen im Niederbayerischen Bäderdreieck konnte aber dennoch eine hydraulische Verbindung zwischen den beiden Aquiferen nachgewiesen werden (PRESTEL, 1988).

8.1.3 Datenbasis

Basierend auf verschiedenen hydrochemischen Studien aus dem Molassebecken, wurden zahlreiche Hypothesen zur hydrochemischen Charakterisierung des Malmwassers aufgestellt. Einige galt es in der vorliegenden Studie zu prüfen:

- Das Malmthermalwasser ist im zentralen Becken chemisch sehr einheitlich (PRESTEL, 1988).
- Die Sulfatkonzentrationen nehmen vom Beckenrand zum Beckenzentrum ab. Im Becken sind Sulfatkonzentrationen < 1 mg/L vorzufinden (PRESTEL et al., 1988).
- Das Malmgrundwasser ist meteorischen Ursprungs. Partiiell findet Zumischung von Formationswässern aus den hangenden Schichten statt (PRESTEL et al., 1988; UDLUFT, 1975; HESSE und SCHMIDT-THOME, 1975; VILLINGER, 1977).
- Für die Infiltration tertiärer Formationswässer in das Malmgrundwasser hinein sprechen die stark erhöhten NaCl-Gehalte sowie das Auftreten von I^- , NH_4^+ und H_2S (VILLINGER, 1977).
- Die hydrochemische Ähnlichkeit der am Nordrand des Molassebeckens austretenden Wässer mit dem Malmgrundwasser des Beckenzentrums deutet auf einen Zustrom aus dem Beckenzentrum (PRESTEL, 1988; BAUMANN & QUENTIN, 1981).

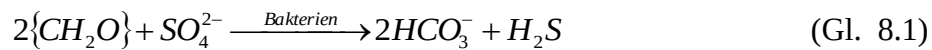
Zudem sollte die Genese von H_2S im Tiefengrundwasser und deren Einflussfaktoren näher untersucht werden. H_2S ist für die menschliche Gesundheit gefährdend, bereits ab 20 ppm treten erste Gesundheitsschäden auf und eine Überschreitung von 1000 ppm H_2S in der Gasphase kann tödlich sein. Außerdem birgt die korrosive Wirkung von H_2S auf Werkstoffe vor allem beim Betrieb einer Geothermianlage weitere Probleme (MORRIS et al., 1980; MACDONALD et al., 1978). Stahl kann in Folge von Korrosionsvorgängen Wasserstoff aufnehmen, welches zur sogen. Wasserstoffversprödung führt. Die Wasserstoffaktivität steigt dabei mit sinkendem pH-Wert, d.h. je saurer das Milieu desto stärker ist die Wasserstoffversprödung. Gleichzeitig ist dieser Vorgang von der Werkstoffoberfläche und der Gesamtzusammensetzung des Fluids abhängig. H_2S und Sulfide im Thermalwasser können die Wasserstoff-versprödung verstärken, da sie die Bildung von molekularem Wasserstoff an der Werkstoffoberfläche erheblich verzögern. Dies führt zu einer Verlängerung der Zeit, die dem atomaren Wasserstoff zum Diffundieren in den Stahl zur Verfügung steht (SCHULZE, 2010). Wirken gleichzeitig Spannungen am Werkstoff, können sich Risse ausbilden. Dieser Vorgang ist unter dem Namen „Sulfide Stress Corrosion (SSC)“ bekannt.

In der Erdölindustrie ist die Korrosion durch H_2S bereits lange bekannt und die Auswahl der einzubauenden Werkstoffe wird hier in Abhängigkeit von der H_2S -Konzentration klassifiziert. In der ISO 15156-2 (2003) wird für Fluide mit einer H_2S -Konzentration > 0.3 vol-% die Verwendung von besonderen, korrosionsresistenten Werkstoffen empfohlen.

Es gibt drei bekannte Prozesse, welche die Entstehung von H_2S im Grundwasser beschreiben. Der erste Prozess tritt häufig bei Erdöllagerstätten auf und erzeugt H_2S durch thermische Zersetzung von organischen Schwefelverbindungen in Kerogen und Öl (KROUSE et al., 1987).

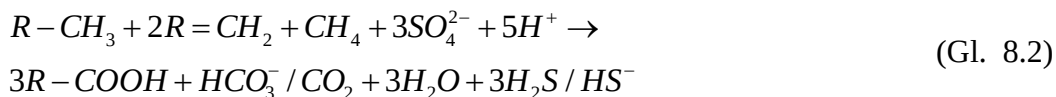
Da für die thermische Zersetzung jedoch Temperaturen von über 200 °C benötigt werden, kann dieser Prozess im bayerischen Molassebecken ausgeschlossen werden.

Im Niedertemperaturbereich von bis zu max. 110 °C wird Sulfat mithilfe von Bakterien zu Sulfid reduziert. Dieser Prozess ist als bakterielle Sulfatreduktion (BSR) in Grundwässern bekannt und produziert H₂S in Konzentrationen von bis zu 10 % in der Gasphase. Die meisten sulfatreduzierenden Bakterien bevorzugen ein Temperaturmilieu von 60 bis 80 °C (MACHEL, 2001; ORR, 1977), es wurden jedoch auch Bakterien nachgewiesen, die bei Temperaturen von bis zu 110 °C leben (JØRGENSEN et al., 1992). Am Nordrand des Molassebeckens wurde Sulfatreduktion durch das Bakterium *Desulfovibrio desulfuricans* in einem Temperaturbereich von 10 bis 60 °C beschrieben (BAUMANN & QUENTIN, 1981). Des Weiteren konnten im Thermalwasser einer Geothermiebohrung verwandte Spezies der sulfatreduzierenden Bakterien *Desulfotomaculum*, *Thermodesulfovibrio* und *Thermodesulfobacterium* nachgewiesen werden (ALAWI et al., 2010). Generell verläuft BSR nach der folgenden vereinfachten Reaktion (MACHEL et al., 1995):



Diese Reaktion läuft spontan ab und ist durch die Stoffmenge an Sulfat limitiert (BERNER, 1980). Jedoch wird nur so lange H₂S produziert, bis das Toxizitätsniveau für die Bakterien überschritten ist (REIS et al., 1992).

Im Hochtemperaturbereich tritt ein weiterer sulfatreduzierender Mechanismus auf. Bei Temperaturen von 100 bis 140 °C, z.T. bis 180 °C, wird Sulfat thermochemisch durch Kohlenwasserstoffe reduziert (TSR). Bei TSR kann H₂S in der Gasphase in Konzentrationen von bis zu 90% entstehen. Diese pH-abhängige Reaktion verläuft relativ langsam (10.000 bis einige Millionen Jahre) und wird vereinfacht wie folgt beschrieben (MACHEL, 2001; ORR, 1977; MACHEL et al., 1995; GOLDBERGER & KAPLAN, 1974; MACHEL, 1987; NÖTH, 1997):



Die Konzentrationen von H₂O, H₂S/HS⁻ und HCO₃⁻/CO₂ sind vom geochemischen Charakter des gesamten Systems abhängig und erfolgen nicht im Verhältnis 1:1:1 (MACHEL, 2001). TSR wird hauptsächlich durch die Reservoirtemperaturen und die Konzentrationen an Sulfat und Kohlenwasserstoffen bestimmt. Die Umsetzungsrate hängt dabei von der Zusammensetzung der Gasphase, der Sulfatverfügbarkeit sowie Migrations- und Diffusionsprozessen im Aquifer ab (MACHEL, 2001). Ein Anstieg der H₂S-Konzentration mit zunehmendem Methananteil in der Gasphase wurde beobachtet (ORR, 1982). Zudem wird die Abhängigkeit von der Lithologie in karbonatischen Aquiferen beschrieben. In dolomitischen Formationen wurde eine höhere H₂S-Konzentration dokumentiert als in Kalkstein-Formationen und mit einer höheren Porosität in Dolomiten erklärt. Zudem wird der Magnesiumanteil in Dolomiten als Katalysator für TSR vermutet (ZHU et al., 2007).

Als Sulfatquellen kommen bei allen sulfatreduzierenden Prozessen konnate Wässer, Lösung von Anhydrit, Evaporiten und anderen sulfathaltigen Mineralien in Frage.

Die Herkunft des gelösten Sulfids und Sulfats sowie dessen Reaktionsmechanismen im Aquifer können mithilfe der Bestimmung des Schwefelisotops ³⁴S in SO₄²⁻ und H₂S untersucht werden (GUNN et al., 2006; ZHU et al., 2007; WYNN et al., 2010). Durch bakterielle

Sulfatreduktion produziertes H_2S zeigt eine typische Isotopensignatur in $\delta^{34}\text{S}$ von +20 bis -40 ‰ (EMERY & ROBINSON, 1993) und eine Isotopenfraktionierung $\delta^{34}\text{S}\text{-H}_2\text{S} - \delta^{34}\text{S}\text{-SO}_4^{2-}$ zwischen +25 und +50 ‰ (EMERY & ROBINSON, 1993; GOLDBABER & KAPLAN, 1974; KIYOSU, 1980). Dagegen wird bei H_2S , welches durch thermochemische Sulfatreduktion entstanden ist, eine Anreicherung von $\delta^{34}\text{S}$ in einem Bereich von +5 bis +30 ‰ beobachtet. Die Fraktionierung für TSR wurde in Laborexperimenten mit wenigen Promille bestimmt, demzufolge ist die Schwefelisotopensignatur des produzierten H_2S gleich, bzw. wenige Promille leichter als die des Sulfats als Edukt (ORR, 1977; KROUSE et al., 1988). In Feldstudien hingegen wurde eine höhere Fraktionierung beobachtet. Im Sichuan-Becken, China, wurde bei TSR eine Fraktionierung von 8 bis 12 ‰ dokumentiert (ZHU et al., 2007) und auch in einer Studie im Tal von Cerna, Rumänien, wurde eine Fraktionierung von bis zu 53 ‰ gemessen (WYNN et al., 2010).

Im Rahmen des Projektes wurden außerdem drei weitere H_2S produzierende Mechanismen untersucht. Eine Fragestellung, die insbesondere bei Geothermieprojekten im bayerischen Molassebecken häufig auftritt, ist die der Produktion von H_2S während der Säurestimulation durch Lösung von Pyrit. Pyrit ist ein Bestandteil der Karbonate des Malmaquifers, kommt jedoch nur in geringen Mengen vor. Im Purbeck wurde das Vorkommen von Pyrit mit 2 bis 6 % dokumentiert (mündliche Mitteilung M. Wolfgramm, GTN). Aus der stöchiometrischen Rechnung ergeben sich für diesen Prozess kurzfristig H_2S -Konzentrationen von ca. 1 $\mu\text{mol/L}$. Mit diesen Konzentrationen lassen sich jedoch weder die gemessenen Konzentrationen in Gas und Wasser, noch die Konzentrationsentwicklung erklären. Die aus diesem Prozess resultierende Isotopensignatur zeigt typischerweise $\delta^{34}\text{S}\text{-H}_2\text{S}$ Werte zwischen -10 und -20 ‰ (SCHULTE et al., 1997).

Der zweite untersuchte Mechanismus erklärt hohe H_2S -Konzentrationen mit einer Imprägnation des Tiefengrundwassers mit H_2S -haltigem Erdgas (Sauergas). In diesem Fall wäre eine Betonung der leichten Isotope mit $\delta^{34}\text{S}\text{-H}_2\text{S}$ zwischen 0 und -25 ‰ zu erwarten (MOSER & RAUERT, 1980).

8.2 Methoden und Materialien

8.2.1 Methoden

8.2.1.1 Wasseranalytik

Die Probenahme für die Thermalwasseranalytik erfolgte am Brunnenkopf der jeweiligen Bohrung. Wenn die Fördertemperaturen 98 °C überstiegen, wurden die Proben nach dem Wärmetauscher bzw. einem Kühler entnommen.

Die Wassertemperatur, der pH-Wert, das Redoxpotential (E_H) und die elektrische Leitfähigkeit (EC) wurden vor Ort bestimmt. Die Säurekapazität wurde titrimetrisch mit 0,1 N HCl und Cooper-Indikator zum pH-Wert 4,3 gemessen. Auch die Bestimmung der Basekapazität wurde durch Titration mit 0,1 N HCl gegen vorgelegte 0,1 N NaOH durchgeführt.

Für die Analyse von Chlorid, Iodid und Bromid wurden Wasserproben in zwei Zentrifugenröhrchen gefüllt und im Labor mittels Ionenchromatographie bestimmt. Proben für die Kationenbestimmung wurden in 1-L-Kunststoffflaschen verwahrt. Die Konzentrationen von Natrium und Kalium wurden mittels Atomabsorptionsspektrometrie bestimmt. Die Messung der Calciumkonzentration erfolgte komplexometrisch mit Ethylendiamintetraacetat (EDTA) und die Magnesiumkonzentration wurde flammenphotometrisch ermittelt.

Die Wasserproben für die Bestimmung der Schwermetalle wurden in zwei Zentrifugenröhrchen gefüllt, in denen 0,5 mL konzentrierter HNO_3 vorgelegt sind. Anschließend werden die Konzentrationen mit Graphitrohr-Atomabsorptionsspektrometrie gemessen.

Die gelösten Sulfide im Wasser (S^{2-} , HS^- und H_2S) wurden mit 10 mL Zinkacetat in 100-mL-Glas-Messkolben gefällt. Die Konzentration des gefällten Zinksulfids wurde mit der Methylenblau-Methode (DIN 51855-4, 1995) und einem Photospektrometer gemessen. Die HS^- -Konzentration wurde mit dem $\text{H}_2\text{S}/\text{HS}^-$ -Verhältnis unter Berücksichtigung des gemessenen pH-Wertes bestimmt (siehe Gl. 8.3):

$$\frac{[\text{H}_2\text{S}]}{[\text{HS}^-]} = \frac{[\text{H}^+]}{K_a} \quad (\text{Gl. 8.3})$$

An einer Bohrung in der Westmolasse (genaue Bezeichnung siehe vertraulicher Anhang) wurden im Rahmen des Langzeitmonitorings auch die BTXE und PAK im Thermalwasser untersucht. Die Probenahme erfolgte am Brunnenkopf, hier wurden für die Untersuchung der BTXE jeweils zwei 100-mL-Glas-Rollrandflaschen mit Thermalwasser gefüllt und anschließend mit einem Deckel verschlossen. Zur Analyse der PAK wurde Thermalwasser in eine 1L Glasflasche gefüllt. Die Analyse der BTXE und PAK erfolgte im Labor Graner und Partner, München mittels Gaschromatographie (BTXE) und HPLC (PAK).

Eine stichwortartige Auflistung der angewandten Analysenmethoden mit Angabe der Bestimmungsgrenzen ist im Anhang, Anlage A.1, zu finden.

8.2.1.2 Gasanalytik

Die Hauptbestandteile des Quellgases wurden an fünf Geothermiestandorten (genaue Bezeichnungen im vertraulichen Anhang) im Großraum München analysiert. Die Quantifizierung erfolgte dabei mithilfe eines Edelstahlrohrs, das an den Entnahmehahn angeschlossen und anschließend 5 Minuten mit Thermalwasser geflutet wurde. Danach wurde der Auslass des Edelstahlrohrs geschlossen, während das Thermalwasser in das Edelstahlrohr strömte. Nachdem sich ein Überdruck aufgebaut hatte, wurde auch das Einlassventil geschlossen. Im Labor Dr. Salvamoser, Wörthsee, wurde der Inhalt des Edelstahlrohrs in eine evakuierte Waschflasche überführt. Anschließend erfolgte die Bestimmung der Gaszusammensetzung mit einem Gaschromatographen. Für die Messung von N_2 , O_2 und CO_2 wurde ein Wärmeleitfähigkeitsdetektor verwendet, organische Verbindungen (CH_4 , C_2H_4 , C_2H_6 , C_3H_8 und C_4H_{10}) wurden mit einem Flammenionisationsdetektor untersucht.

Da H_2S mit Stahl sofort reagiert, wurde für die H_2S -Bestimmung eine andere Messmethode verwendet. Das Thermalwasser wurde durch eine Kunststoffbox geleitet, so dass sich im oberen Bereich das aus dem Thermalwasser gestrippte Gas sammelt (s. Abb. 8.2). Hier wurde dann mithilfe einer Gasmaus aus Glas eine Gasprobe entnommen. Anschließend wurde die Gasmaus im Labor mit Stickstoff geflutet und in drei Waschflaschen überführt, die mit jeweils 60 mL Zinkacetat befüllt waren. Die Konzentration der Sulfide wurde nun äquivalent zur Sulfidbestimmung im Wasser gemessen.

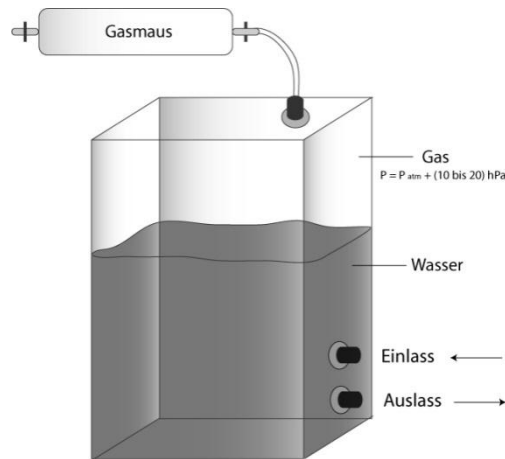


Abb. 8.2: Schemaskizze der verwendeten Box zur Entnahme der Gasphase

Während des Langzeitmonitorings an einer Bohrung in der Westmolasse wurden neben der Bestimmung der Gasphase durch das Institut Dr. Salvamoser, Wörthsee, auch das Institut Graner und Partner beauftragt, die Zusammensetzung der Gasphase des Thermalwassers zu bestimmen. Hierbei wurden Kunststoff-Gasbeutel mit Gas gefüllt, und die Zusammensetzung des Gases anschließend im Labor gaschromatographisch bestimmt.

8.2.1.3 Isotopenuntersuchungen

Stabile Isotope wurden an sieben Standorten im bayerischen Molassebecken untersucht. Für die Bestimmung von ^{34}S in Sulfat wurde das Thermalwasser in 2L-Kunststoffflaschen gefüllt und vor Ort mit 5 mL konzentrierter Salzsäure und 50 g Bariumchlorid versetzt. Die Salzsäure wird hinzugefügt, um die Karbonate zu lösen und mithilfe von Bariumchlorid wird Sulfat als Bariumsulfat gefällt. Bei hohen Temperaturen findet eine Zersetzung von Bariumsulfat statt, wobei SO_2 gebildet wird. Dieses wird anschließend für die Isotopenanalyse im Massenspektrometer verwendet (BAILEY & SMITH, 1972).

Um die Isotopensignatur von ^{34}S in H_2S zu untersuchen, werden 2L-Kunststoffflaschen mit Thermalwasser befüllt und mit 100 mL Zinkacetat versetzt. Der gelöste Schwefelwasserstoff wird als ZnS gefällt. Zur Bildung von H_2S wird die Suspension im Labor angesäuert und anschließend in eine AgNO_3 -Lösung überführt. Das dabei entstandene Ag_2S wird unter hohen Temperaturen oxidiert und bildet SO_2 , welches für die Isotopenanalyse im Massenspektrometer verwendet wird (SWEENEY, 1972).

Zur Messung von ^{18}O in Wasser wurde eine 200-mL-Glasflasche vor Ort mit Thermalwasser befüllt und die Isotopensignatur im Labor massenspektrometrisch bestimmt (EPSTEIN & MAYEDA, 1953). Eine weitere Wasserprobe wurde in einer 1L-Kunststoffflasche verwahrt und im Labor für die Analyse von ^2H verwendet. In einem Uranofen wird das Wasser bei ca. 800°C reduziert (COLEMAN et al., 1982; FRIEDMAN, 1953) und das entstandene ^2H im Massenspektrometer gemessen.

Die Messwerte werden relativ zur Diablo Canyon Iron Meteorite Skala (^{34}S) und zur Standard Mean Ocean Water Skala (^{18}O und ^2H) angegeben. Die Bestimmung der Isotope erfolgte durch das Institut IGU, Dr. Salvamoser, Wörthsee.

8.2.1.4 Tiefenprobennahme

An einer Bohrung in der Westmolasse wurden im Rahmen eines Langzeitmonitorings Tiefenproben in den drei Teufen 2400 m, 2530 m und 2570 m entnommen. Verschiedene

Teufen wurden beprobt, um eventuelle Zustrombereiche detailliert kartieren zu können. Die Probennahme erfolgte dabei mit evakuierten Stahlgefäßen, die in der Verrohrung der Bohrung hinabgelassen werden. Mithilfe eines Zeitzünders wurden die Gefäße in der gewünschten Tiefe geöffnet und ermöglichten somit eine *in situ*-Probennahme des Thermalwassers. Anschließend werden die Proben mithilfe des PDS-Systems (s. Abb. 8.3) unter Druck in Transportgefäße überführt. Die hydrochemische Analytik der Tiefenproben wurde im Labor BWG, Dr. Seibt, Neubrandenburg, durchgeführt.

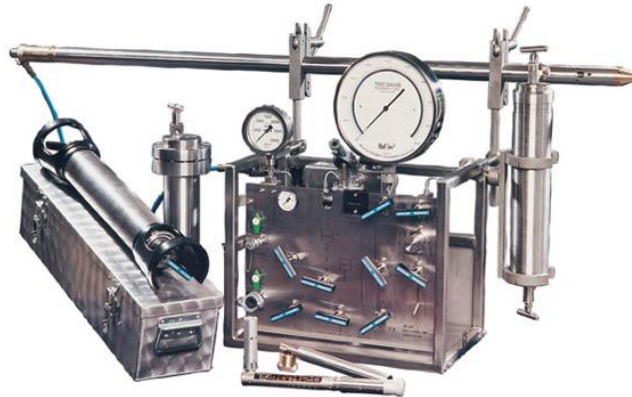


Abb. 8.3: PDS-System der Firma Proserv Group, Ausführung Tiefenprobennahme: Firma Schulze Druckmessungen, Salzwedel

8.2.1.5 Hydrochemische Modellierung

Die im Rahmen des Projektes durchgeführten Modellierungen wurden mithilfe des hydrogeochemischen Simulationsprogramms PhreeqC (Version 2.15.0, phreeqc-Datenbank) gerechnet (PARKHURST & APPELO, 1999).

Quantifizierung des Entgasungsdrucks

Es wurden exemplarisch die Entgasungsprozesse bei Förderung in einer Geothermiebohrung simuliert, wobei die Änderung der Gaszusammensetzung und -konzentration detailliert betrachtet wurde. Die Validation des Modells für hohe Temperaturen wurde für Stickstoff durchgeführt, da dies das Gas mit der geringsten Löslichkeit darstellt. Die Ergebnisse der Simulation wurden mit publizierten Daten verglichen (D'ANS & LAX, 1949; SEIBT et al., 1999). Die Ergebnisse sind in Tabelle 8.1 dargestellt. Insgesamt ergaben sich maximale Abweichungen von 10% gegenüber den publizierten Daten. Eine erhöhte Salzkonzentration kann einen Einfluss auf die Löslichkeit der Gase ausüben, doch da die Wässer des Malmaquifers eine Ionenstärke von $< 0,01$ aufweisen, kann dieser Effekt vernachlässigt werden (DUAN et al., 1992). Als Eingangsparameter für die Simulation werden die Zusammensetzung des Wassers und die physikalischen Parameter (Temperatur, pH, Redoxpotential und Leitfähigkeit) benötigt.

Tab. 8.1: Validierung von PhreeqC mit Datenbank phreeqc.dat

		Temp.	Druck	Soll	Simulation
D'ANS & LAX (1949)	N ₂	75	25	0.011	0.012
D'ANS & LAX (1949)	N ₂	100	200	0.081	0.092
SEIBT (1999)	N ₂	98	10	0.0044	0.0046

Die gemessene Gasphase wird im Block SOLUTION eingegeben. Außerdem werden die Zusammensetzung und die molaren Konzentrationen der Gasphase bei Normalbedingungen (1013 hPa, 273.15 K) mit dem Block EQUILIBRIUM_PHASES dargestellt. In den meisten Fällen waren die Konzentration des wasserfreien Gases sowie die Konzentration des Gesamtgases (Gas und Wasserdampf) bekannt. Ethan ist in der phreeqc-Datenbank nicht enthalten und wird bei der Simulation als Summe Methan + Ethan berücksichtigt. Der Verzicht auf die Berücksichtigung von Ethan ist aufgrund der geringen Volumenanteile gerechtfertigt.

Anschließend erfolgte die Kalibration der Simulation über die molaren Mengen der Gase. Diese wurden soweit angepasst, bis die Parameter pH-Wert, Alkalinität und Gasmengen in der Ausgabedatei mit den Messwerten bei der Probenahme mit einer Toleranz von $\pm 5\%$ übereinstimmten.

Nach der Kalibration werden in der Simulation Druck und Temperatur verändert und Volumen und Zusammensetzung der Gasphase notiert. So lassen sich verschiedene Varianten (Temperaturänderung, Änderung des Gasvolumens) rechnen.

Bei der Bewertung der Simulationsergebnisse ist zu beachten, dass die Berechnung unter der Annahme eines chemischen Gleichgewichtes im statischen System erfolgte. In der Praxis kann Entgasung aufgrund kinetischer Effekte auch bei höheren als den angegebenen Drücken auftreten, insbesondere wenn sich durch lokalen Druckabfall (z.B. im Bereich der Förderpumpe) gebildete Gasblasen erst langsam wieder auflösen. Aufgrund der natürlichen Variabilität der Gasführung sind die angegebenen Werte nicht genauer als $\pm 20\%$.

Die Eingabe-Datei der PhreeqC-Modellierung ist im Anhang A.2 beigelegt.

Modellierung des Malmwassers

In der Modellierung des Malmwassers wurde ein besonderer Schwerpunkt auf die Lithologie des Aquifers gelegt. Wie in Abschnitt 8.3.3.2 beschrieben, kann man mithilfe der Calcium-Magnesium-Verhältnisse Rückschlüsse auf den Calcit- bzw. Dolomitgehalt der Malmkarbonate ziehen. Mithilfe einer Modellierung, in Anlehnung an die Arbeit von HENTSCHEL (2007), sollte geprüft werden, welche Karbonate das Grundwasser von Norden bis zum Beckenzentrum durchflossen hat.

Für die Simulation eines Beckenrandwassers wurde eine Grundwasseranalyse aus Ingolstadt verwendet und als SOLUTION 1 an das Programm übergeben. In Untersuchungen zum Malmthermalwasser wurden als Hauptkomponenten des unlöslichen Rückstands Quarz, Pyrit, Feldspäte sowie die Tonminerale Illit und Kaolinit ermittelt (WIRSING, 1988; VEIZER, 1977). Des Weiteren wurde Strontium in Form von Coelestin (SrSO₄) und Strontianit (SrCO₃) nachgewiesen. Diese beiden Strontiumminerale treten häufig als Bestandteil von Karbonaten auf. Zur Simulation der Aquiferlithologie wurde das Wasser mit Calcit und/oder Dolomit sowie mit den Mineralen Anhydrit, Albit, Pyrit, Kaolinit, Illit, Quarz, Coelestin und

Strontianit ins Gleichgewicht gesetzt. Dieses erfolgt im Block EQUILIBIRUM_PHASES unter Berücksichtigung der relativen Verhältnisse.

Zum Ausgleich der hohen Natrium- und Chloridkonzentrationen, die im Malmwasser vorhanden sind, wurde außerdem ein Ionenaustauschwasser aus dem Lithothamnienkalk (Obereozän) in verschiedenen Verhältnissen zugemischt. Dafür wurde in diesem Fall das Wasser der Bohrung Zorneding 1 verwendet (Na-HCO₃-Cl-Typus). Eine Zumischung dieses Wassers wurde gewählt, da es sich aufgrund der hohen Salinität hydrochemisch gut eignet. Des Weiteren wurde die Auswahl auf Aquifere beschränkt, die sich direkt über dem Malm bzw. über der Kreide befinden, um die Länge der Infiltrationstrecke zu begrenzen. Da die Wässer aus den Gault-Sandsteinen zu geringe Salinitäten aufweisen, und das Obereozän im Großraum München verbreitet ist, wurde das Wasser der Bohrung Zorneding 1 für eine Zumischung als hydrogeochemisch plausibel erachtet.

Die Zusammensetzung dieses Wassers wurde als SOLUTION 2 eingegeben und ebenfalls über den Block EQUILIBRIUM_PHASES mit dem umgebenden Gestein ins Gleichgewicht gebracht. Anschließend wurde die Zumischung des obereozänen Wassers im Block MIX (s. PHREEQC-Input-Files im Anhang) durchgeführt.

Die Temperatur des zu simulierenden Malmwassers wurde mit 80 bzw. 120 °C angesetzt.

Zur Kalibration des Modells wurden der Anteil an Dolomit und Calcit sowie die Mischungsverhältnisse des Ingolstädter und obereozänen Wassers variiert. Die Eingabedateien der PhreeqC-Modellierungen sind im Anhang A.3 beigelegt.

8.2.1.6 Korrosionsuntersuchungen

Die Wirkung von H₂S-haltigem Thermalwasser auf Rohrmaterialien und andere Werkstoffe wurde in einer geothermischen Anlage im Süden Münchens untersucht (genaue Bezeichnung siehe vertraulicher Anhang). Zunächst wurden fünf Referenzstücke aus verschiedenen Materialien ausgewählt, die in geothermischen Anlagen üblicherweise Verwendung finden. In Tabelle 8.2 ist die chemische Zusammensetzung der Teststücke aufgelistet. Der Stahl J55 und der Standard Vergütungsstahl L80 (AISI 4130) werden häufig für die Verrohrung einer Bohrung verwendet und sind laut der ISO 15156-2 (2003) für Fluide mit einem H₂S-Partialdruck von > 0.3 kPa geeignet. Die drei hochlegierten austenitischen Stähle 1.4539, 1.4301 und 1.4571 findet man häufig in Anschlüssen, Leitungen, Blechen und Verschraubungen wieder.

Tab. 8.2: Chemische Zusammensetzung der Testmaterialien (Angaben in Prozent; VDEh 1990)

	C	Mn	Mo	Cr	Ni	Cu
J55						
L80 (AISI 4130)	0.28 – 0.33	0.4 – 0.6	0.15 – 0.25	0.80 – 1.10		
1.4539	≤ 0.02	≤ 2.0	4 – 5	19 – 21	24 – 26	1.2 – 2.0
1.4301	≤ 0.07	≤ 2.0		17 – 19.5	8 – 10.5	
1.4571	≤ 0.08	≤ 2.0	≤ 2.0	16.5 – 18.5	10.5 – 13.5	

	P	S	Si	N	Ti	Fe
J55	≤ 0.03	≤ 0.03				Rest
L80 (AISI 4130)	≤ 0.035	≤ 0.04	0.15 – 0.30			Rest
1.4539	≤ 0.03	≤ 0.01	≤ 0.7	≤ 0.15		Rest
1.4301	≤ 0.045	≤ 0.015	≤ 1.0	≤ 0.11		Rest
1.4571	≤ 0.045	≤ 0.015	≤ 1.0		5xC ≤ 0.7	Rest

Die Teststücke wurden in der Werkstatt des IWC, München, auf eine Größe von ca. 90 x 30 x 5 mm (L x B x H) zugeschnitten und anschließend auf einer Hälfte blank poliert. Mittig wurde ein Loch mit ca. 10 mm Durchmesser gebohrt, das der Verschraubung in der Teststrecke dient. Des Weiteren wurden die Teststücke mit Einkerbungen versehen, markiert und mit einer Mikrometerschraube vermessen. Vor dem Einbau in die Teststrecke wurden alle Teststücke mit Aceton gereinigt.

Anschließend wurde die Installation in einen Bypass, konzipiert und konstruiert durch die VKTA Dresden, mit PTFE-Schrauben vorgenommen. Nach einem Gutachten der VKTA Dresden (FRIEDRICH, 2007) beträgt der H₂S Partialdruck im Thermalwasser 14,6 kPa und somit wird dieser Standort in den Bereich der besonderen Werkstoffauswahl eingestuft. In Abbildung 8.4 ist ein Foto des Bypass sowie eine Skizze zum schematischen Aufbau dargestellt.

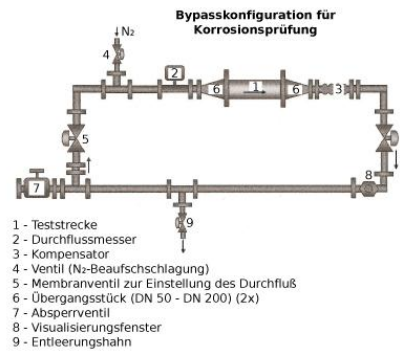


Abb. 8.4: Foto (a) links und Schemaskizze der Bypass-Materialprüfstrecke (b) rechts (nach FRIEDRICH, 2007)

Die Testmaterialien wurden vorbereitet und in die Teststrecke eingebaut (s. auch Abb. 8.5). Nach dem Einbau der Testmaterialien wurde der Bypass anschließend 12 Wochen mit dem ca. 100 °C heißen Thermalwasser durchspült. Der Bypass wird von ca. 5 bis 10% des gesamten Durchflusses durchströmt, bei einer mittleren Förderrate von ca. 30 L/s entspricht dies einem Thermalwasservolumen durch den Bypass von etwa 16 520 m³.



Abb. 8.5: Vorbereitete Teststücke (a) links, in die Teststrecke installiert (b) rechts

Nach dem Ausbau waren die Teststücke mit einem ca. 1-2mm dicken schwarzen Ölfilm belegt (s. Abb. 8.6). Zur weiteren Untersuchung wurden die Teststücke anschließend mit CARAMBA Bremsen- und Teilereiniger gewaschen, um den Ölfilm zu entfernen. Danach wurde alle Teststücke erneut vermessen und mit dem Rasterelektronenmikroskop und energiedispersiver Röntgenstrahlen-Analyse (REM/EDX) untersucht.



Abb. 8.6: Teststrecke bei Ausbau (a) links, mit Ölfilm versehene Teststücke (b) rechts

8.2.2 Materialien

In den Tabellen 8.3 bis 8.5 sind die verwendeten Geräte, Materialien und Chemikalien dargestellt.

Tab. 8.3: Verwendete Geräte

Geräte	Bezeichnung	Hersteller
Spektralphotometer	Double Beam UV-190	Shimadzu
Flammen- Atomabsorptions- spektrometer	AAS 3300	Perkin Elmer
Graphitrohr- Atomabsorptions- spektrometer	AAS 4100	Perkin Elmer
Atomemissions- spektrometer	ELEX 6361	Eppendorf
Ionenchromatograph	IC 25, IonPac AS9-HC	Dionex
Leitfähigkeitsmessgerät	LF 92	WTW
pH/mV-Meter	pH 330/Redox SenTix ORP	WTW
Digital-Thermometer	Pocket-Digitemp -40 °C bis 200 °C	TFA

Tab. 8.4: Verwendete Materialien

Materialien	Eigenschaften	Hersteller
Enghalsflaschen	Glas, verschiedene Volumina	-
Enghalsflaschen	PP, verschiedene Volumina	-
Vierkantflaschen	PE-HD, verschiedene Volumina	-
Rollrand-Flasche	Volumen: 10 mL	Varian
Gasmäuse	Volumen: 0,5 L, 1 L	Witeg
Zentrifugenröhrchen	PP, Volumen: 15 mL, 50 mL	Greiner
Messkolben	verschiedene Volumina	Brand/ Duran
Titrierbesteck	Bürette 25 mL	Brand
Messgefäß	Volumen: 10 L	-
Waschflaschen	NS 45/40	Schott/ Duran
Pipette mit Einmalaufsatz	verschiedene Volumina	Eppendorf
Vollpipetten	Volumen: 5 mL, 10 mL	Brand

Tab. 8.5: Verwendete Chemikalien

Chemikalien	Bezeichnung	Hersteller
Zinkacetat-Dihydrat	-	Merck
Ammonium Eisen(III)-sulfat	-	J. T. Baker
N,N-Diethyl-1,4-phenylendiammoniumsulfat	-	Merck
Ethylendiamintetraacetat	-	Merck
Salpetersäure	68 %	-
Natronlauge	0,1 mol/L	Merck
Salzsäure	0,1 mol/L	Merck
Cooper	-	-
Phenolphthalein	-	-
Schwefelsäure	2 %	-
Bariumchlorid-Dihydrat	-	Merck
Pufferlösungen	pH 4, pH 7	-
Stickstoff	≥ 99.9 %	Linde
Aceton	-	Merck
Bremsen- und Teilereiniger	50-100 % Benzin-KW, 2.5-10 % Kohlendioxid, > 30 % aliphatische KW	Caramba

8.3 Ergebnisse

8.3.1 Validierung der verwendeten Methoden

8.3.1.1 Analyse des Wassers

Die Bestimmung der Inhaltsstoffe des Wassers erfolgte nach den vorgegebenen DIN-Normen. Die Messverfahren sowie die Nachweisgrenzen der einzelnen Analysemethoden sind im Anhang A.1 aufgeführt. Die Messergebnisse werden als sehr gering fehlerbehaftet eingestuft.

8.3.1.2 Bestimmung der H₂S-Konzentration im Quellgas

Das Verfahren zur Messung der H₂S-Konzentration im Quellgas ist analytisch kaum fehlerbehaftet, allerdings birgt die Probenahme der Gasphase Fehlerquellen. Als Hauptfehlerursache sind Änderungen im Volumenstrom am Entnahmehahn und der Druckabfall am Ventil des Entnahmehahns zu bemerken. Diese Beobachtungen wurden im Rahmen des Langzeitmonitorings an einer Geothermiebohrung im Süden Münchens (siehe auch Abschnitt 8.3.3.2) gemacht. Es zeigte sich, dass das Probenahmeverfahren zur Ermittlung der H₂S-Konzentration im Quellgas mit Fehlern von bis zu ± 20 % behaftet sein kann.

8.3.1.3 Bestimmung der Gaskonzentration

Die Bestimmung der Gesamtgaskonzentration erfolgte mithilfe drei verschiedener Techniken. Die BWG Neubrandenburg ermittelte die Gaskonzentration über einen Gastrommelzähler nach Entgasung der Wasserphase bei Umgebungsdruck. Es wurde hier die Gaskonzentration ohne Wasserphase bestimmt.

Die Messmethodik des IGU, Dr. Salvamoser, erlaubt die Bestimmung der Gaskonzentration inklusive Wasserphase. Aufgrund der einmaligen Aufnahme einer Wasserprobe (Volumen 1 L) in ein Stahlrohr ist diese Methode nur für Gaskonzentrationen bis ca. 1 L/L geeignet, da die Ungenauigkeiten ansonsten zu groß werden.

Die dritte Methode zur Messung der Gaskonzentration galt als überschlägige Vor-Ort-Bestimmung und wurde nur zur groben Abschätzung der Gaskonzentration verwandt. Hierbei wurde der Abfall des Wasserspiegels in einem Kanister nach dem Öffnen eines Wasserauslasses gemessen. Gleichzeitig wurde die Menge des abgelassenen Wassers aufgezeichnet. Anschließend wurde die gemessene Gaskonzentration auf Normalbedingungen umgerechnet.

Die Modellierung der Gasphase mit dem Computerprogramm PhreeqC zeigt eine gute Übereinstimmung der durch die verschiedenen Methoden gewonnenen Messwerte. Die Daten sind mit Messfehlern von ± 20 % vergleichbar. Generell zeigen die Messmethoden, bei denen die Gaskonzentration über einen größeren Entnahmezeitraum ermittelt wurde, repräsentativere Ergebnisse. Hier können auch schubweise entweichende Gasblasen erfasst werden.

8.3.2 Hydrochemischer Charakter des Malmwassers

Der hydrochemische Charakter des Malmthermalwassers ist regional sehr verschieden. Grundsätzlich kann das bayerische Molassebecken in sechs hydrochemische Provinzen gegliedert werden. Im südlichen zentralen Becken ist typischerweise Malmwasser des Na-Ca-HCO₃-Cl Typus vorzufinden. Wässer des Niederbayerischen Beckens sind durch erhöhte Natrium- und Kaliumkonzentrationen geprägt, welche durch den Austausch von Ionen an Tonmineralen hervorgerufen werden. Das Wasser entspricht dem Na-HCO₃-Cl Typus. Am

nördlichen Beckenrand sind hauptsächlich Wässer des Na-HCO₃ und des Na-Ca-Mg-HCO₃ Typus verbreitet. Der generelle Wassertypus im nord-östlichen Becken kann als Na-Cl-HCO₃/Na-Ca-Mg-HCO₃ beschrieben werden. Am Landshut-Neuöttinger Hoch sind Wässer des Na-Ca-HCO₃-Cl Typus vorzufinden und in der Westmolasse zeigt das Wasser den Charakter eines Na-Cl-HCO₃ Typus (BIRNER et al., 2011).

Ein Langzeitmonitoring der hydrochemischen Zusammensetzung wurde an einer Bohrung in der Westmolasse (genaue Bezeichnung siehe vertraulicher Anhang) durchgeführt. Ziel dieser Bohrung war es, das Thermalwasser balneologisch zu nutzen. Bereits die ersten hydrochemischen Analysen zeigten jedoch, dass das geförderte Thermalwasser untypische Charakteristika aufweist, wie z.B. überdurchschnittliche Gaskonzentrationen von bis zu 1,9 NL/L, hohe BTXE-Konzentrationen von bis zu 15 mg/L und eine hohe Mineralisation von ca. 5 g/L. Für Malmwässer im Großraum München werden vergleichsweise Gaskonzentrationen von ca. 0,1 NL/L, BTXE-Konzentrationen im µg-Bereich und Mineralisationen von ca. 1 g/L dokumentiert.

Der Schwerpunkt des Untersuchungsprogramms war, mithilfe eines hydrochemischen Monitorings die natürliche Variabilität des Grundwasserchemismus und dessen Abhängigkeit von der Förderrate zu untersuchen. Am 10. und 11. November 2010 wurden an der Bohrung in der Westmolasse außerdem fünf Tiefenproben in den drei Teufen 2400 m, 2530 m und 2570 m entnommen. Ziel war es, eventuelle Zustrombereiche explizit auszukartieren.

Während des Pumpversuches zeigte sich keine signifikante Änderung des Grundwassertypus. Auch die Analyse der Tiefenproben zeigt eine mit den Kopfproben vergleichbare hydrochemische Zusammensetzung. Anionen und Kationen liegen in Tiefen- und Kopfproben in gleichen Verhältnissen und Konzentrationen vor. Lediglich die Konzentration der BTXE ist in den Tiefenproben in der Wasserphase um durchschnittlich 41,2 % erhöht. Es ist wahrscheinlich, dass die erhöhte BTXE-Konzentration in der Wasserphase der Tiefenproben auf ein Strippen der BTXE aus dem Fluid in die Gasphase zurückzuführen ist. Die Tiefenproben erfassen die gesamte Stoffmenge, während die Kopfproben den Gleichgewichtszustand mit der Gasphase widerspiegeln. In den Kopfproben wurde der Großteil der Gasphase am Entgaser abgetrennt.

8.3.3 Screening und Monitoring der Gaszusammensetzung

An 17 geothermischen oder balneologischen Standorten mit insgesamt 37 Bohrungen wurden im Rahmen des Projektes 72 Wasserproben und 116 Gasproben zur H₂S- Bestimmung entnommen (tabellarische Auflistung siehe vertraulicher Anhang). Eine Gasprobenahme zur Bestimmung der Gesamtgaszusammensetzung wurde an 11 Proben durchgeführt und erfolgte jeweils bei erweiterten hydrochemischen Analysen im Rahmen von Langzeitpump- und Reinjektionsversuchen an fünf Geothermiestandorten im Großraum München.

8.3.3.1 Generelle Gaszusammensetzung und -konzentration

Die Hauptkomponenten des Quellgases sowie die gemessenen Gasmengen sind in Abbildung 8.7 zusammengefasst. Die Gasmenge des Quellgases variiert von 24,1 bis 330 NmL/L. Der Hauptbestandteil des Quellgases ist überwiegend Kohlenstoffdioxid mit einem prozentualen Anteil von 5,9 bis 90,7 vol-%, gefolgt von Stickstoff mit 4,6 bis 72,6 vol-% und Methan mit 3,3 bis 43,1 vol-%. Sauerstoff/Argon ist in Spuren enthalten mit 0,2 bis 0,8 vol-%.

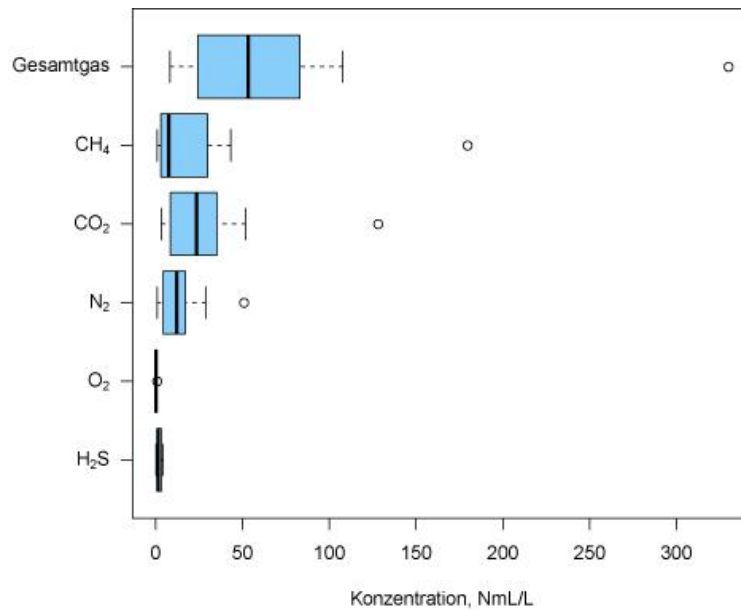


Abb. 8.7: Boxplot der gemessenen Gaszusammensetzung und –konzentrationen an fünf Geothermiestandorten im Großraum München (genaue Bezeichnung siehe vertraulicher Anhang)

Bei geringen Gasgehalten ist eine Betonung der Gase mit hoher Wasserlöslichkeit (CO₂ und H₂S) festzustellen. Es können in kurzer Zeit erhebliche Schwankungen der Gasmenge auftreten. In der Regel ist die Gasführung nicht konstant, sondern das Gas tritt schubweise auf.

Mehrfachmessungen der Gaskonzentration wurden an 11 Malmbohrungen im Großraum München durchgeführt. Durchschnittlich betragen die Gaskonzentrationen im Malmaquifer 73 ± 145 NmL/L.

Als Ausnahme gilt hier die untersuchte Bohrung in der Westmolasse mit einer durchschnittlichen Gaskonzentration von 1,9 NmL/L.

Anhand der deutlichen Schwankungsbreite ist ersichtlich, dass im Molassebecken keine konstante Gasführung auftritt.

8.3.3.2 Monitoring der H₂S-Führung im Quellgas

H₂S-Konzentrationen im Malmaquifer

Begleitend zur hydrochemischen Analytik wurden an allen beprobten Standorten auch die H₂S-Konzentrationen in der Gasphase untersucht. In Abbildung 8.8 sind die Messergebnisse zusammenfassend dargestellt. Daten, die während eines Airlifts/Stickstofflifts erhoben wurden, sind aufgrund der externen Beeinflussung als nicht repräsentativ zu betrachten.

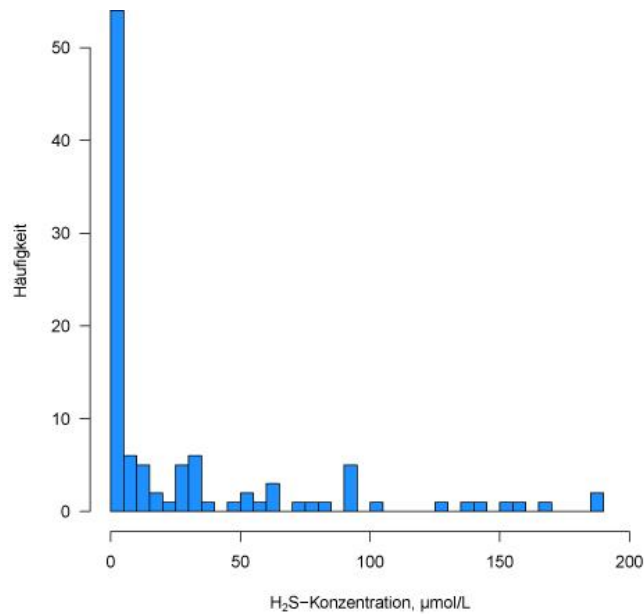


Abb 8.8: Häufigkeitsverteilung der gemessenen H₂S-Konzentrationen

Bei der Betrachtung aller gemessenen Werte sind die H₂S- Konzentrationen in der Gasphase mit durchschnittlich $10,4 \pm 48,8 \mu\text{mol/L}$ anzugeben. Im Großraum München sind jedoch überdurchschnittlich hohe Konzentrationen zu verzeichnen. Maximale Konzentrationen konnten im Südosten Münchens beobachtet werden. Des Weiteren sind am nördlichen Beckenrand sowie im Niederbayerischen Becken höhere H₂S-Konzentrationen in der Gasphase zu verzeichnen. Die hohen H₂S-Konzentrationen im Beckenzentrum legen die thermophile Sulfatreduktion nahe.

Als ein weiterer Hinweis auf TSR gilt die Abhängigkeit des prozentualen Anteils des Gesamtsulfidschwefels vom Methangehalt, wie in Abbildung 8.9 dargestellt.

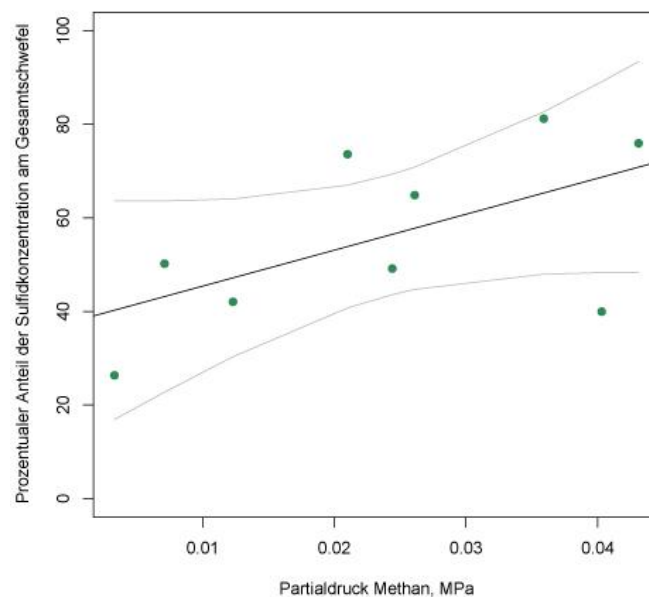


Abb. 8.9: Der prozentuale Sulfidanteil am Gesamtschwefel in Gas und Wasser als Funktion des Methan-Partialdrucks, mit Regressionsgerade und Vertrauensbereichen

Monitoring der H₂S-Konzentration an einem Standort im Süden von München

An einer Bohrung im Süden von München wurde im März/April 2009 und im März/April 2010 ein Monitoring der H₂S-Konzentration in der Gasphase durchgeführt. Ziel war es, kurzfristige sowie längerfristige Schwankungen in der H₂S-Führung zu erfassen und die Abhängigkeit der H₂S-Konzentration von anderen Parametern, wie z.B. der Förderrate zu betrachten. Diese Bohrung ist seit 2005 in Betrieb und fährt in den Wintermonaten mit einer Förderrate von durchschnittlich 32 L/s. Seit 2006/2007 war eine Verringerung der H₂S-Konzentrationen von durchschnittlich 885 µmol/L in 2006/2006 auf durchschnittlich 80 µmol/L in 2009/2010 (s. Abb. 8.10a) zu beobachten. Während des gleichen Beobachtungszeitraums wurde die Gas-konzentration konstant mit 190±80 NmL/L gemessen. Die Schwefelspezifizierung (Sulfat und Sulfid im Wasser) zeigte mit Ausnahme der sinkenden H₂S-Konzentration einen vergleichbaren Trend (s. Abb. 8.10b).

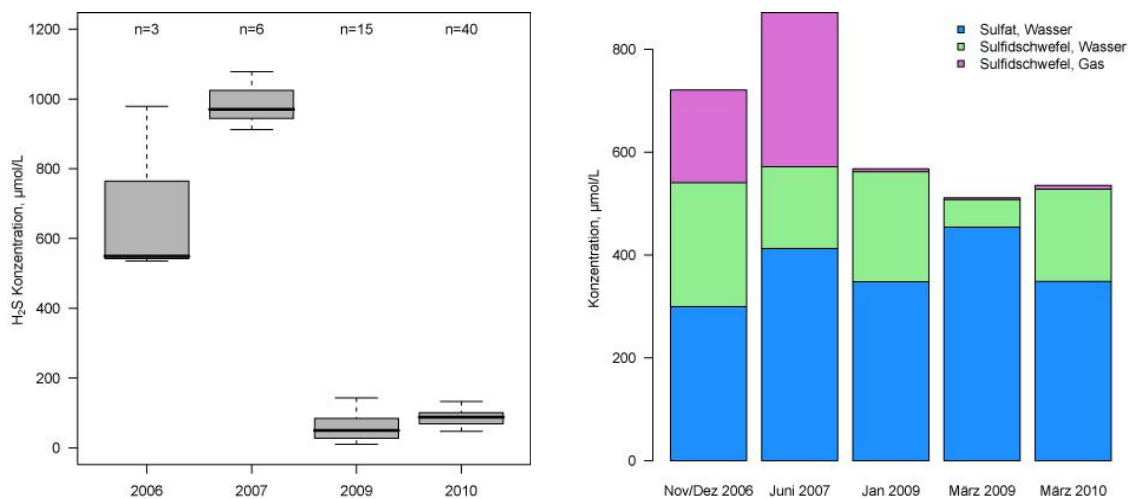


Abb. 8.10: Boxplot H₂S-Konzentrationen von 2006 bis 2010 (a) links, Schwefelspezifizierung von 2006 bis 2010 (b) rechts

Das Monitoring 2009 legte eine Abhängigkeit der H₂S-Konzentration von der Förderrate nahe, diese Hypothese wurde mit dem Monitoring 2010 jedoch nicht bestätigt. Es zeichnet sich ab, dass die H₂S-Konzentration im Quellgas an diesem Standort im Wesentlichen durch natürliche Variation der Gasführung, und dem daraus resultierenden Streipeffekt kontrolliert wird. Zudem konnte beobachtet werden, dass möglicherweise eine Ratenlimitierung der H₂S-Konzentration im Gas vorliegt. Die Gesamtschwefelkonzentration sinkt mit zunehmender Fördermenge und weist somit auf eine Verdünnung des Schwefelwasserstoffs im Thermalwasser hin.

Aufgrund des Druckverlustes am Entnahmehahn ist die Probenahme mit Messfehlern von ±20% behaftet. Geringe Abweichungen der Messwerte sind daher auf die fehlerbehaftete Probenahme zurückzuführen.

Längerfristige und stärkere Schwankungen in der H₂S-Konzentration im Gas weisen jedoch auf eine Veränderung der Zuflussbereiche hin. Messungen der H₂S-Konzentrationen aus den Jahren 2006/2007 lagen beispielsweise um das 5 bis 8-fache über den 2009/2010 gemessenen

H₂S-Konzentrationen. Eine ähnliche Beobachtung wurde auch bei Messungen des organischen Anteils im Thermalwasser gemacht. Der DOC-Gehalt sank hier von März 2008 bis April 2008 um ca. 27%. Die Abnahme wurde auf verschieden starke Zuströme von öligen Phasen zurückgeführt (GFZ POTSDAM, 2008). Somit wird vermutet, dass in den Jahren 2006/2007 salinare und Öl-haltige Wässer aus den hangenden Formationen zusickerten, deren Zustrom im Monitoring 2009/2010 nicht mehr verzeichnet werden konnte.

Effekt des Calcium-Magnesium-Verhältnisses auf die H₂S-Konzentration

Der Malmaquifer besteht größtenteils aus den Karbonaten Calcit und Dolomit, deren regionale Verteilung sehr unterschiedlich sein kann.

Anhand des Calcium-Magnesium-Verhältnisses im Wasser lassen sich Aussagen über die Lithologie treffen. Das Calcium-Magnesium-Verhältnis im Malmwasser beträgt 0,2 bis 5,2 mit einem Mittelwert von 2,0. In der Abbildung 8.11 ist die regionale Verteilung des Calcium-Magnesium-Verhältnisses aufgezeichnet. Den Trend zu einem erhöhten Calcium-Magnesium Verhältnis im Süden von München zeigen auch die Untersuchungen des Verbundpartners LfU Bayern auf (Vortrag FRITZER et al., 2011).

Wässer, die calcitische Gesteine durchflossen haben, weisen ein Calcium-Magnesium Verhältnis von >2.2 auf. Dahingegen werden Wässer mit einem Calcium-Magnesium-Verhältnis von <2.2 einem dolomitischen Aquifer zugeordnet (LANGMUIR, 1971).

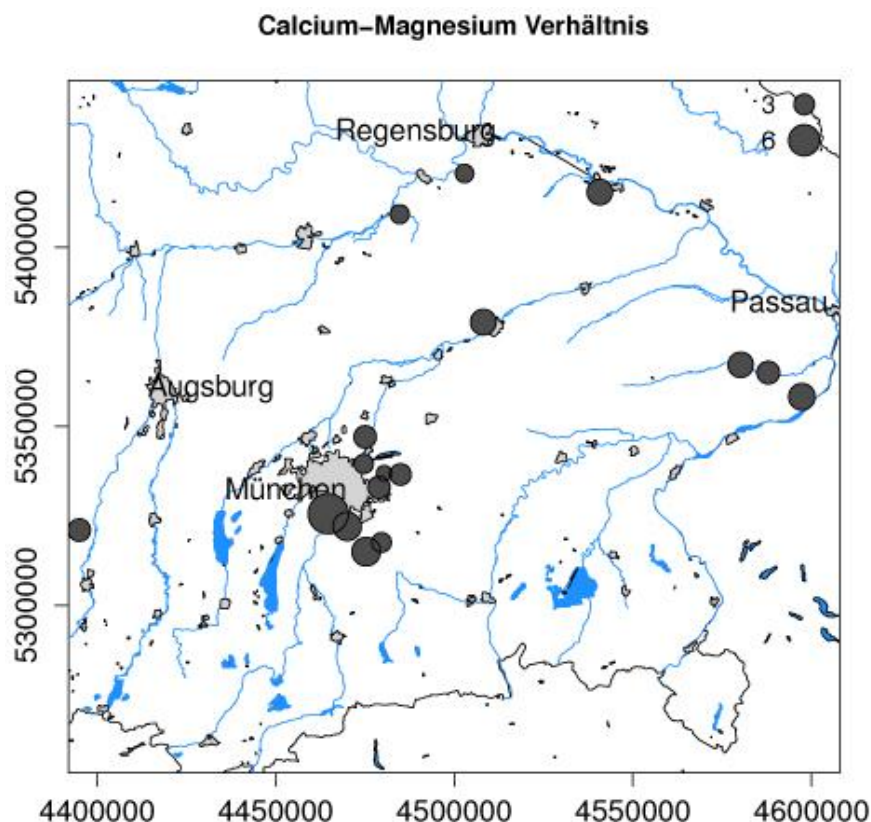


Abb. 8.11: Karte der Calcium-Magnesium-Verhältnisse

In den Wässern des Malmaquifers sind die niedrigsten Calcium-Magnesium-Verhältnisse im nordöstlichen Becken vorzufinden. Im Großraum München zeigt sich eine große Variabilität

der Calcium-Magnesium-Verhältnisse. Diese Beobachtung kann mit den lithofaziellen Untersuchungen der Bohrungen des Großraums München durch den Verbundpartner Erdwerk GmbH bestätigt werden.

Des Weiteren wurden die Auswirkungen der Lithologie auf die H_2S Konzentrationen untersucht. Es zeichnet sich ab, dass in Dolomiten tendenziell höhere Sulfidkonzentrationen (in Gas und Wasser) gemessen wurden. Diese Beobachtung ist in der Abbildung 8.12 für Standorte dargestellt, an denen das Calcium-Magnesium-Verhältnis sowie die Sulfidkonzentration bestimmt wurden.

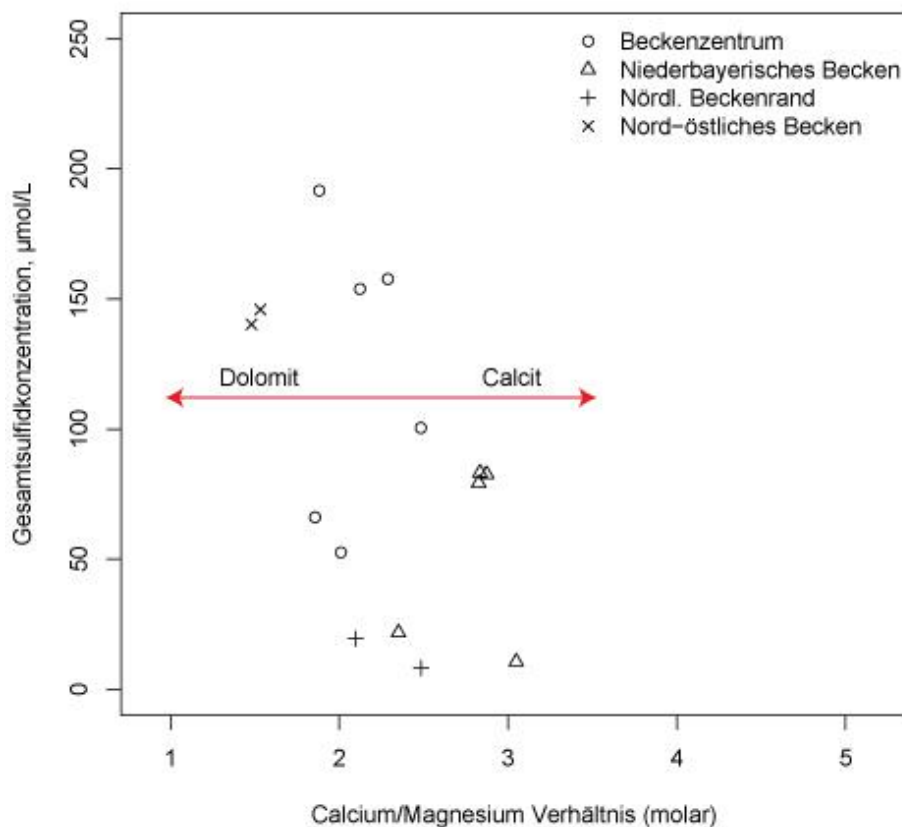


Abb. 8.12: Die Gesamtsulfidkonzentration als Funktion des Calcium-Magnesium-Verhältnisses

8.3.4 Schwefelspeziierung

Die durchschnittlichen Konzentrationen der Schwefelspezies in Gas und Wasser sind in der Abbildung 8.13 aufgeführt.

Die höchsten Gesamtschwefelkonzentrationen mit 5,63 mmol/L sind in der Westmolasse zu beobachten. Hier sind außerdem die höchsten Sulfatkonzentrationen dokumentiert, die 99% des Gesamtschwefels widerspiegeln. Diese hohen Sulfatkonzentrationen sind als eine Besonderheit im Malmaquifer zu interpretieren, denn die durchschnittlichen Sulfatkonzentrationen der anderen Malmb Bohrungen betragen 213 μmol/L. Aufgrund des außergewöhnlichen hydrochemischen Charakters, wurde an dieser Bohrung ein Langzeit-Monitoring durchgeführt.

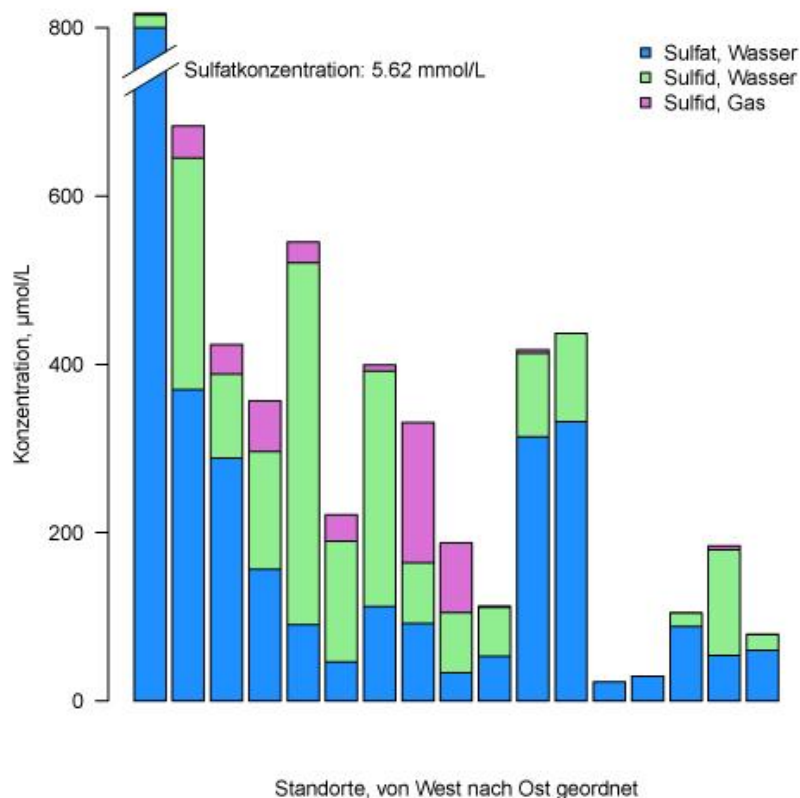


Abb. 8.13: Regionale Verteilung der Schwefelkonzentrationen und einzelnen Schwefelspezies in Wasser und Gas

Die höchsten Sulfidkonzentrationen mit $423 \mu\text{mol/L}$ wurden am Standort 7 gemessen (siehe Abb. 8.14). An diesem Standort, wie auch am Standort 4, sind außerdem die höchsten H_2S -Konzentrationen im Wasser zu verzeichnen ($153 \mu\text{mol/L}$ und $184 \mu\text{mol/L}$). Am Standort 2 wurden die maximalen H_2S -Konzentrationen in der Gasphase mit $167 \mu\text{mol/L}$ dokumentiert (siehe Abb. 8.15).

Es sind deutliche regionale Trends zu beobachten. Am Nordrand des Molassebeckens nimmt Sulfat mind. 67% des Gesamtschwefels ein (siehe Abb. 8.16). Dies kann auch im Niederbayerischen Becken mit Ausnahme einer Bohrung beobachtet werden. Im Gegensatz dazu ist im zentralen Beckenbereich im Großraum München überwiegend Sulfid die Hauptkomponente des Gesamtschwefels, abweichend sind hier die Standorte 4 und 9 zu beachten. An den Standorten 3 und 6 liegen Sulfid und Sulfat ungefähr in den gleichen Verhältnissen vor.

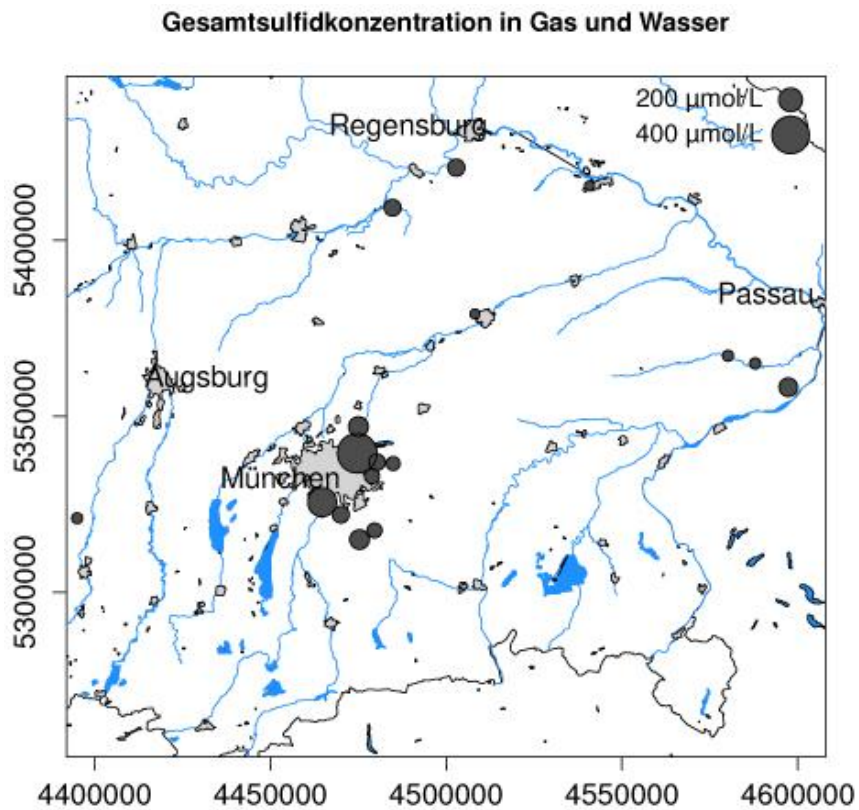


Abb. 8.14: Karte der Gesamtsulfidkonzentrationen

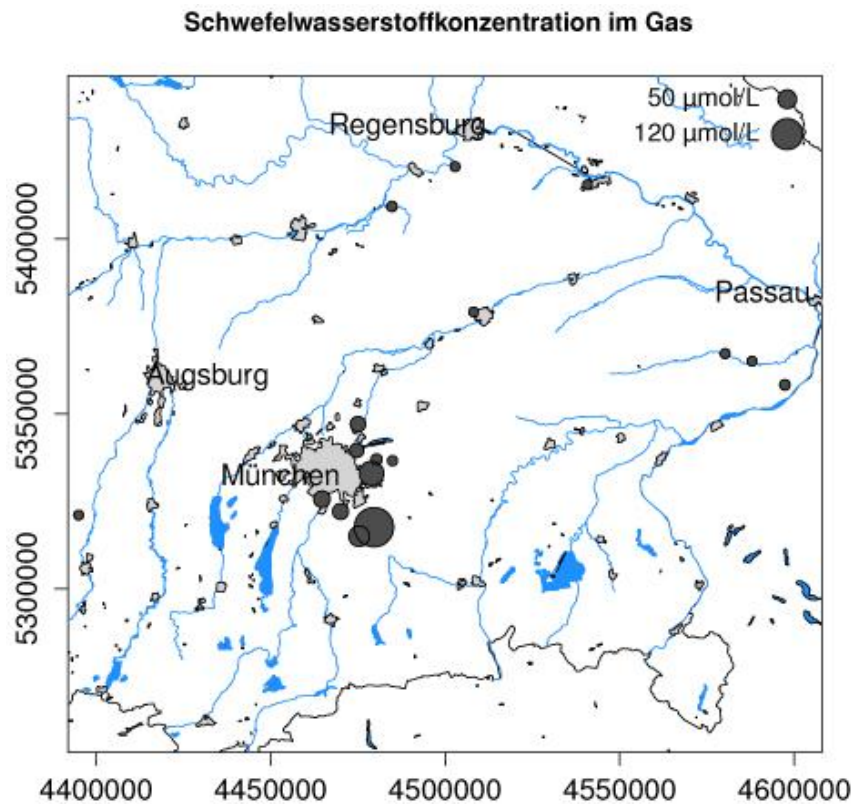


Abb. 8.15: Karte der H_2S -Konzentrationen in der Gasphase

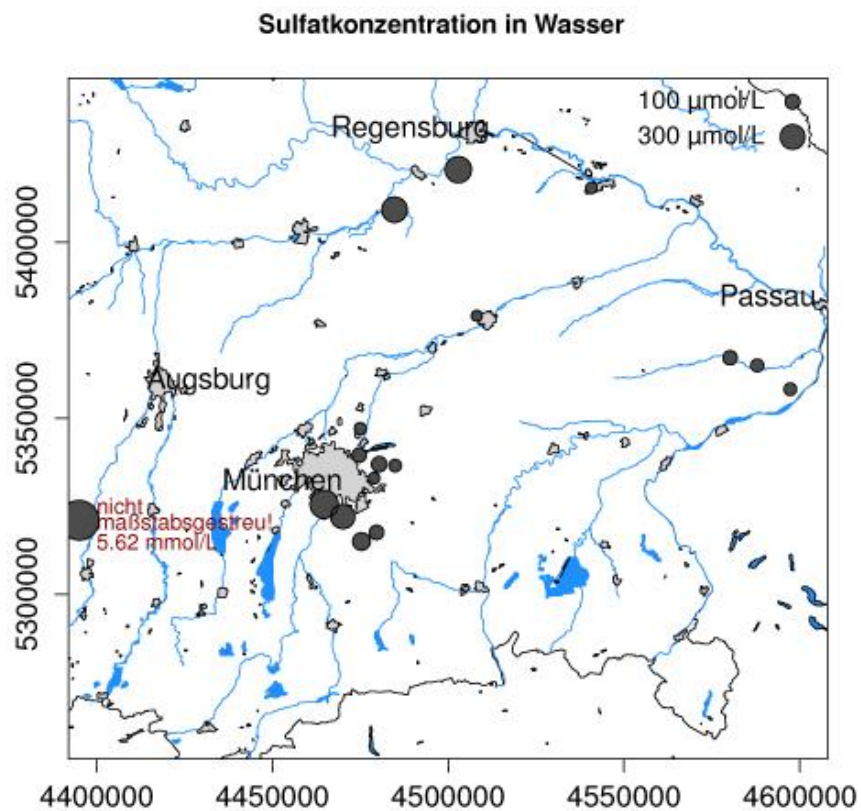


Abb. 8.16: Karte der Sulfatkonzentrationen

8.3.5 Isotopenhydrochemische Untersuchungen

Die Bildungsbedingungen des Wassers im Malmaquifer können aus dem Verhältnis der Isotope $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ abgeleitet werden. Es können sowohl Rückschlüsse auf die Herkunft des Wassers, als auch auf die klimatischen Verhältnisse zum Zeitpunkt der Bildung gezogen werden. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Messwerte liegen im Bereich von -1,8 bis -2,0‰ und $\delta^2\text{H}$ wurde mit Werten von -56,3 bis -86,7‰ gemessen. In der Abbildung 8.17 sind die gemessenen $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse der Local Meteoric Water Line (LMWL) für Mitteleuropa gegenübergestellt, welche die durchschnittlichen Isotopenverhältnisse in natürlichen meteorischen Wässern Mitteleuropas widerspiegelt. Die Local Meteoric Water Line ist im Vergleich zur Global Meteoric Water Line (CRAIG, 1961) zu niedrigeren $\delta^2\text{H}$ -Werten verschoben. Dieser Effekt wird durch die geographische Lage, insbesondere durch den Breitengrad und Kontinentaleffekte verursacht.

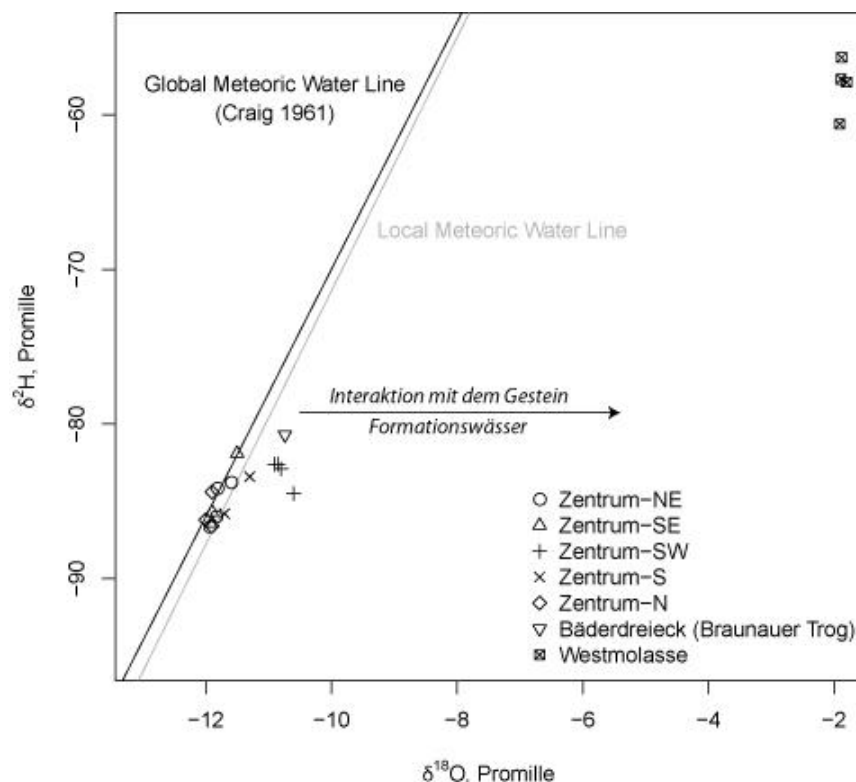


Abb. 8.17: $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis, gemessen an sieben Standorten im bayerischen Molassebecken

Die meisten Messwerte liegen im Bereich der LMWL und diese Standorte können somit den Wässern meteorischen Ursprungs zugeordnet werden. Lediglich die Wässer in der Westmolasse weichen stark von der LMWL ab mit einem deutlichen Trend zu höheren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten. Auch an einem Standort im Südwesten Münchens sind leicht erhöhte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gemessen worden. Diese zwei Standorte zeigten bereits in der hydrochemischen Charakterisierung besondere Merkmale, wie z.B. vergleichsweise hohe Mineralisation und überdurchschnittliche Sulfatkonzentrationen.

Die im Niederbayerischen Becken gemessenen Isotopensignaturen zeigen eine große Ähnlichkeit zu denen des Beckenzentrums. Auch hier wurden leicht erhöhte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gemessen. Dieser Trend kann einen Einfluss von kristallinen Wässern und der Interaktion mit dem umgebenden Gestein widerspiegeln. Im Raum Straubing sind artesisch aufsteigende Tertiärwässer bekannt, die dem Wasserchemismus des Beckenzentrums sehr ähneln. Auch Wässer in effluenten Bereichen des Malmaquifers am nördlichen Beckenrand sind chemisch

mit den beckeninneren Malmwässern vergleichbar. Die ermittelten Messdaten lassen vermuten, dass Malmwässer in diesen Bereichen, bevorzugt an tektonischen Flächen, nach oben aufdringen (PRESTEL, 1988).

Die Messwerte des Schwefelisotops ^{34}S in H_2S liegen in einem Bereich von +2,5 bis +9,7‰ und die ^{34}S Werte in Sulfat wurden im Bereich von +8,5 bis +20,8‰ gemessen. Daraus resultiert eine Isotopenfraktionierung $\delta^{34}\text{S}\text{-SO}_4^{2-} - \delta^{34}\text{S}\text{-H}_2\text{S}$ von 3,4 bis 17,6‰. An allen untersuchten Standorten wurde eine Anreicherung des schweren Isotops beobachtet. Dies weist auf sulfatreduzierende Prozesse hin.

8.3.6 Hydrochemische Simulationen

8.3.6.1 Quantifizierung der Entgasungsprozesse

Für den Betrieb einer geothermischen Anlage ist es wichtig, eine freie Gasphase im System zu vermeiden. Zum einen würde dies den Wärmeübergang im Wärmetauscher negativ beeinträchtigen, zum anderen wirken freie Gase, wie z.B. H_2S , korrosiv auf die eingebauten Werkstoffe. Aus diesem Grund ist eine Simulation des Entgasungsdrucks des gesamten Systems eine wesentliche Information bei der Planung einer geothermischen Anlage. Für einige Geothermiestandorte im Großraum München sowie für eine Bohrung in der Westmolasse wurden Simulationen zum Entgasungsdruck sowie zur druck- und temperaturabhängigen Entwicklung der Gasphase durchgeführt. Die Validierung und Kalibration des Modells ist in Abschnitt 8.2.1.5 beschrieben.

Im Folgenden werden die Ergebnisse einer Simulation im Südosten des Modellgebietes dargestellt. Als Eingabeparameter standen in diesem Beispiel eine hydrochemische Analyse sowie zwei Gasanalysen zur Verfügung.

Das freie Gasvolumen pro Liter Thermalwasser für die gemessenen Gaskonzentrationen nach dem Wärmetauscher ist in Abbildung 8.18(a) für vier verschiedene Temperaturen (80 °C , 100 °C , 130 °C , 135 °C) dargestellt. Bei 135 °C bildet sich eine erste Gasblase unterhalb von $\approx 5,7$ bar Druck, da dort die Löslichkeit für Stickstoff und Methan überschritten wird. Bei $\approx 3,7$ bar wird der Dampfdruck des Wassers unterschritten und es kommt zur massiven Vergrößerung der Gasblase durch Wasserdampf. Bei niedrigeren Temperaturen verschieben sich die Kurven nach links zu niedrigeren Entgasungsdrücken.

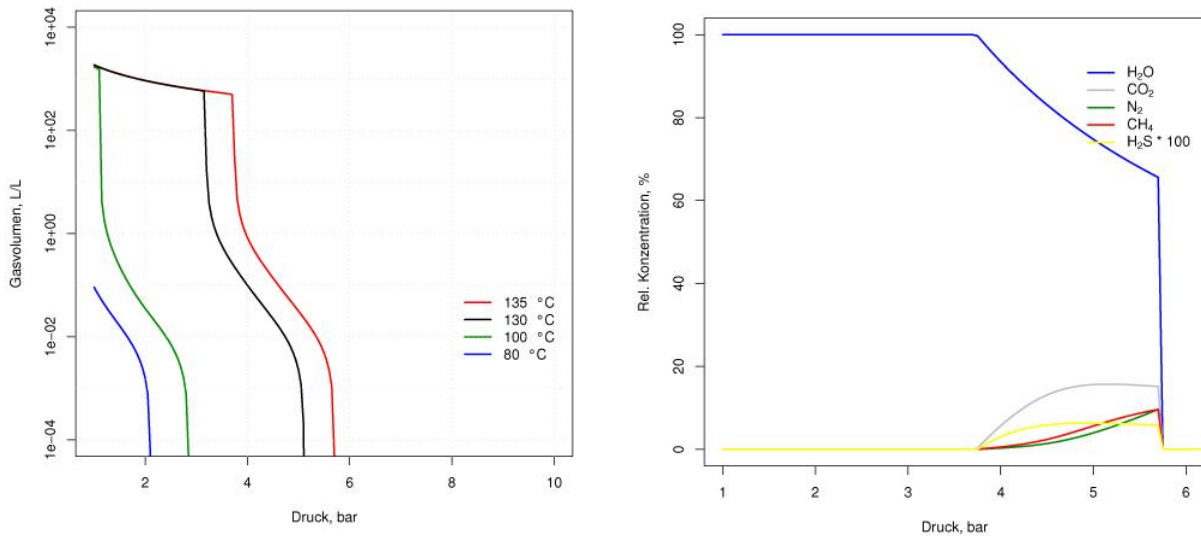


Abb. 8.18: Bildung der Gasphasen für die gemessenen Gasvolumina, Probenahme nach Wärmetauscher (a) links, relative Zusammensetzung der Gasphase bei 135 °C in Abhängigkeit vom Druck der Gasphase (b) rechts

Die relative Zusammensetzung der Gasphase für eine Temperatur von 135 °C ist in Abbildung 8.18(b) in Abhängigkeit vom Druck dargestellt. Zur Verdeutlichung wurde die Konzentration von H₂S im Gas in 100facher Überhöhung eingetragen.

Sobald sich eine eigenständige Gasphase gebildet hat, kommt es zur Gleichgewichtseinstellung zwischen Gasphase und Wasser entsprechend der Henry-Konstanten, d.h. in der Gasphase sind ab dann alle gelösten Gase vertreten. Mit zunehmendem Volumen der Gasphase nehmen die relativen Anteile der Gase CO₂, N₂, CH₄ und H₂S ab, da diese Gase im Wasser nur in geringen Konzentrationen auftreten. Der Übertritt in die Gasphase wird durch die im Wasser zur Verfügung stehende Masse limitiert. Durch das Strippen von CO₂ verschiebt sich der pH-Wert leicht ins Alkalische. Die am Brunnenkopf gemessenen pH-Werte liegen in den bislang untersuchten Bohrungen nicht weiter als eine halbe pH-Stufe über den pH-Werten bei vollständiger Lösung der Gase.

Zusammenfassend ist im Thermalwasser der betrachteten Bohrung nach den vorliegenden Daten und den durchgeführten Berechnungen bei Drücken unterhalb von 12,5 bar mit der Bildung einer eigenständigen Gasphase zu rechnen. Der Druck, ab dem sich die Gasblase bildet, wird durch die Konzentration der Gase N₂ und CH₄ und die Temperatur gesteuert. Bei Unterschreitung des Dampfdrucks von Wasser kommt es zu einer massiven Volumenvergrößerung der Gasblase. Die Konzentrationen der Gase CO₂, N₂, CH₄ und H₂S in der Gasphase nimmt mit zunehmender Konzentration von H₂O in der Gasphase ab.

In den weiteren Bohrungen wurden in Abhängigkeit von den Gaskonzentrationen und -zusammensetzungen sowie von der Temperatur Entgasungsdrücke zwischen ca. 8 und 15 bar, im Sonderfall bis zu 120 bar (Bohrung Westmolasse) berechnet.

8.3.6.2 Modellierung des Malmwassers

Mithilfe des Computerprogramms PhreeqC wurde eine Simulation zur Entwicklung des Malmwassers durchgeführt. Es sollte im Speziellen der Einfluss der Lithologie auf den Chemismus des Wassers untersucht werden. Die hydrogeologischen und stratigraphischen

Rahmenbedingungen sowie die Kalibration des Modells sind in Abschnitt 8.2.1.5 beschrieben.

In einem ersten Modell zeigt sich, dass bei gleichen Anteilen von Dolomit und Calcit eine Mischung des obereozänen mit dem Ingolstädter Wasser im Verhältnis 4:96 eine gute Übereinstimmung mit den Malmwässern des Großraums München hervorruft. Das simulierte Wasser stimmt bezüglich der Mg^{2+} -Konzentrationen sehr gut überein. Jedoch ist das Verhältnis der $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ -Konzentrationen des simulierten Wassers zu gering. Auch die Cl^- -Konzentration ist vergleichsweise zu niedrig. Die HCO_3^- und die SO_4^{2-} -Konzentrationen sind leicht erhöht.

In einem zweiten Schritt wurde die Simulation für einen rein calcitischen Aquifer für das Mischungsverhältnis 5:95 angepasst. Hier zeigen sich deutliche Abweichungen des Modellwassers von den Münchner Malmwässern. Besonders die Ca^{2+} -Konzentrationen sind zu gering. Außerdem sind auch die Konzentrationen von HCO_3^- und SO_4^{2-} erhöht.

Als letztes Modell wurde ein dolomitischer Aquifer angesetzt. Es zeigt sich, dass bei einem Mischungsverhältnis des obereozänen mit dem Ingolstädter Wasser von 5:95 optimale Simulationsergebnisse erzielt werden können. In diesem Modell stimmen auch die Ca^{2+} -Konzentrationen mit den Malmwässern überein. Besonders die Wässer der Bohrung 2 und Bohrung 3 des Großraum Münchens zeigen eine, dem simulierten Wasser sehr ähnliche Zusammensetzung. In Tabelle 8.6 sind die Ergebnisse dieser Simulation mit Angabe der Abweichung als Fehlerquadrate aufgeführt. Je geringer der Wert der Fehlerquadrate, desto besser ist das simulierte Ergebnis.

Bohrung 2 zeigt die größte Abweichung mit $14,63(\text{mmol/L})^2$ in der Simulation der HCO_3^- -Konzentration. Auch die simulierte Cl^- -Konzentration weicht mit $3,01(\text{mmol/L})^2$ von den gemessenen Werten ab. Die gemessenen Ionenkonzentrationen von Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} und SO_4^{2-} stimmen gut mit den Simulationsergebnissen überein und weisen Fehlerquadrate $< 0,14(\text{mmol/L})^2$ auf.

Die hydrochemische Simulation des Thermalwassers der Bohrung 3 zeigt noch größere Ähnlichkeit zu den Daten der Simulation. Auch hier weicht die Konzentration von HCO_3^- am stärksten ab mit $6,54(\text{mmol/L})^2$. Außerdem zeigt die simulierte Na^+ -Konzentration mit einem Fehlerquadrat von $1,05(\text{mmol/L})^2$ eine deutliche Abweichung von den gemessenen Werten. Die anderen Ionenkonzentrationen (K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- und SO_4^{2-}) zeigen jedoch gute Simulationsergebnisse mit Fehlerquadraten $< 0,14(\text{mmol/L})^2$.

Tab. 8.6: Ergebnisse der Simulation mit Fehlerabschätzung. Annahme eines dolomitischen Aquifers und Mischung eines obereozänen Wassers mit dem Ingolstädter Wasser im Verhältnis 5:95

Bohrung 2	Konzentration, mmol/L gemessen	Konzentration, mmol/L simuliert	Abweichung, (gem.-sim.) ²
Na ⁺	5.485	5.732	0.0610
K ⁺	0.442	0.069	0.1391
Ca ²⁺	1.801	1.578	0.0497
Mg ²⁺	0.491	0.558	0.0045
Cl ⁻	3.811	2.075	3.0137
SO ₄ ²⁻	0.254	0.444	0.0361
HCO ₃ ⁻	3.943	7.768	14.6306
Bohrung 3	Konzentration, mmol/L gemessen	Konzentration, mmol/L simuliert	Abweichung, (gem.-sim.) ²
Na ⁺	4.706	5.732	1.0527
K ⁺	0.350	0.069	0.0790
Ca ²⁺	1.364	1.578	0.0458
Mg ²⁺	0.643	0.558	0.0072
Cl ⁻	1.996	2.075	0.0062
SO ₄ ²⁻	0.067	0.444	0.1421
HCO ₃ ⁻	5.210	7.768	6.5434

In einem Schöller-Diagramm (Abb. 8.19) sind die Modellierungsergebnisse für den dolomitischen Aquifer im Vergleich zu hydrochemischen Messwerten des Thermalwassers im Großraum München dargestellt.

Der Abgleich mit den pH-Werten zwischen Modell- und Malmwasser ist sehr gut. Die Malmwässer liegen im Bereich von 6.6 bis 7.2 und die pH-Werte der Modellwässer sind temperaturabhängig zwischen 6.8 und 7.0 angesiedelt. Die berechneten Redoxpotentiale der Modellwässer liegen jedoch durchschnittlich um 120 mV bei 80 °C bzw. um 200 mV bei 120 °C zu niedrig im Vergleich zu den untersuchten Malmwässern. Möglicherweise führen Probenahmeartefakte zu erhöhten Redoxpotential-Messungen bei den Malmwässern, da unter Sauerstoffzufuhr eine Anhebung des Redoxpotentials stattfindet.

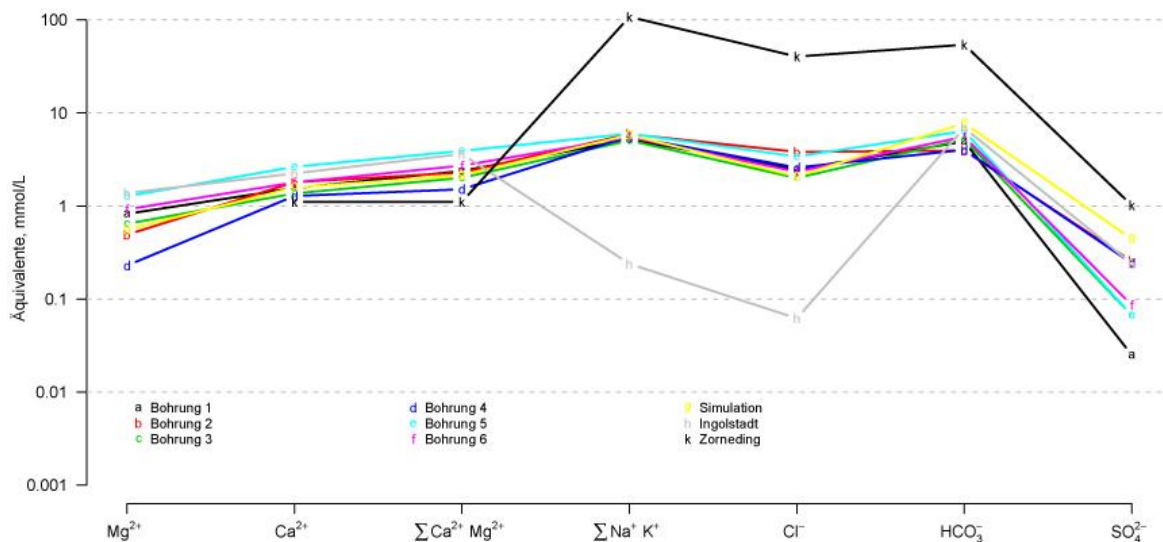


Abb. 8.19: Schöller-Diagramm des Modellwassers für Dolomit im Vergleich zu den untersuchten Malmwässern

8.3.7 Materialuntersuchung an Referenzstücken

Bei der Konzeption einer geothermischen Anlage ist der Chemismus des zu fördernden Thermalwassers ein wichtiger Gesichtspunkt für die Werkstoffauswahl. Im Hinblick auf Korrosion sind insbesondere die Parameter Temperatur, pH-Wert, Salzgehalt, die Konzentration der Halogenide Cl^- und Br^- sowie Schwefelwasserstoff und Kohlenstoffdioxid zu beachten. In diesem Projekt sollten vor allem Korrosionserscheinungen untersucht werden, die durch H_2S -haltige Wässer hervorgerufen werden.

Schichtdicke

Um die Schichtdicke und eventuelle Abtragungsraten an den Teststücken dokumentieren zu können, wurden die Teststücke vor dem Einbau in die Teststrecke sowie nach dem Ausbau mit einer Mikrometerschraube vermessen. In der Tabelle 8.7 sind die Messergebnisse zusammenfassend dargestellt. Es wird deutlich, dass messbare Änderungen der Form der Teststücke nur bei dem Stahl 1.4539 zu beobachten waren. Messwert 4 zeigt die größte Abweichung mit 2,78%. Die durchschnittliche Abweichung der Messungen vor und nach Einbau beträgt jedoch nur 0,5%. Die Größenordnung dieser Varianz wird als Meßungenauigkeit eingestuft.

Tab. 8.7: Abtrag Testmaterial nach Ausbau, MW 1 - 4 stellen die Messwerte der Höhe an allen vier Ecken dar (Angaben in Prozent)

Material	Länge	Breite	Höhe			
			MW 1	MW 2	MW 3	MW 4
1.4539	-0.042	-0.252	2.708	2.556	1.902	-2.788
1.4571	0.000	0.016	0.000	0.101	0.000	-0.101
1.4301	-0.010	0.322	-0.266	-0.265	0.053	-0.053
L80 (4130)	-0.012	0.000	0.020	0.021	-0.052	-0.156
J55	-0.021	0.000	-0.202	-0.134	-0.026	-0.026

Aufnahmen und Elementspektren mit REM/EDX

Nachdem die Teststücke aus der Teststrecke ausgebaut wurden, wurden für die Untersuchung der Korrosionserscheinungen von jedem Teststück mehrere Fotos unter dem Rasterelektronenmikroskop (REM) angefertigt (s. Abb. 8.20). Gleichzeitig wurde an ausgewählten Stellen ein Elementspektrum mittels energiedispersiver Röntgenfluoreszenz-Analyse (EDX) erstellt (s. Abb. 8.21 bis 8.23).

Korrosionserscheinungen wurden an den Stählen J55 und L80(AISI4130) beobachtet. In Abbildung 8.20(a) ist eine REM-Aufnahme des Stahls L80 (AISI 4130) nahe der mittigen Bohrung dargestellt. Hier ist eine rostähnliche Bläschenbildung zu erkennen. Eine weitere REM-Aufnahme in Abbildung 8.20(b) zeigt Rissbildungen im Stahl J55.

Die Korrosion ist auf die Stellen beschränkt, an denen sich die Teststücke in direktem Kontakt mit der PTFE-Verschraubung befanden. Hier konnte kein Ölfilm gebildet werden.

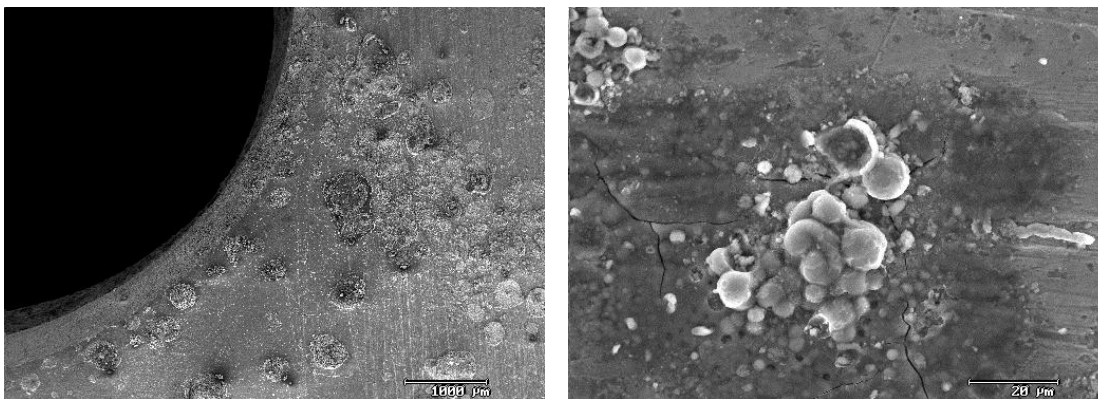


Abb. 8.20: REM-Aufnahme Teststück (L80(AISI 4130)) (a) links und Aufnahme Teststück (J55) (b) rechts

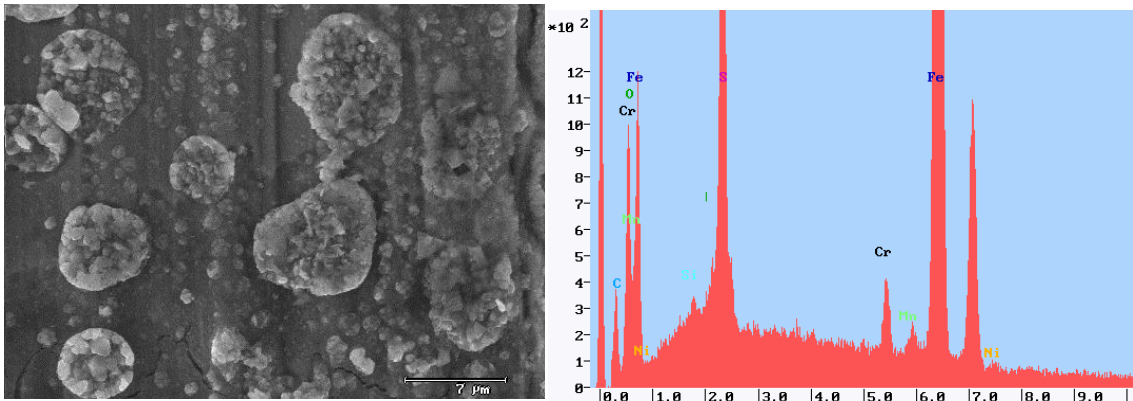


Abb. 8.21: Aufnahme Teilbereich L80(AISI 4130) links, mit dazugehörigem Spektrum rechts, aufgenommen über den gesamten Bildbereich

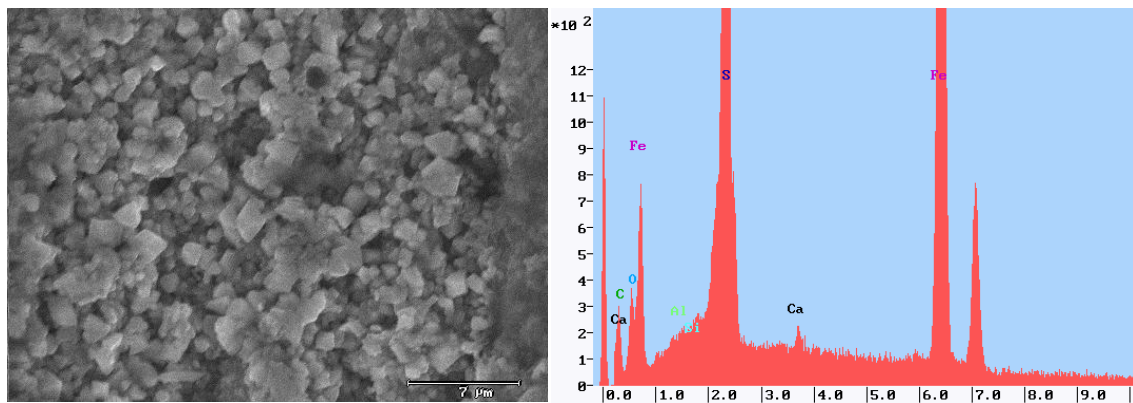


Abb. 8.22: Aufnahme Teilbereich J55 links, mit dazugehörigem Spektrum rechts, aufgenommen über den gesamten Bildbereich

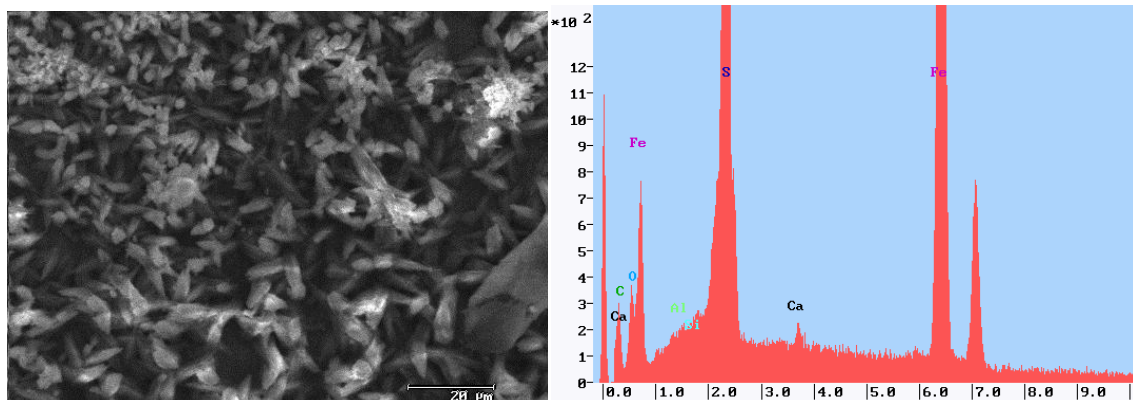
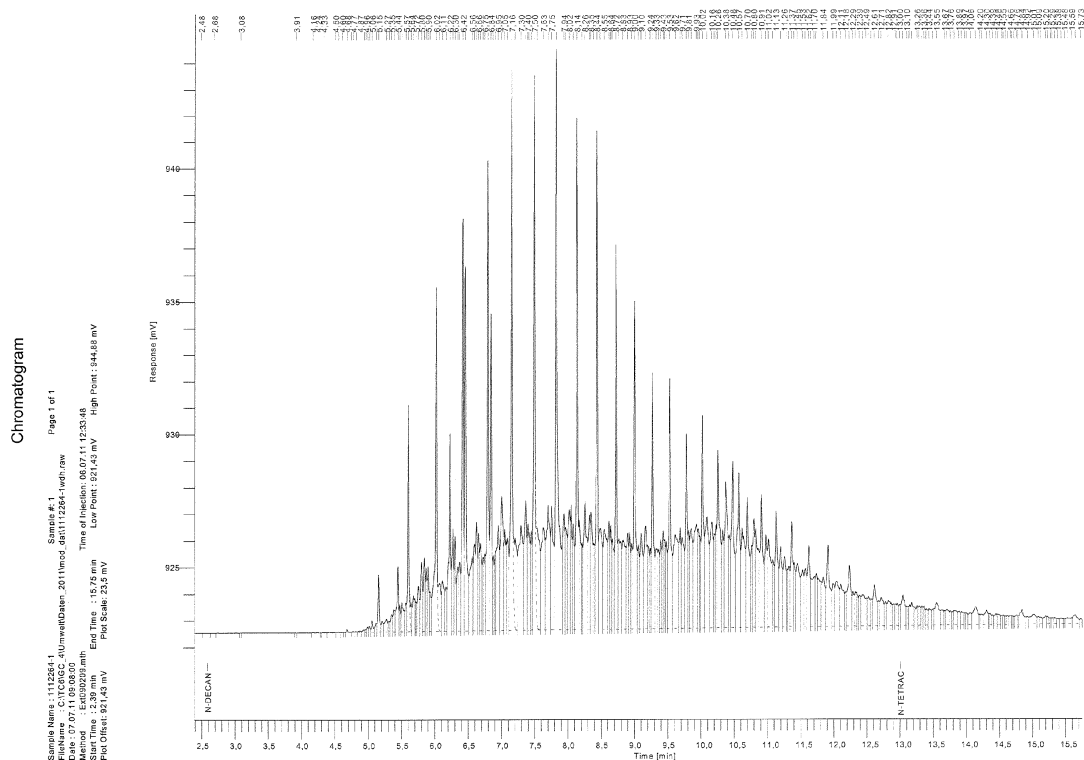


Abb. 8.23: Aufnahme Teilbereich L80(AISI 4130) links, mit dazugehörigem Spektrum rechts, aufgenommen über den gesamten Bildbereich

Untersuchung der Ölphase

Um die genaue Zusammensetzung der öligen Phase des Thermalwassers identifizieren zu können, wurde eine Probe vom Labor Graner und Partner, München untersucht. In der Abbildung 8.24 ist das gemessene Chromatogramm dargestellt. Der Anteil der löslichen Kohlenwasserstoffe wurde mit 26,9 % ermittelt.

Die leichtflüchtigen Verbindungen $<nC_{10}$ sind nicht mehr vorhanden und die molekulare Zusammensetzung des Öls wird maßgeblich durch die erdölytische Reihe der n-Alkane $>nC_{10}$ geprägt. Typisch für das Thermalwasser dieses Standortes ist auch der hohe DOC-Gehalt und die hohen Konzentrationen an organischen Säuren. Diese werden durch die Anreicherung der wasserlöslichen Komponenten des Erdöls im Fluid erklärt, welche während des Kontakts von Fluid und Erdöl stattfindet (GFZ Potsdam, 2008).



8.4 Diskussion

Der Charakter der Malmwässer ist regional sehr verschieden. Es bilden sich einzelne hydrochemische Provinzen im bayerischen Molassebecken aus (BIRNER et al., 2011).

Diese Variabilität spiegelt sich auch in den H_2S -Konzentrationen des Thermalwassers und des Quellgases wider. Zu Beginn der Studie wurden vier mögliche Hypothesen zur Genese von H_2S im Tiefengrundwasser aufgestellt. Als erster Mechanismus zur Produktion von H_2S wurde die Überprägung des Wassers mit Sauer gas untersucht. Anhand der Isotopenuntersuchungen des Schwefelisotops ^{34}S kann diese Hypothese ausgeschlossen werden. Die Untersuchungen des Malmwassers ergeben für die Signatur von ^{34}S in H_2S Werte von +2.5 bis +9.7‰. Mit dem Prozess einer Überprägung werden ^{34}S -Werte in H_2S - von < 0 erwartet (MOSER & RAUERT, 1980). Auch die Entstehung von H_2S bei Säurestimulationen durch Lösung von Pyrit kann mit den Isotopenuntersuchungen widerlegt werden. Dieser Prozess führt ^{34}S -Werte in H_2S zwischen -10 und -25‰ mit sich (SCHULTE et al., 1997). Die Isotopenmessungen legen nahe, dass H_2S im Malmaquifer durch sulfatreduzierende Mechanismen gebildet wird. Die in dieser Studie gemessene Fraktionierung von ^{34}S - H_2S - ^{34}S - SO_4^{2-} wird sowohl bei der thermochemischen als auch bei der bakteriellen Sulfatreduktion beobachtet.

Aufgrund der verschiedenen Temperaturbereiche für TSR und BSR, wird TSR als H_2S -produzierender Mechanismus für das Beckenzentrum (Großraum München) erwartet. Wie in den Abbildungen 8.25 und 8.26 dargestellt, sind die für TSR benötigten Temperaturen von mehr als 100 °C nur im südlichsten Teil des bayerischen Molassebeckens vorzufinden. Auch die überdurchschnittlich hohen H_2S -Konzentrationen im Großraum München legen die thermophile Sulfatreduktion nahe. Die Abhängigkeit der Methankonzentration von der Sulfidschwefelkonzentration gilt als Bestätigung des Hochtemperatur-Reduktionsmechanismus, der thermophilen Sulfatreduktion.

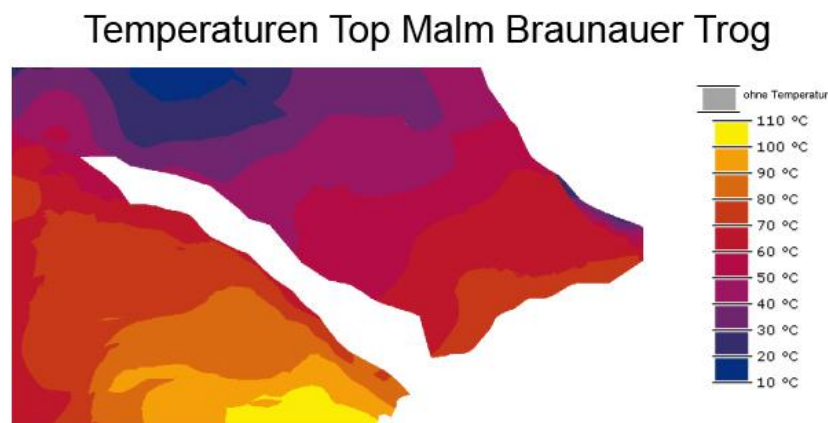


Abb. 8.25: Temperaturen an Top Malm im Braunauer Trog (Quelle GeotIS)

Temperaturen Top Malm Beckenzentrum

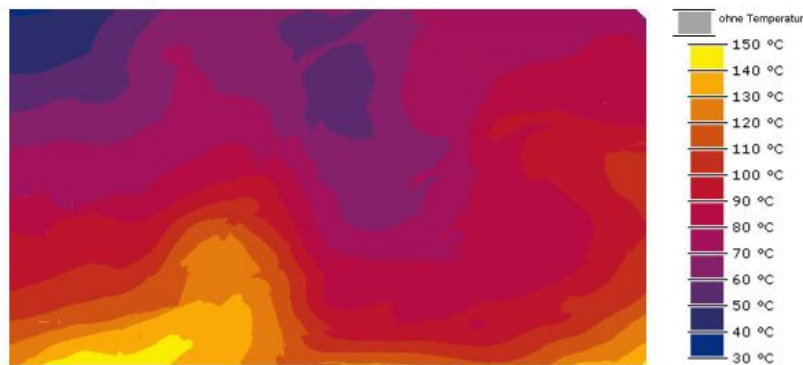


Abb. 8.26: Temperaturen an Top Malm im Beckenzentrum (Quelle GeotIS)

Die Produktion von H_2S im Malmwasser der nördlichen Standorte erfolgt aufgrund der Temperaturen von $< 100\text{ °C}$ vermutlich durch BSR. Anhand von Pyrit-Marcasit-Geoden wurde die Sulfatreduktion durch Bakterien am nördlichen Beckenrand bewiesen (BAUMANN & QUENTIN, 1981).

Die regionale Verteilung der Schwefelspezies gilt als weiterer Beleg für diese beiden sulfatreduzierenden Prozesse. Bei der BSR werden im Vergleich zu TSR geringere Mengen an H_2S produziert. Dies spiegelt sich in den Sulfat- und Sulfidkonzentrationen wider. Am nördlichen Beckenrand wurden mit Ausnahme eines Standortes im Süden Münchens und eines Standortes in der Westmolasse die höchsten Sulfatkonzentrationen mit ca. $350\text{ }\mu\text{mol/L}$ dokumentiert. Nach Süden nehmen die Sulfatkonzentrationen auf ca. $100\text{ }\mu\text{mol/L}$ ab. Gleichzeitig steigen die Sulfidkonzentrationen (insbesondere H_2S in der Gasphase) nach Süden von ca. $20\text{ }\mu\text{mol/L}$ auf durchschnittlich $100\text{ }\mu\text{mol/L}$ im Beckenzentrum an. Diese Beobachtung lässt auf eine zunehmende Reduktion von Sulfat zum Beckenzentrum schließen (PRESTEL et al., 1988). Die Hypothese, dass die Sulfatkonzentrationen weniger als 1 mg/L bzw. $10\text{ }\mu\text{mol/L}$ im zentralen Becken betragen, wird jedoch mit den vorliegenden Untersuchungsergebnissen widerlegt. Der Trend zu niedrigeren Sulfatkonzentrationen im Beckenzentrum kann jedoch grundsätzlich bestätigt werden.

Die lithologischen Gegebenheiten können die H_2S -Produktion beeinflussen. Die höchsten Sulfidkonzentrationen von 140 bis $190\text{ }\mu\text{mol/L}$ korrelieren mit einem Calcium-Magnesium-Verhältnis von $1,5$ bis $2,5$, welches typische Werte für einen dolomitischen Grundwasserleiter sind. Gesamtsulfidkonzentration von $< 100\text{ }\mu\text{mol/L}$ sind dagegen bei einem Calcium-Magnesium-Verhältnis von $1,9$ bis $3,2$ wiederzufinden. Wässer, die einen calcitischen Aquifer durchflossen haben, zeigen ein charakteristisches Calcium-Magnesium-Verhältnis $> 2,2$ (LANGMUIR, 1971).

Eine zunehmende H_2S -Konzentration in Wässern mit einem geringen Calcium-Magnesium-Verhältnis wird als Hinweis auf eine höhere H_2S -Produktion in Dolomiten gewertet. Auch vorhergehende Studien verzeichneten einen Einfluss der Lithologie auf die H_2S -Konzentration und begründeten höhere H_2S -Konzentrationen in Dolomiten mit einer höheren Porosität von dolomitischem Gestein. Desweiteren wird Mg^{2+} als Katalysator für TSR vermutet (ZHU et al., 2007).

Die Varianz der generellen Gaskonzentration und -zusammensetzung zeigt eine hohe regionale Schwankungsbreite. Die durchschnittliche Gaskonzentration beträgt $73\pm 145\text{ NmL/L}$. Es zeichnet sich ab, dass die höchsten Gasmengen mit Temperaturen $> 120\text{ °C}$ und hohen Methan-Konzentrationen korrelieren. Bei geringen Gasmengen ist CO_2 die

dominierende Komponente. Überdurchschnittlich hohe CO₂-Konzentrationen treten meistens in Folge von Säurestimulationen auf.

Die Signaturen der Isotope ²H und ¹⁸O ermöglichen eine Charakterisierung der klimatischen Bedingungen zum Zeitpunkt der Bildung des Thermalwassers. Je niedriger die δ²H- und δ¹⁸O-Messwerte sind, desto kälter war es zum Zeitpunkt der Bildung. Grundwässer aus dem Steirischen Becken weisen beispielsweise δ²H-Werte < -70‰ auf und werden dem Pleistozän mit einer Bildungstemperatur von ca. 4,6 °C zugeordnet (GOLDBRUNNER, 1997). In einer anderen Studie werden Wässer mit Isotopensignaturen von δ²H zwischen -95 und -75‰ und δ¹⁸O-Werten zwischen -12,8 und 10,6 ‰ Bildungstemperaturen von 5 °C zugewiesen (STICHLER et al., 1987). Analog sind auch die Wässer aus dem Malmaquifer im Großraum München diesen klimatischen Bedingungen zuzuordnen und weisen ein Alter von ca. 8000 - 12000 Jahre auf.

Die Untersuchungen zur Quantifizierung der Entgasungsprozesse zeigen, dass in geothermischen Anlagen im Großraum München mit einem Entgasungsdruck von 5 bis 25 bar zu rechnen ist. Zur Vermeidung einer freien Gasphase empfiehlt sich, die Anlage mit einem Systemdruck oberhalb des Entgasungsdruckes zu betreiben. Einen Spezialfall stellt hier eine Bohrung in der Westmolasse dar. Laut der Simulation der Partialdrücke ergibt sich für diese Bohrung ein Entgasungsdruck von ca. 120 bar bei einer Fördertemperatur von 90 °C. Diese hohen Drücke kommen durch die hohe Gaskonzentration von durchschnittlich 1,9 NL/L zustande. Generell wird der Entgasungszeitpunkt von der Konzentration des geringlöslichsten Gases gesteuert.

Die Bohrung der Westmolasse zeigt des Weiteren einen besonderen hydrochemischen Charakter. Die hohen Gaskonzentrationen sowie eine überdurchschnittlich hohe Mineralisation und hohe BTXE-Konzentrationen legen eine Beeinflussung durch Ölfeldwässer nahe. Im Umkreis von 30 km befinden sich zwei Erdölfelder - Kinsau und Arlesried. Möglicherweise ist das Thermalwasser der Bohrung mit Formationswässern der umliegenden Ölfelder überprägt. Diese Annahme wird anhand der Isotopenuntersuchungen bestätigt. Die starke Verschiebung zu niedrigeren δ²H-Werten ist bekannt für Formationswässer, wie z.B. aus dem Nordseebecken (EMERY & ROBINSON, 1993). Ein Langzeit-Monitoring zeigte keine Abhängigkeit des Chemismus von der Fördermenge. In den in drei verschiedenen Tiefen genommenen *in situ* Proben wurde eine mit den Kopfproben vergleichbare hydrochemische Zusammensetzung festgestellt. Ziel des Monitorings war es, mögliche Zustrombereiche in der Bohrung festzustellen und diese durch technische Maßnahmen ggf. abzusperren. Die Annahme differenzierter Zustromhorizonte konnte weder anhand des Langzeitmonitorings noch mit den Tiefenproben und einem Flowmetertest bestätigt werden. Zur balneologischen Nutzung der Bohrung muss somit eine Aufbereitung des Wassers erfolgen.

Bei der isotonhydrochemischen Untersuchung wurden im Niederbayerischen Becken erhöhte δ¹⁸O-Werte beobachtet und mit kristallinem Einfluss bewertet. Auch an einem Standort im Südwesten Münchens wurden Abweichungen von der LMWL beobachtet. Zusätzlich zeigen die Ergebnisse der hydrochemischen Untersuchungen eine leicht erhöhte Mineralisation. In diesem Fall wird eine Zusickerung von hochmineralisierten Wässern aus den hangenden Formationen vermutet. An einem weiteren Standort in Münchens Süden wurden vergleichsweise hohe Sulfatkonzentrationen gemessen. Dieses Wasser liegt mit 750 mg/L dennoch im Bereich einer für den Malm typischen Mineralisation. Hier wird eine Infiltration von gering-mineralisierten Wässern mit hohen Sulfatkonzentrationen angenommen.

Anhand der hydrochemischen Modellierung des Malmwassers kann gezeigt werden, dass die Zusammensetzung von der Lithologie des Aquifers sowie der Infiltration von Wässern anderer Formationen abhängig ist. Die Simulation einer Mischung von obereozänem Na-

HCO₃-Cl-Wasser mit Beckenrandwasser aus Ingolstadt (Verhältnis 5:95) in einem dolomitischen Aquifer zeigte gute Ergebnisse. Hierbei wurden auch die lithologischen Nebenbestandteile wie z.B. Pyrit, Tonminerale, etc. berücksichtigt.

Die Zusammenführung aller Untersuchungsergebnisse dieser Studie ergibt folgende Modellvorstellung für die Hydrochemie des Malmwassers (Abb. 8.27).

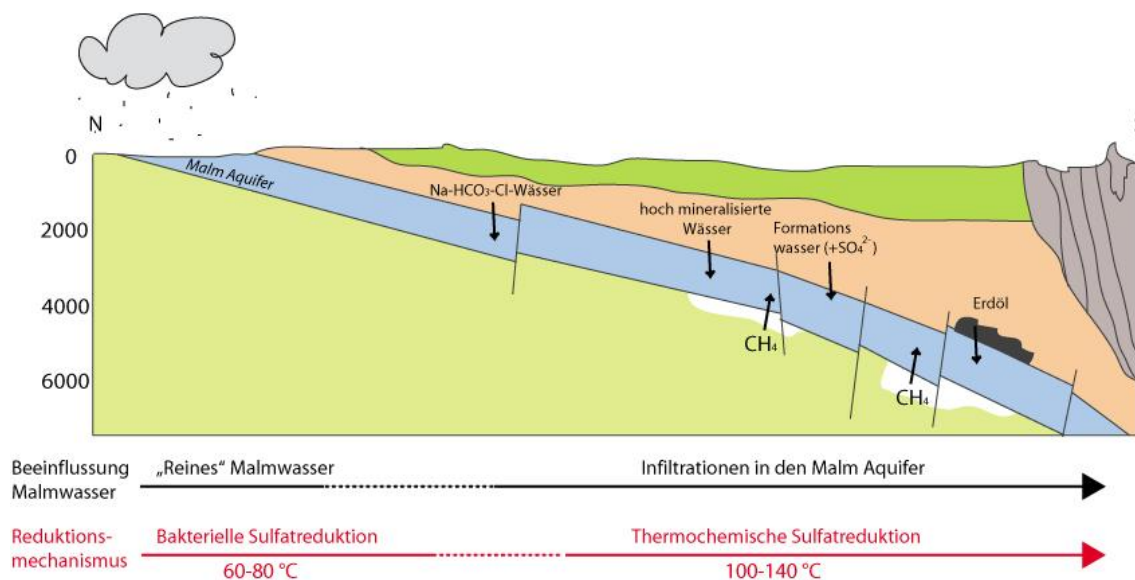


Abb. 8.27: Modellvorstellung der hydrochemischen Prozesse im Malmaquifer

Die in Abbildung 8.27 dargestellte Schemaskizze dient der Verdeutlichung des hydrogeochemischen Modells:

Am nördlichen Rand des bayerischen Molassebeckens sind im Malm meteorische Wässer geringer Mineralisation vorzufinden. Aufgrund der geringen Temperaturen des Thermalwassers findet eine H₂S-Produktion durch bakterielle Sulfatreduktion statt. Nach Süden nimmt die Tiefenlage des Malmaquifers zu, resultierend in ansteigenden Reservoirtemperaturen. Auch die Infiltration von Wässern aus den hangenden Formationen nimmt zu. Diese kann lokal sehr verschieden sein. Wie in der Modellierung gezeigt, ist für das Erreichen der hohen Ionenkonzentrationen im Thermalwasser des Malms eine Zumischung von stärker natrium- und chloridhaltigem Wasser notwendig. Des Weiteren nimmt der lithologische Charakter Einfluss auf die hydrochemische Zusammensetzung des Malmwassers. An einer Bohrung in der Westmolasse konnte anhand der isopenchemischen Untersuchung eine Beeinflussung durch Formationswässer aus Ölfeldern beobachtet werden. Die zunehmenden Methankonzentrationen in der Gasphase der Bohrungen des Beckenzentrums werden auf den Einfluss von Öl und Erdgas in den umgebenden Formationen zurückgeführt. Zunehmende Kohlenwasserstoffkonzentrationen begünstigen auch die thermochemische Sulfatreduktion, die für die erhöhte H₂S-Produktion im Beckenzentrum verantwortlich ist. Zusätzlich erleichtert die Abnahme des Redoxpotentials nach Süden die Reduktion von Sulfat zu Sulfid.

Die Korrosionsuntersuchungen zeigten eine leichte Korrosion an den Testmaterialien. Diese trat vor allem an den Stellen auf, an denen sich aufgrund der Verschraubung in der Teststrecke kein Ölfilm ausbilden konnte. Daher wird vermutet, dass die öligen Anteile im Thermalwasser dieser Bohrung korrosionsinhibierend wirken. Die detaillierte Auswertung der Testmaterialien ist momentan noch nicht abgeschlossen.

8.5 Literatur

- ALAWI, M., LERM, S., VETTER, A., VIETH, A., MIETHLING-GRAFF, R., SEIBT, A., WOLFGRAMM, M. & WÜRDEMAN, H. *Microbiological monitoring in geothermal plants and a cold storage*, 2010.
- BAILEY, A. A. & SMITH, J. W. Improved Method for the Preparation of Sulfur Dioxide from Barium Sulfate for Isotope Ratio Studies. *Anal. Chem.*, 44 (8): 1542 – 1543, 1972.
- BAUMANN, M. & QUENTIN, K.-E. Hydrochemische Ergebnisse und Beurteilung des Thermal- und Schwefelwassers. In *Die Thermal- und Schwefelwasservorkommen von Bad Gögging*, Auflage 15, Seiten 108 – 117. Schriftenreihe Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, 1981.
- BERNER, R. A. *Early Diagenesis*. Princeton University Press, New Jersey, 1980.
- BIRNER, J., MAYR, C., THOMAS, L., SCHNEIDER, M., BAUMANN, T. & WINKLER, A. Hydrochemie und Genese der tiefen Grundwässer im bayerischen Teil des süddeutschen Molassebeckens. *Z. geol. Wiss.*, (2011).
- COLEMAN, M. L., SHEPHARD, T. J., DURHAM, J. J., ROUSE, J. E. & MOORE, G. R. Reduction of Water with Zinc for Hydrogen Isotope Analysis. *Anal. Chem.*, 54: 993 – 995, 1982.
- CRAIG, H. Isotopic variation in meteoric waters. *Science*, 133: 1702 – 1703, 1961.
- D'ANS, J. & LAX, E. Editoren. *Taschenbuch für Chemiker und Physiker*. Springer, Berlin, 1949.
- DIN 51855-4. *Bestimmung des Gehalts an Schwefelverbindungen*. Beuth, Berlin/Köln, 1995.
- DUAN, Z., MØLLER, N., GREENBERG, J. & WEARE, J. H. The prediction of methane solubility in natural waters to high ionic strength from 0 to 250 °C und from 0 to 1600 bar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 1451–1460, 1992.
- EMERY, D. & ROBINSON, A. *Inorganic Geochemistry: Applications to Petroleum Geology*. Blackwell Scientific Publications, 1993.
- EPSTEIN, S. & MAYEDA, T. Variation of O¹⁸ content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4: 213 – 224, 1953.
- FRIEDMAN, I. Deuterium content of natural waters und other substances. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4: 89 – 103, 1953.
- FRIEDRICH, H. J. Ergebnisbericht - Durchführung von Materialrecherchen und Erstellung eines Messprogramms für Korrosions- und Scalinguntersuchungen in Thermalwasser. Technischer Report, VKTA Dresden, 2007.
- FRITZER, T., PAMER, R., SCHULZ, U. & SIEBLITZ, S., *Verbundvorhaben "Geothermische Charakterisierung von Karst-Kluft-Aquiferen im Großraum München" - Erstellung eines regionalen geologischen 3D-Strukturmodells*, Vortrag 4./5.07.2011, München.
- FRITZER, T., SETTLES, E. & DORSCH, K. *Bayerischer Geothermieatlas*. Bayerisches Staatsministerium für Wirtschaft, Infrastruktur, Verkehr und Technologie, 2010.
- GFZ HELMHOLTZ-ZENTRUM POTSDAM. Erste Ergebnisse in Bezug auf die mikrobielle Biozönose und die organische Geochemie des Standortes. Technischer Report, GFZ, 2008.

- GOLDBRUNNER, J. E. Vergleich von Isotopenuntersuchungen an Tiefengrundwässern des Steirischen Beckens und des Oberösterreichischen Molassebeckens. *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 88: 31 – 39, 1997.
- GOLDHABER, M. B. & KAPLAN, I. R. *The Sea*. John Wiley und Sons, Chichester, 1974.
- GUNN, J., BOTTRELL, S. H., LOWE, D. J. & WORTHINGTON, S. R. H. Deep groundwater flow und geochemical processes in limestone aquifers: evidence from thermal waters in Derbyshire, England, UK. *Hydrogeol. J.*, 14: 868 – 881, 2006.
- HENTSCHER, R. Hydrochemische Verhältnisse im Malmaquifer in Oberbayern. Diplomarbeit, Institut für Hydrochemie und Chemische Balneologie der Technischen Universität München, 2007.
- HESSE, R. & SCHMIDT-THOME, P. Neue Jodwasservorkommen im Bereich der bayerischen Alpenrand-Strukturen bei Bad Tölz. *Geol. Jahrbuch C*, 11: 31 – 66, 1975.
- ISO 14146-2. Petroleum und natural gas industries - Materials for use in H₂S-containing environments in oil and gas production, Part 2: Cracking-resistant carbon und low alloy steels, und the use of cast irons. Technischer Report, International Standard, 2003.
- JØRGENSEN, B. B., ISAKSEN, M. F. & JANNASH, H. W. Bacterial sulfate reduction above 100 °C in deep sea hydrothermal vent sediments. *Science*, 258: 703 – 704, 1992.
- KIYOSU, Y. Chemical reduction und sulfur-isotope effects of sulfate by organic matter under hydrothermal conditions. *Chem. Geol.*, 30: 47 – 56, 1980.
- KROUSE, H. R., RITCHIE, R. G. S. & ROCHE, R. S. Sulphur isotope composition of H₂S evolved during the non-isothermal pyrolysis of sulphur-containing materials. *J. Anal. Appl. Pyrol.*, 12: 19 – 29, 1987.
- KROUSE, H. R., VIAU, A. A., ELIUK, L. S., UEDA, A. & HALAS, S. Chemical und isotopic evidence of thermochemical sulphate reduction by light hydrocarbon gases in deep carbonate reservoirs. *Nature*, 333: 415 – 419, 1988.
- LANGMUIR, D. Geochemistry of some carbonate ground waters in Central Pennsylvania. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35: 1023 – 1045, 1971.
- LEMCKE, K. *Geologie von Bayern, Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit*. Schweizerbart, Stuttgart, 1988.
- MACDONALD, D. D., ROBERTS, B. & HYNNE, J. B. Corrosion of carbon steel during cyclical exposure to wet elemental sulphur und the atmosphere. *Corros Sci*, 18 (5): 599 – 501, 1978.
- MACHEL, H. G. Bacterial und thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings - old und new insights. *Sediment. Geol.*, 140: 143 – 175, 2001.
- MACHEL, H. G. Some aspects of diagenetic sulphate-hydrocarbon redox-reactions. In J.S. Marshall, *Diagenesis of Sedimentary Sequences*, Auflage 36, Seiten 15 – 28. Geol. Soc. Spec. Publ., 1987.
- MACHEL, H. G., KROUSE, H. R. & SASSEN, R. Products und distinguishing criteria of bacterial und thermochemical sulfate reduction. *Appl. Geochem.*, 10: 373 – 389, 1995.
- MORRIS, D. R., SAMPALEANU, P. & VEYSEY, D. N. The corrosion of steel by aqueous-solutions of hydrogen-sulfide. *J Electrochem Soc*, 127 (6): 1228 – 1235, 1980.
- MOSER, H. & RAUERT, W. *Isotopenmethoden der Hydrogeologie*. Bornträger, Berlin, Stuttgart, 1980.
- NÖTH, S. High H₂S contents und other effects of thermochemical sulfate reduction in deeply burries carbonate reservoirs: A review. *Geol. Rundschau*, 86: 275 – 287, 1997.
- ORR, W. L. Geologic und geochemical controls on the distribution of hydrogen sulfide in natural gas. In *Advances in Organic Geochemistry*, pages 571 – 597. Enadisma, Madrid, 1977.
- ORR, W. L. Rate und mechanism of non-microbial sulfate reduction. *Geological Society of America*, page 580, 1982.

- PARKHURST, D. L. & APPELO, C. A. J. User's guide to PHREEQC (Version 2) A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, und inverse geochemical calculations. Technical Report Water-Resources Investigations Report 99-4259, U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Denver, Colorado, 1999.
- PRESTEL, R. *Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken.- Teilbericht Hydrochemie zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B (im Auftrag des Bundesministerium für Forschung und Technologie)*, Hydrochemische Untersuchungen im süddeutschen Molassebecken, 64 Seiten. Bayer. LfW und LGRB, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, 1988.
- PRESTEL, R., WOLF, M., EICHINGER, L. & SALVAMOSER, J. *Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken.- Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B (im Auftrag des Bundesministerium für Forschung und Technologie)*, Gaszusammensetzung von Ölfeldwässern und Grundwässern im Malm des süddeutschen Molassebeckens, 64 Seiten. Bayer. LfW und LGRB, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, 1988.
- REIS, M. A. M., ALMEIDA, J. S., LEMOS, P. C. & CARRONDO, M. J. T. Effect of hydrogen sulfide on growth of sulfate reducing bacteria. *Biotechnol. Bioeng.*, 40: 593 – 600, 1992.
- SCHULTE, U., STRAUß, H., BERGMANN, A. & OBERMANN, P. Isotopenverhältnisse der Schwefel- und Kohlenstoffspezies aus Sedimenten und tiefen Grundwässern der Niederrheinischen Bucht. *Grundwasser*, 4: 103 – 110, 1997.
- SCHULZE, G. *Die Metallurgie des Schweißens*. Springer Verlag, 2010.
- SEIBT, A., NAUMANN, D. & HOTH, P. Lösung und Entlösung von Gasen in Thermalwässern - Konsequenzen für den Anlagenbetrieb. Technischer Report, GFZ Potsdam, 1999.
- STICHLER, W., RAUERT, W., WEISE, S., WOLF, M., KOSCHEL, G., STIER, P., PRESTEL, R. & HEDIN, K. Isotopenhydrologische und hydrochemische Untersuchungen zur Erkundung des Fließsystems im Malmkarstaquifer des süddeutschen Alpenvorlandes. *Z. dt. geol. Ges.*, 138: 387 – 398, 1987.
- STIER, P. & PRESTEL, R. *Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken.- Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B (im Auftrag des Bundesministerium für Forschung und Technologie)*, Der Malmkarst im süddeutschen Molassebecken - Ein hydrogeologischer Überblick, 12 Seiten. Bayer. LfW und LGRB, München, Freiburg, 1991.
- SWEENEY, R. E. *Pyritization during diagenesis of marine sediment*. Doktorarbeit, University of California, Los Angeles, CA, 1972.
- UDLUFT, P. Das tiefere Grundwasser zwischen Vindelicischem Rücken und Alpenrand. *Geol. Jahrbuch C*, 11: 3 – 29, 1975.
- VDEH. *Stahl-Eisen-Liste*. Verlag Stahleisen, Düsseldorf, 8. Auflage, 1990.
- VEIZER, J. Geochemistry of Lithographic Limestones and Dark Marls from the Jurassic of Southern Germany. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 153: 129 – 146, 1977.
- VILLINGER, E. Über Potentialverteilung und Strömungssysteme im Karstwasser der Schwäbischen Alb. *Geol. Jahrbuch C*, 18: 9 – 93, 1977.
- WEIß, E. G. *Porositäten, Permabilitäten und Verkarstungserscheinungen im Mittleren Oberen Malm der Südlichen Frankenalb*. Doktorarbeit, Univ. Erlangen, 1988.
- WIRSING, G. *Mikrofazielle und diagenetische Entwicklung einer oberjurassischen Karbonatabfolge (Weißjura beta bis delta 4, Mittlere Schwäbische Alb)*. Doktorarbeit, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, 1988.
- WYNN, J. G., SUMRALL, J. B. & ONAC, B. P. Sulfur isotopic composition und the source of dissolved sulfur species in thermo-mineral springs of the Cerna Valley, Romania. *Chem. Geol.*, 271: 31 – 43, 2010.

- ZHU, G. Y., ZHANG, S. C. & LIANG, Y. B. The controlling factors und distribution prediction of H₂S formation in marine carbonate gas reservoir, China. *Chinese Sci. Bull.*, 52: 150 – 163, 2007a.
- ZHU, G. Y., ZHANG, S. C., LIANG, Y. B. & LI, Q. R. The genesis of H₂S in the Weiyuan Gas Field, Sichuan Basin und its evidence. *Chinese Sci. Bull.*, 52 (10): 1394 – 1404, 2007.

9 Hydrogeologisches Modell

9.1 Die Bedeutung von Störungen für die Hydraulik des Malm

In der geothermischen Malm-Exploration wurden Störungen bisher als die bestimmenden hydraulischen Elemente angesprochen. Die Auswertungen der Pumptests aus Geothermiebohrungen im Großraum München zeigen jedoch, dass das lineare/bilineare Fließregime aus den Störungen sehr schnell in ein radiales übergeht bzw. von Brunnenspeicherung und Skin-Effekten überlagert ist. Störungen oder auch Störungszonen des Malm fungieren daher im großen Maßstab nicht als dominierende hydraulische Elemente, vielmehr ist ihre hydraulische Bedeutung gegenüber einer günstigen Fazies als untergeordnet zu bewerten. Des Weiteren zeigen die Untersuchungen, dass eine erbohrte Störung in einer ungünstigen Fazies keine wesentliche Verbesserung der Reservoirhydraulik erkennen lässt.

Wie in Kap. 7 dargestellt, konnte nur in drei Bohrungen ein eindeutiges lineares bzw. bilineares Fließregime identifiziert werden. Dies bedeutet jedoch nicht, dass in den restlichen Bohrungen keine Störungen angetroffen worden sind, vielmehr geht bei einem geringen Permeabilitätskontrast zwischen Störung und Reservoir das Fließregime sehr schnell ins radiale über.

Charakteristischerweise nimmt von den drei o.g. Bohrungen diejenige mit dem deutlichsten hydraulischen Störungssignal auch strukturgeologisch eine Sonderstellung ein: die Seismik zeigt in der durchteuften Störung Anzeichen für eine posteoazäne (transpressive?) Reaktivierung, mit einer im Bohrprofil ebenso erkennbaren tektonischen Verkürzung. Ein an entsprechender Stelle im Imagelog visuell gut erkennbarer Bruch von ca. 1 m Öffnungsweite ohne Verkarstung und einem steilen Einfallen lässt vermuten, dass hier die Störung angetroffen wird, an der schließlich das lineare Fließen einsetzt. Die grundsätzlich günstige Fazies der Bohrung lässt den Einfluss der Störung jedoch rasch abnehmen, so dass hier die Störung zwar hydraulisch aktiv, im größeren Maßstab aber nicht das dominierende Element ist.

Der Umstand, dass Störungen über größere Distanzen keine hydraulische bevorzugte Wegsamkeit haben, ist auch aus der unterschiedlichen Geometrie der Störungen mit wechselnden Versatzhöhen und unterschiedlicher Reaktivierung zu erwarten. Die 3D Seismik zeigt, dass auch größere Störungen austreichen oder versetzt werden können, so dass sie sowohl geometrisch als auch hydraulisch über größere Strecken nicht unbedingt aushalten müssen. Vielmehr ist anzunehmen, dass sie voneinander weitgehend abgekoppelte hydraulisch mehr oder weniger aktive Elemente enthalten. Diese Vermutung wird von den Beobachtungen gestützt, die zeigen, dass Bohrungen, die auf dasselbe Störungssystem abgeteuft wurden, hydraulisch nicht rascher reagieren als Bohrungen in demselben Abstand, die nicht direkt auf die Störung gerichtet waren.

Die Vermutung, je höher der Versatz einer Störung ist desto höher ist ihre hydraulische Aktivität konnte im Rahmen der Untersuchungen nicht bestätigt werden.

Die Abb. 9.1 stellt Störungsversätze an der Basis Tertiär mit der Transmissibilität einer Bohrung gegenüber und zeigt so keinen direkten Zusammenhang bzw. Korrelation.

Zum jetzigen Zeitpunkt kann aufgrund der vorliegenden Erkenntnisse kein hydraulisches Klassifizierungsschema von Störungen, z.B. nach Genese oder Orientierung, vorgenommen werden. Der Einfluss von Kluftsystemen auf die Hydraulik des Malm ist Bestand weiterführender Untersuchungen⁴. Grundsätzlich kann dieser aber im Zusammenhang mit der hydraulischen Störungsbewertung als untergeordnet angesehen werden.

⁴ Hinsichtlich der Sensitivitäten der Reservoirgeometrien befindet sich ein laufendes Forschungsvorhaben in Bearbeitung (vgl. Kapitel 12.2).

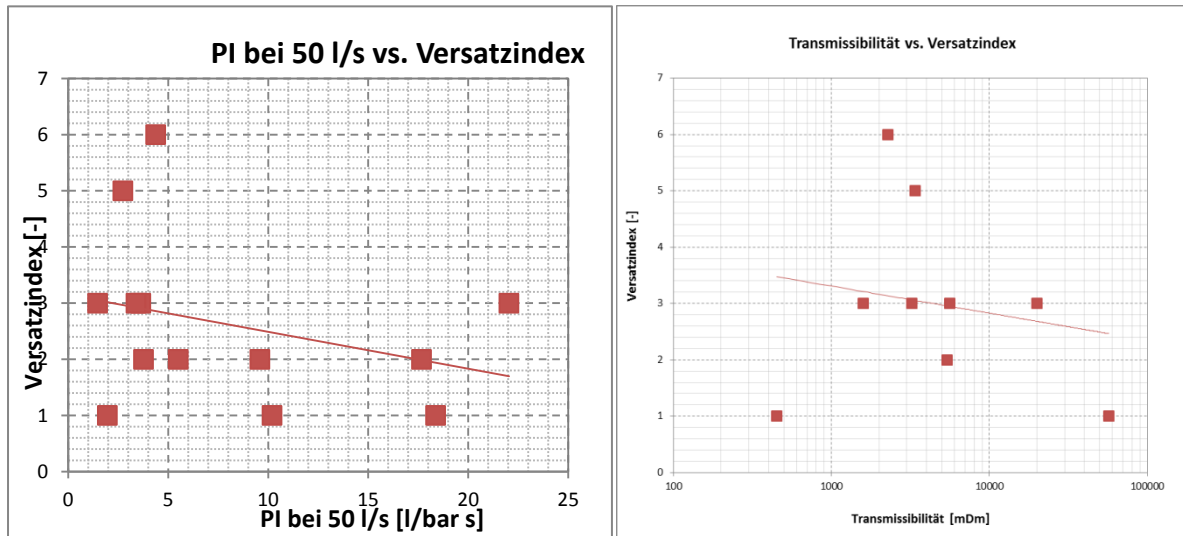


Abb. 9.1: Diagramm zur Korrelation von Störungsversätzen und Produktionsindex (links) und Transmissibilität (rechts) in den untersuchten Geothermiebohrungen. Der Versatzindex von 1 bis 6 zeigt Versatzhöhen in 25 m-Schritten an der Basis Tertiär nach Auswertung seismischer Daten an (1= 0m 6 >=125 m).

9.2 Die Bedeutung von Verkarstungen für die Hydraulik des Malm

Bereits STIER und PRESTEL (1991) nennen die regionale Faziesverbreitung sowie die Funktionsweise der Verkarstung und die zeitliche Karstentwicklung bestimmend für die Hydraulik des Malms. Die Untersuchungen zur Fazies und Diagenese zeigen zwar einen deutlichen Zusammenhang mit der Hydraulik des Malms, dennoch erklärt dies nicht immer die Produktivität von einigen Bohrungen, so dass Verkarstung als ein weiteres Phänomen bei der Beschreibung der Hydraulik herangezogen werden muss.

Neben dem aus Pumpversuchen ausgewerteten Fließregime zeigt auch Abb. 9.1, dass in der Hydraulik des Malm nicht alleine Störungen und damit assoziierte vertikal orientierte Verkarstung ausschlaggebend sein können. Vielmehr ist auf Basis der untersuchten Bohrungen davon auszugehen, dass die Produktivität durchaus auch von dem Grad der angetroffenen Verkarstung bestimmt wird. Diese Beobachtung wird von Untersuchungen an der Bohrung Moosburg SC4 unter Zugrundelegung von Permeabilitätsbestimmungen an Kernmaterial gestützt. Sie zeigt, dass die Produktivität der Bohrung auch bei einer günstigen Fazies nicht alleine aus der Matrixpermeabilität stammen kann (BOEHM et al. 2011). Neben einer geringen Kluftpermeabilität ist daher anzunehmen, dass Verkarstungsphänomene, die horizontal ausgerichtet sind und zu einem radialen Fließen ins Bohrloch beitragen, für die Hydraulik des Malm wesentliche Elemente sind.

Auch die untersuchten Imagelogs von Geothermiebohrungen zeigen Verkarstungsindizien, die an lithofazielle Grenzen gebunden sind, was vermuten lässt, dass diese horizontal ausgebildet sind und sich je nach geologischer Situation flächig und weiträumig erschließen können. Diese Beobachtungen werden auch von Untersuchungen an dem zutage tretenden Malmkarst gestützt (z.B. WEIR 1987) und konnten im Aufschluss bestätigt werden (vgl. Abb. 9.2). Trotz unterschiedlicher Gebirgsdurchlässigkeit und Fazies könnte so ein horizontal ausgebildetes und weitreichendes Netz aus Verkarstungshohlräumen mit einer hohen Permeabilität, aber einem geringen Speicherkoeffizienten, die sehr rasche Druckreaktion von Bohrungen in einigen km Distanz zueinander erklären (pers. Mitteilung HUBER und WENDEROTH, vgl. Ergebnisse des FE-Projektes zur hydraulischen Modellierung im Großraum München, LIAG FKZ 0325013).

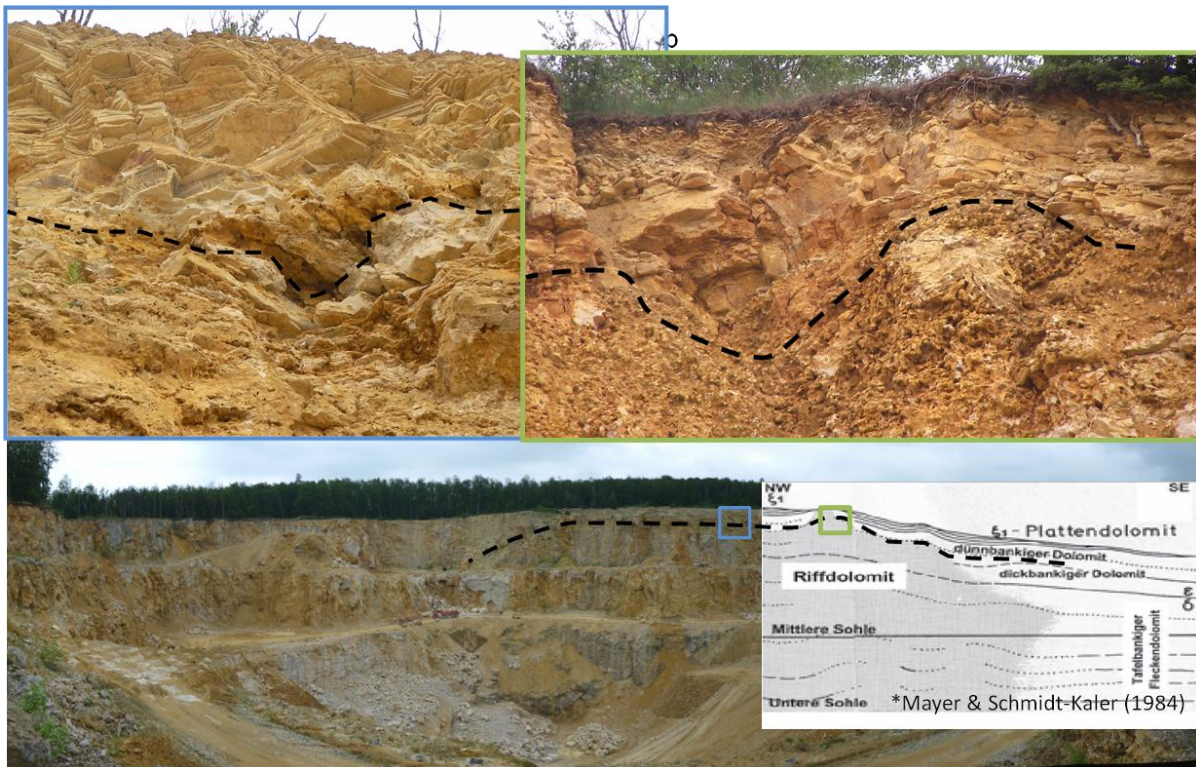


Abb. 9.2: Beobachtungen von horizontal orientierten Verkarstungsphänomenen (gestrichelte Linien) im Aufschluss des Dolomitsteinbruches östlich vom Bahnhof Eichstätt. Oben zwei Ausschnitte mit dem Übergang der Massenfazies zur geschichteten Fazies mit deutlichen Verkarstungsgängen im Übergangsbereich. Unten: Ansicht der Nordwand 2010 mit einer überlagerten Skizze des bereits von MAYER & SCHMIDT-KALER (1984) untersuchten und lithofaziell wie stratigraphisch interpretierten Profils.

Als Verkarstung wird zwar im Allgemeinen die Karbonatlösung im Zusammenhang mit meteorischen Wässern verstanden, für die Ausbildung von lithofaziell gebundener Verkarstung sind aber auch zusätzliche Lösungseffekte, die durch die Zirkulation und Migration von Tiefenwässern mit unterschiedlichem Chemismus hervorgerufen werden, denkbar.

9.3 Zusammenhänge zwischen Lithofazies, Diagenese und der Hydraulik aus Pumptests

Durch Korrelationen von lithofaziellen Parametern und der Transmissibilität aus Pumptests können wichtige Zusammenhänge zwischen der Lithofazies und Diagenese mit der Hydraulik des Reservoirs abgeleitet werden (Abb. 9.3).

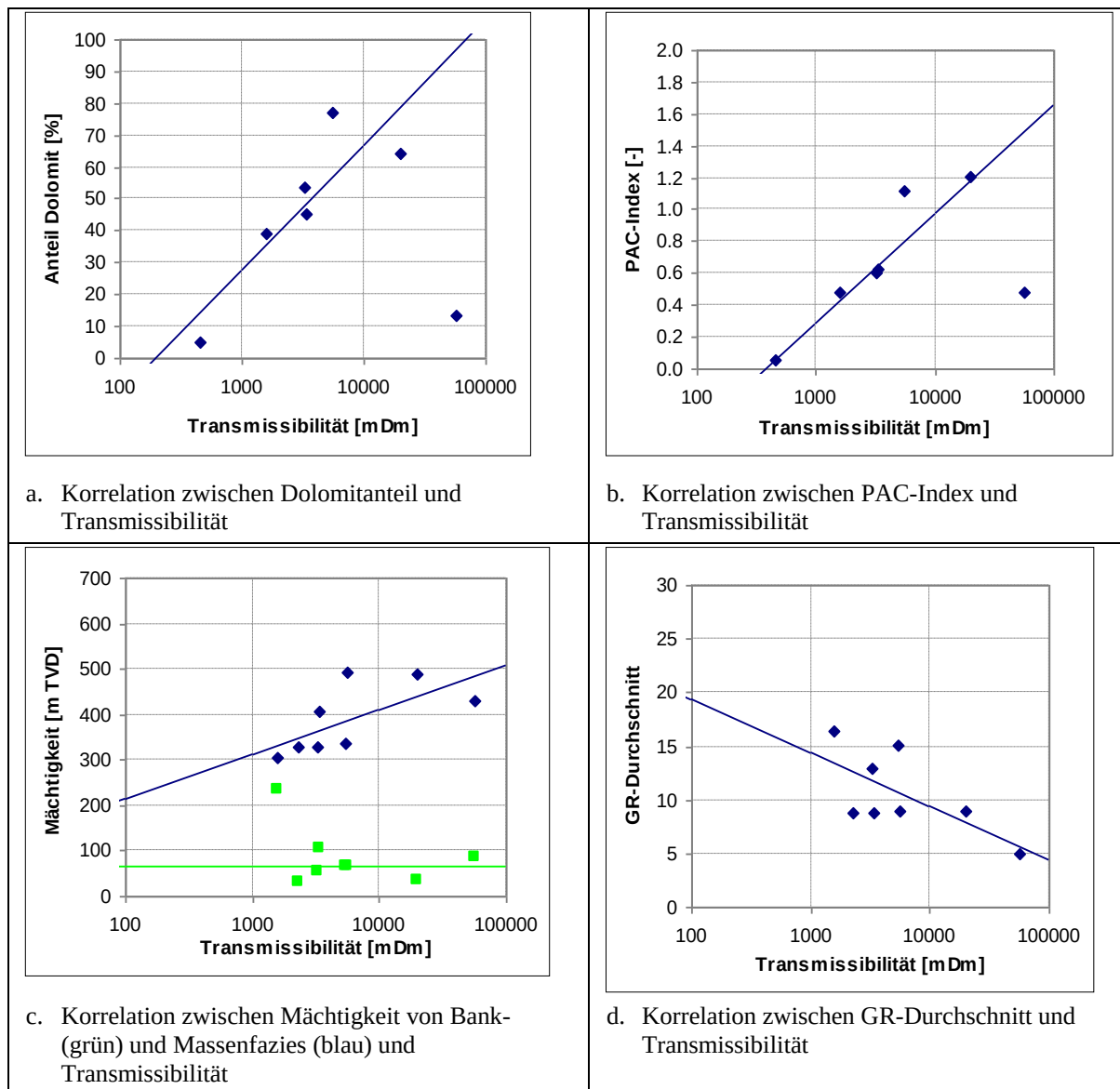


Abb. 9.3: Korrelation der lithofaziellen Parameter Dolomitgehalt, PAC-Index, Hyperfazies, GR und der Transmissibilität aus Bohrungen. Regressionsgeraden berechnet nach „robust least squares“ – Methode (BÖHM et al. 2012).

In der Abb.9.3a wurde der Dolomitgehalt einer Bohrung gegen die Transmissibilität aufgetragen. Um einen möglichst abgesicherten Wert des Dolomitgehalts zu verwenden, wurden lediglich Bohrungen mit einer Cuttingbelegung von mehr als 75 % herangezogen. Bohrungen mit geringem oder fehlendem Cuttingsaustrag aufgrund hoher Spülungsverluste gingen nicht in die Bewertung ein. Der Dolomitgesamtanteil wurde aus dem Dolomitanteil der einzelnen Probenanalysen des Mudlogging-Services berechnet. Es zeigt sich der Trend, dass Bohrungen mit hohem Dolomitanteil, auch eine hohe Transmissibilität aufweisen. Eine mögliche Ursache für die starke Abweichung eines Datenpunkts vom allgemeinen Trend könnte in einer Fehleinschätzung des Dolomitgehalts unter dem Binokular liegen. In der zum Datenpunkt zugehörigen Bohrung liegt über weite Strecken sehr mürbes, zerbohrtes Probenmaterial vor. Ein Vergleich von Cuttingansprachen des Mudlogging-Services oder der PAC-Analyse mit Ergebnissen röntgenographischer Untersuchungen aus sehr ähnlichem Probenmaterial der Geothermiebohrung Kirchstockach Gt 1 zeigt (Koch, 2010b), dass, obwohl die Cuttings auf Alizarin S und Salzsäure „positiv“ reagieren und daher als

dolomitischer Kalk eingestuft werden, der Dolomitanteil jedoch bei meist $> 80 \%$ liegt. Dieses Phänomen wird vor allem beim Einsatz von PDC-Meißeln beobachtet.

Da sich der PAC-Index sowohl aus dem prozentualen Anteil an Dolomit, als auch einer Bewertung von dessen Kristallhabitus zusammensetzt, ist hier ebenfalls eine Korrelation mit der Transmissibilität gegeben (Abb. 9.3b). Je höher der PAC-Index ist, umso größer ist auch die Transmissibilität.

In der Abb.9.3c wurde die Gesamtmächtigkeit der aus Imagelogs interpretierten Massen- und Bankfazies gegen die Transmissibilität aufgetragen. Aus der Korrelation der Daten lässt sich ableiten, dass, je mehr Massenfazies erbohrt wurde, desto größer die Durchlässigkeit der Bohrung ist. In den Datenpunkten oberhalb der Trendlinie liegt meist eine ungünstige Dolomitgenese in Form von xenomorphen Dolomitekristallen vor. Teilweise treten dort auch nicht dolomitisierte Massenfaziesbereiche auf.

Aufgrund des direkten Zusammenhangs zwischen dem Nichtkarbonatanteil der Lithofazies und dem Dolomitisierungsgrad im Malm (Koch 1997) wurde in Abb. 9.3d eine Korrelation der durchschnittlichen Zählrate der Gamma Ray-Messung im Malm einer jeden Bohrung mit der Transmissibilität dargestellt. Daraus zeigt sich der Trend, dass, je weniger Tonanteil, der sich in der Zählrate des Gamma-Ray niederschlägt, vorhanden ist, desto größer ist die Transmissibilität.

9.4 Hydrostratigraphische Gliederung des Malmiefengrundwasserleiters

Der direkte Zusammenhang zwischen Lithofazies und Durchlässigkeit lässt eine vereinfachte hydrostratigraphische Gliederung zu, die im Zuge der Erstellung von hydrogeologischen Modellen des Malm im Großraum München angewendet werden kann (Abb. 9.4). Die stratigraphische Grenzziehung in den evaluierten Bohrungen erfolgte in Anlehnung an QUENSTEDT (1858) in Malm alpha bis zeta. Die Grenzziehung ist für das hydrogeologische Modell von großer Bedeutung, da die Stufen Alpha bis Zeta teils durch überregionale Sequenzen markiert werden, mit denen markante Änderungen in der Lithofazies und den petrophysikalischen Reservoireigenschaften einhergehen.

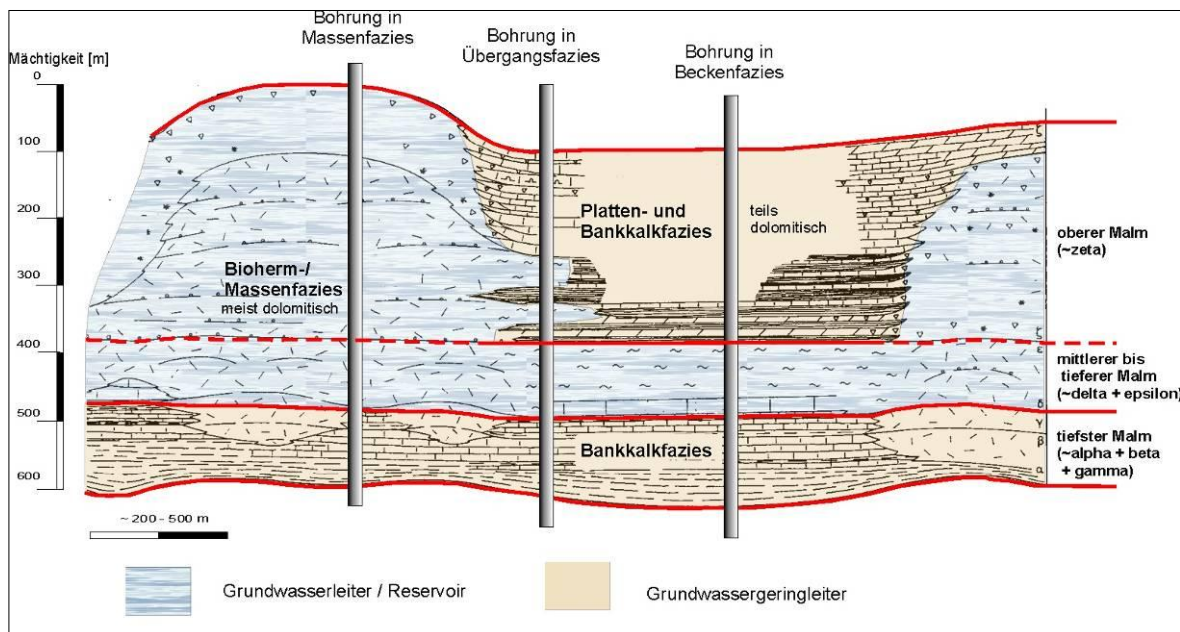


Abb. 9.4: Schematisches faziell-hydrostratigraphisches Profil mit den drei verschiedenen Bohrungstypen „Schichtfazies“, „Übergangsfazies“ und „Massenfazies“, gültig für den Großraum München. Dem Profilschnitt liegt ein Faziesprofil von MEYER & SCHMIDT-KALER (1996) zu Grunde.

Vom Liegenden zum Hangenden kann der Malm im Großraum München in folgende drei übergeordnete hydrostratigraphische Einheiten untergliedert werden.

9.4.1 Tiefster Malm: entspricht in etwa Malm alpha bis gamma

Die Lithofazies des Malm Alpha zeichnet sich durch mergelige Kalke mit Übergängen zu Mergeln aus. Darüber folgen im Malm Beta Kalke und mergelige Kalke, im Malm Gamma nimmt der Mergelgehalt wiederum zu. Diese Wechselfolge entspricht der faziellen Abfolge des aufgeschlossenen Malm der Fränkischen Alb (MEYER & SCHMIDT-KALER, 1996). Durch Cuttinganalysen und Bohrlochmessungen ist der tiefste Malm nur bei vereinzelten Geothermiebohrungen belegbar, die den Malm in nahezu seiner gesamten Mächtigkeit aufgeschlossen haben. Die Gesamtmächtigkeit von Malm Alpha bis Gamma kann daher mit 100 m bis 150 m aus dem Vergleich benachbarter Kohlenwasserstoffbohrungen und der Bohrung Moosburg SC 4, die den gesamten Malm durchteuft haben, meist nur abgeschätzt werden. Je nach paläogeographischer Stellung der Bohrung und einhergehender fazieller Ausprägung, kann die Massenfazies bis in den Malm Alpha hinabreichen und dolomitisiert vorliegen oder die gesamte Abfolge von Alpha bis Gamma kalkig-mergelig ausgeprägt sein. Sofern Dolomite vorliegen, sind diese jedoch nach Erkenntnissen der PAC-Analyse meist xenomorph ausgebildet und weisen nach Bewertung der Imagelogs kaum Verkarstungserscheinungen auf. Die Abfolge Malm Alpha bis Malm Gamma kann insgesamt als Grundwassergeringleiter mit sehr geringer Durchlässigkeit ($< 0,1$ mD) eingestuft werden.

9.4.2 Tieferer bis mittlerer Malm: entspricht in etwa Malm delta bis Malm epsilon

Lithofaziell zeichnet sich der tiefere und mittlere Malm (in etwa Delta bis Epsilon) in allen Bohrungen durch eine sehr homogene, dolomitisierte Massenfazies aus. Die durchschnittliche Gesamtmächtigkeit liegt in den Bohrungen zwischen ca. 100 m bis 150 m. Die Dolomitkristalle weisen einen sehr unterschiedlichen Habitus von xenomorph bis teils idiomorph auf, wobei ein Häufigkeitsmaximum im Bereich der hypidiomorphen Dolomitkristalle zu verzeichnen ist. Innerhalb des dolomitisierten, mittleren Malm und insbesondere am Top der Dolomite sind in den Imagelogs häufig Verkarstungserscheinungen zu beobachten, mit denen während des Bohrens mehrfach Spülungsverluste einhergingen. Da die Dolomite meist eine erhöhte Porosität und Permeabilität aufweisen und in allen hier untersuchten Bohrungen im stratigraphischen Niveau des Malm Delta / Epsilon in Erscheinung treten, ist von einem zusammenhängenden Grundwasserleiter auszugehen. Dem tieferen und mittleren Malm kommt damit im hydrogeologischen Modell eine Schlüsselrolle zu. Für den Malm im Großraum München stellt er, wie beispielsweise für die Bohrung Pullach Th 2 herausgearbeitet (Böhm et al., 2011), den Garant für die Fündigkeit von Thermalwasser dar.

9.4.3 Mittlerer bis oberer Malm: entspricht in etwa Malm zeta

Im mittleren und oberen Malm (entspricht in etwa dem Malm Zeta) ist die stärkste laterale Faziesdifferenzierung zu verzeichnen. In einigen „Schwellenbohrungen“ ist bereits wenige 10er-Meter unter Top Malm Dolomit in Massenfazies aufgeschlossen und setzt sich bis zur Endteufe von über 500 m unter Top Malm fort. In diesem Fall ist folglich der gesamte Malm Zeta bis einschließlich Delta in dolomitisierter Massenfazies ausgeprägt. Eine eindeutige Abgrenzung zwischen Malm Zeta, Epsilon und Delta ist hier aber in der Regel lithologisch kaum möglich. In typischen „Beckenbohrungen“ ist der Malm Zeta dagegen durch kalkige, teils kalkmergelige und nur untergeordnet dolomitisierte Bankfazies geprägt. Aus diesen

Bohrungen wird aufgrund der markanten Liegendgrenze zum Malm Delta die Gesamtmächtigkeit des Malm Zeta auf ca. 350 – 400 m geschätzt. Im Fall der paläographischen Schwellen fungiert der Malm Zeta als Grundwasserleiter (10 mD bis < 1.000 mD), in Beckenposition ist der Malm Zeta dagegen überwiegend als Grundwassergeringleiter einzustufen.

9.4.4 Hydrogeologische Bedeutung der Faziesdifferenzierung

Die aktuelle lithofazielle Auswertung der 17 Geothermiebohrungen aus dem Großraum München zeigt für den tiefen Untergrund eine sehr kleinräumige Faziesdifferenzierung in Bank bzw. Massenkalkbereiche auf. Dies wird insbesondere bei geothermischen Dubletten- bzw. Triplettenbohrungen deutlich, die von einem gemeinsamen Sammelbohrplatz aus abgeteuft wurden und faziell sehr unterschiedliche Charakteristika aufweisen. Die kleinräumigen Faziesunterschiede spiegeln sich dort letztendlich in den teils stark unterschiedlichen Produktivitäten der Bohrungen eines Geothermieprojekts wider (Abb. 7.24). Markante Faziesunterschiede auf kurzer Distanz zeigen sich beispielsweise in den geothermischen Dubletten in Unterföhring und Kirchstockach sowie in der geothermischen Triplette in Pullach i. Isartal.

In Unterföhring wurde im Jahr 2007 für die Bohrung Th 2 erstmals eine faziesorientierte Explorationsstrategie, die auf einen aus seismischen Profilen kartierten Riffkörper zielte, verfolgt (BÖHM et al., 2007). Die Bohrung Th1 wurde auf ein vermutetes Störungssystem ausgerichtet. Nach der Auswertung des Imagelogs der Bohrung Unterföhring Th 1, kann diese nun als eine ausgeprägte Beckenfaziesbohrung eingestuft werden. Die Bohrergebnisse der Th 2 in Kombination mit dem seismischen Bild und dem noch anfangs gewonnenen Bohrklein deuten dagegen auf eine dolomitisierte, sehr stark verkarstete Massenfazies hin. Die horizontale Distanz zwischen den Aufschlagpunkten der beiden Bohrungen Th 1 und Th 2 am Top Malm beträgt dabei lediglich 1,5 km, bei Endteufe ca. 2 km.

Die Bohrung Kirchstockach Gt 1 hat fast durchweg dolomitisierten Malm in Massenfazies aufgeschlossen und gehört bislang mit zu den produktivsten Geothermiebohrungen im süddeutschen Molassebecken. Die Produktivität der von demselben Sammelbohrplatz aus in Richtung Nordwesten abgeteuten Bohrung Gt 2 befindet sich dagegen nur im unteren Drittel aller ausgewerteten Bohrungen. In Kirchstockach beträgt der horizontale Abstand an Top Malm zwischen den beiden Bohrungen ca. 1,3 km.

In den Bohrungen Pullach Th 1a, Th 2 und Th 3 wurde der Malm ebenfalls in sehr unterschiedlicher Fazies aufgeschlossen. Mit Hilfe von Cuttinganalysen konnte die primärfazielle Lokalisierung der Bohrung Pullach Th 1a als Beckenbohrung, die Bohrung Pullach Th 2 als eine riffnähere Bohrung in Übergangsfazies geklärt werden (Böhm et al., 2010). Die Bohrung Pullach Th 3 repräsentiert dagegen vorwiegend Malm in Massen- und Rifffazies. In Korrelation zur aufgeschlossenen Fazies nimmt die Transmissibilität, ausgehend von der nördlichsten Bohrung Pullach Th 1a hin zur südlichsten Bohrung Th 3, stark zu. Der horizontale Abstand der Bohrungen an Top Malm zwischen Th 1a und Th 2 beträgt ca. 2 km, der zwischen Th 2 und Th 3 ca. 2,5 km.

9.5 Vom hydrogeologischen Modell zum Reservoirmodell

Im Hinblick auf die geothermische Exploration setzt sich ein Reservoirmodell aus dem hydrogeologischen Modell und einem Temperaturmodell zusammen. Üblicherweise baut sich das hydrogeologische Modell aus Bereichen auf, die nach Strukturgeologie und Lithofazies unterschiedlich durchlässig sind, die Temperatur fließt über den geothermischen Gradienten als Funktion der Reservoirtiefe in das Modell mit ein.

Die Tiefenlage der Horizonte Top Purbeck, Top Massenkalk, Basis Massenkalk und Top Dogger definieren im Malm drei voneinander unterscheidbare Reservoirzonen (vgl. Abb. 9.5). Zone 1 ist definiert von Top Purbeck bis Top Massenkalk (in Abb. 9.5 rötliche dargestellte Zone). - Tendenziell handelt es sich hier um eine hydraulisch ungünstige Fazies mit Intrabecken-, Becken- und Übergangsfazies des obersten Malm sowie mit unterschiedlich ausgeprägten, meist geringmächtigen (≤ 50 m) marin bis terrestrischen Regressionsablagerungen des Purbeck. Dort, wo die Massenkalke bis zum Top Purbeck reichen, ist die Zone 1 nicht ausgewiesen.

Zone 2 ist definiert von Top Massenkalk bis Basis Massenkalk (in Abb. 9.5 hellblaue Zone). Zone 2 repräsentiert das Hauptreservoir, mit größtenteils hydraulisch tendenziell günstiger Fazies (Massen- und Rifffazies).

Zone 3 ist definiert von Basis Massenkalk bis Top Dogger (in Abb. 9.5 dunkelblaue Zone) mit tendenziell hydraulisch ungünstiger Bankkalkfazies.

Reservoirmodelle werden als Grundlage für thermisch hydraulische Simulationen in Geothermieprojekten im Süddeutschen Molassebecken mit folgenden Zielen angewendet:

- Als optimiertes Explorationskonzept für die Planung einer Dublette bzw. Doppeldublette mit verschiedenen Variantenbetrachtungen bzw. Bohrabständen zur Ermittlung des hydraulischen und thermischen Einflusses.
- Vorhersage zur Produktivität einer geplanten Bohrung als worst-, business- und best case Szenario auf Basis von Durchlässigkeitswerten benachbarter Bohrungen.
- Als Wärmebergbaumodell im Sinne eines Lagerstättenmodells für den nachhaltigen und effizienten Betrieb, kalibriert an in situ Daten.
- Und für wasserrechtliche Genehmigungsverfahren.

Ziel, Genauigkeit und Aussagekraft des jeweiligen Reservoirmodells orientieren sich an der Verfügbarkeit von Daten und damit am Ablauf eines Geothermieprojektes. In Kap. 10.1 wird dies als „Seismic to Production“ Arbeitsprozess beschrieben.

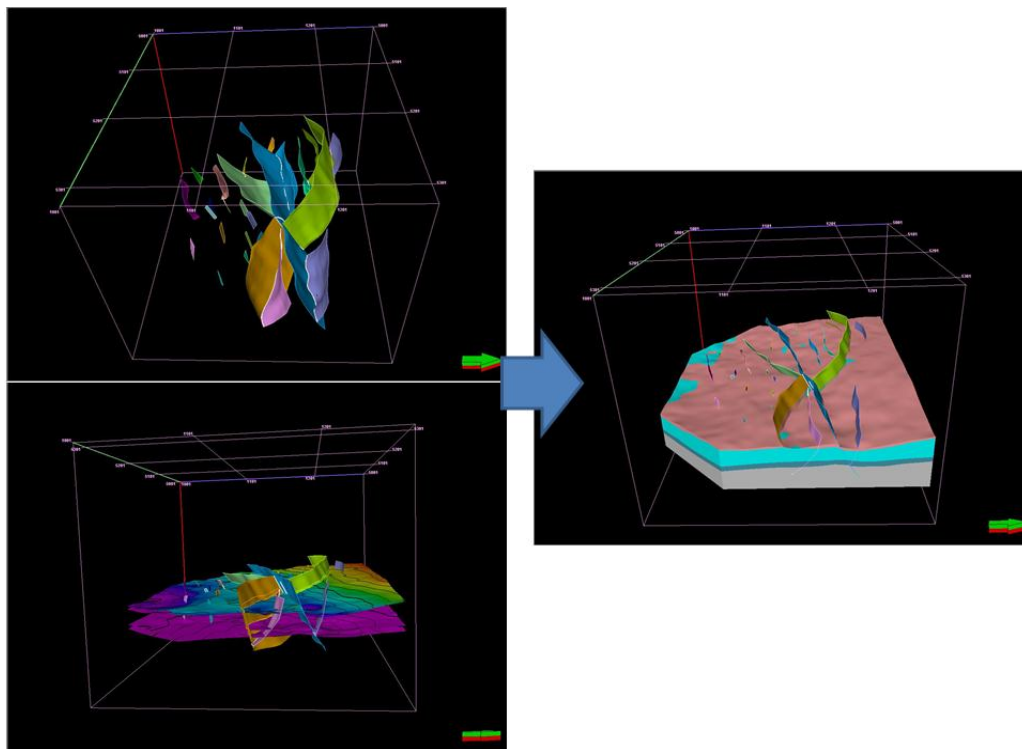


Abb. 9.5: 3D Reservoirmodell (rechts) bestehend aus Strukturgeologischem Modell (oben) und Faziesmodell (unten). Das Reservoirmodell besteht aus Zone 1 (rötlich), Zone 2 (hellblau), Zone 3 (dunkelblau)

Das Reservoirmodell wird üblicherweise aus der Seismik (Auflösung >50 m) und punktuellen Bohrinformationen (Auflösung > 1 cm) abgeleitet. Daraus entstehen massstabsbedingt Unschärfen (COSENTINO 2001).

Für die Maßstabsfrage von Geothermieprojekten im Großraum München haben sich im Verlauf des Vorhabens die Auswertungen von Pumptests der Bohrungen als entscheidend erwiesen. Hier konnte aufgezeigt werden, dass für hydraulisch-thermische Simulationen der Konzessionsfelder hauptsächlich Strukturen (Becken oder Schwellen) mit einer Ausdehnung von > 200 m relevant sind⁵. Die für den Malm entwickelten und unter Kap. 9.5 beschriebenen Reservoirmodelle beruhen auf dem Hochskalieren von Daten durch Klassifizierung (Imagelogfazies, PAC, seismische Textur).

Für die Produktivität einer Bohrung sind jedoch nicht nur die Reservoireigenschaften im Gebirgsmaßstab, sondern auch die hydraulische Anbindung der Bohrung an das Reservoir entscheidend. Dazu ist vor allem die Hydrogeologie und Hydraulik im bohrlochnahen Bereich wichtig. Nachdem die Auswertungen der im Projekt verfügbaren Imagelogs auf einen sehr geringen Anteil von hydraulisch konduktiven Klüften hinweisen, gleichzeitig aber deutliche Verkarstungen anzeigen, muss der Verkarstung im bohrlochnahen Bereich eine tragende Rolle bei der Produktivität einer Bohrung zugesprochen werden. Durch Verkarstung wird der effektive Bohrlochradius um ein vielfaches erweitert. Zusammengefasst stellt nach heutiger Kenntnis die störungs- und horizontgebundene Verkarstung den Haupttransportweg für das Thermalwasser aus der Matrix in die Bohrung dar.

Die hydrogeologischen Untersuchungen des Malms aus Geothermiebohrungen im Großraum München zeigen eine zentrale Rolle der lithofaziellen und diagenetischen Ausprägung der Malmkarbonate für das Gesamtsystem „Malmtiefengrundwasserleiter“ auf. Auch die Ausprägung der Verkarstung und deren hydrogeologische Bedeutung wurden deutlich herausgearbeitet. Die Ergebnisse bestätigen damit die aus heutiger Sicht richtungsweisenden Aussagen von STIER & PRESTEL (1991), dass die Hydraulik des Malms in ihrer Gesamtheit durch die regionale Faziesverbreitung, die Funktionsweise der Verkarstung und die zeitliche Karstentwicklung gesteuert wird. Nach den bisherigen Erkenntnissen aus den realisierten Geothermieprojekten kann den Störungssystemen, die bisher mit einer durchgängig stark erhöhten Transmissivität belegt wurden, keine wesentliche hydraulische Bedeutung im Gesamtsystem Malm zugesprochen werden. Für die Verkarstung und die Produktivität einer Bohrung können Störungssysteme jedoch eine wichtige Rolle spielen und sollten daher stets in die Überlegungen zu einer risikominimierten Bohrplanung einbezogen werden.

9.7 Literatur

BÖHM, F., SCHWARZ, F. & KRAUS, O. (2007): 2D-seismische Untersuchungen für das Geothermieprojekt Unterföhring bei München. Interpretation einer Riffstruktur im Malm als bevorzugtes Erschließungsziel für Thermalwasser. – Geoth. En., 55: 14-16; Geeste.

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 (Östliches Molassebecken, Malm delta-zeta; Süddeutschland). - Z. Geol. Wiss., 39: 117-157; Berlin.

BÖHM, F., SAVVATIS, A., STEINER, U., SCHNEIDER, M. & KOCH, R. (2012): Lithofazielle Reservoircharakterisierung zur geothermischen Nutzung des Malm im Großraum München. – Grundwasser; Berlin (DOI: 10.1007/s00767-012-0202-4).

⁵ Hinsichtlich der Sensitivitäten der Reservoirgeometrien befindet sich ein laufendes Forschungsvorhaben in Bearbeitung (vgl. Kapitel 12.2).

- COSENTINO, L. (2001): Integrated Reservoir Studies. 328 S.; Institution Francais du Pétrole Publications (Paris).
- KOCH, R. (1997): Daten zur Fazies und Diagenese von Massenkalken und ihre Extrapolation nach Süden bis unter die Nördlichen Kalkalpen. - Geol. Bl. NO-Bayern, **47**: 117-150; Erlangen.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1989): Paläogeographischer Atlas des süddeutschen Oberjura (Malm). Geol. Jb., A **115**: 77 S.; Hannover.
- QUENSTEDT, F. A. (1858): Der Jura. - 842 S.; Tübingen (Laupp).
- 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.
- WEIß, E. (1978): Porositäten Permeabilitäten und Verkarstungserscheinungen im mittleren und oberen Malm der südliche Frankenalb. – Dissertation; Friedrich Alexander Universität Erlangen –Nürnberg.

10 Innovative Explorationsstrategie

10.1 „Seismic to Production-Workflow“

10.1.1 Begriffsdefinition

Der Begriff des sog. „Seismic to Production-Workflow“ wird in der Erdöl-Erdgasbranche benutzt, um einen mehr oder weniger standardisierten Arbeitsablauf von der Exploration bis zur Bewirtschaftung einer Lagerstätte zu beschreiben. Die verschiedenen Arbeitsabläufe werden dabei auch unter dem Stichwort „Reservoirengineering“ zusammengefasst.

Auch in der tiefen Geothermie wird eine Ressource, in diesem Fall „Wärme“, genutzt, wobei das Transportmedium das Thermalwasser ist, das im Sinne einer nachhaltigen Nutzung des Reservoirs wieder abgekühlt dem Tiefengrundwasserleiter zurückgeführt wird. Die Basis für das Verständnis in Bezug auf eine langfristige und wirtschaftliche Nutzung stellt dabei ein sogenanntes Reservoirmodell dar.

Ein konsequent umgesetztes Reservoirengineering, welches sich über sämtliche Phasen eines Geothermieprojekts erstreckt, ist in der Geothermie (zumindest in Deutschland und hier dem süddeutschen Molassebecken) noch sehr neu. Vor allem die Projektentwickler, die im Rahmen der geologischen Voruntersuchungen eine neue 3D-Seismik durchführen, folgen aber bereits den in der KW-Industrie seit längerem bewährten Arbeitsabläufen.

Die Gründe für die aktuelle Annäherung an Standards der KW-Industrie liegen dabei vor allem in den sehr hohen Fündigkeitserwartungen, speziell im Rahmen der Entwicklung von Projekten zur geothermischen Stromerzeugung. Aber auch die regionale Häufung von Geothermiebohrungen auf relativ engem Raum, die alle die gemeinsame Ressource des Malmteiefengrundwassers bewirtschaften, erfordert bereits aktuell und auch zukünftig den Einsatz von Techniken und Software, die ein nachhaltiges und wirtschaftlich optimiertes Reservoirmanagement ermöglichen.

Das Prinzip des „Seismic-to-Production“-Prozesses erlaubt es dem Anwender, Modifikationen am Modell an jedem Punkt des Prozesses sehr rasch vorzunehmen, ohne den gesamten Prozess von Anfang an neu aufbauen zu müssen. Dieser iterative Optimierungsprozess kann dabei jederzeit um neue bzw. zusätzliche Daten (z.B. Log-Daten, aufgenommen während der Bohrung) ergänzt werden. Ziel ist es dabei immer, ein umfassendes Verständnis der Reservoir Eigenschaften zu erlangen. Grundlegende Entscheidungen, allen voran die kostspielige Entscheidung hinsichtlich des optimalen Bohrpfades, hängen letzten Endes davon ab.

Im Folgenden ist ein 3-phasiger Arbeitsablauf „Seismik to Production“ eines Geothermieprojektes von der Projektentwicklung, über die Projektausführung bis hin zur Betriebsphase schematisch dargestellt.

10.1.2 Phase der Projektentwicklung

Die Phase der Projektentwicklung (Abb. 10.1) umfasst alle geologisch relevanten Explorationstätigkeiten, die ab Beginn der Aufsuchungstätigkeiten bis zum Status „drill ready“ anfallen.

Zu Beginn steht in der Regel die Recherche bezüglich existierender Bohr- und Seismikdaten. Der Ankauf der Datennutzungsrechte bestehender Seismik, ein Reprocessing und eine Interpretation dieser Daten eignet sich, um die Strukturgeologie und die prinzipielle Eignung der Standorte mit vergleichsweise geringem finanziellem Aufwand zu prüfen. In Abhängigkeit der Ergebnisse aus dem Reprocessing lassen sich so auch der Umfang bzw. die Parameter der neu zu erstellenden 2D- oder 3D-Seismik standortspezifisch optimiert planen. Auf Grundlage der 2D- bzw. 3D-Seismik, geologischer und bohrlochgeophysikalischer Daten

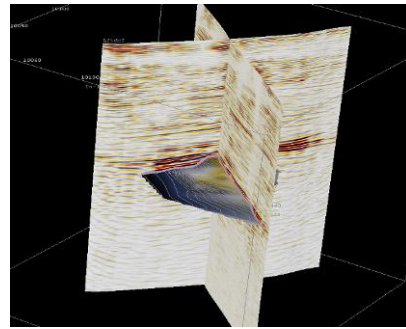
aus umliegenden Tiefbohrungen sowie regionalgeologischer Erfahrung wird ein geologisches Modell erstellt. Dieses geologische Modell setzt sich aus dem strukturgeologischen Modell (Störungsinventar und Schichteinfallen) sowie aus einem Faziesmodell (zunächst nur basierend auf interpretierter seismischer Fazies) zusammen. Nachdem das geologische Modell erstellt worden ist, werden Bohrzielbereiche festgelegt und Erschließungsvarianten ausgearbeitet. Zur Erstellung eines Reservoir-Modells im Vorfeld der Erschließung werden, basierend auf dem geologischen Modell, hydrogeologisch relevante Zonen ausgewiesen, ggf. unter Einbeziehung seismischer Attribute verfeinert und mit hydraulischen Daten benachbarter Bohrungen parametrisiert. Die thermischen Parameter sind in der Regel recht gut zu prognostizieren. Für die geplanten Erschließungskonzepte (Dublette, Triplette, Doppeldublette...) lassen sich unterschiedliche Betriebsszenarien im Rahmen vereinfachter Vorabsimulationen darstellen. Es können zahlreiche Simulationen gefahren werden, die schließlich als worst-case, business-case und best-case Szenarien ein wichtiges Beurteilungsinstrument für die Risikoanalyse und Fündigkeitsbetrachtung, z.B. für Versicherungen oder Investoren, liefern.

Daten/Grundlage

- 2D/3D Seismik
- evtl. geologische und hydraulische Daten aus Nachbarbohrungen
- Erfahrung !



Aufbau eines geologischen Modells

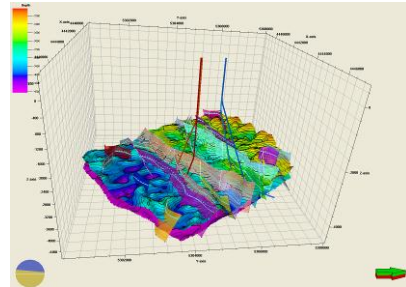


Geologisches Modell

- Strukturgeologisches Modell
- Fazies-Modell



Erstellung eines Reservoirmodells

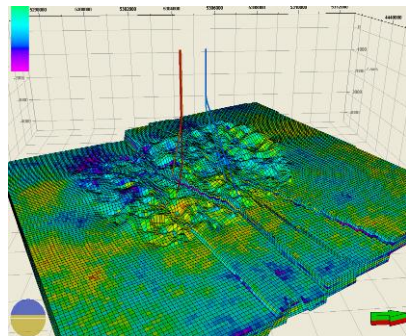


Reservoir-Modell

- Hydraulische Parameter aus Nachbarbohrungen und evtl. seismischen Attributen
- Thermische Parameter +/- bekannt



Durchführung einer Vorabsimulation



Simulation

- „Grobe“ Modelle
- Große Anzahl an Simulationen (worst, business, best case Betrachtungen)

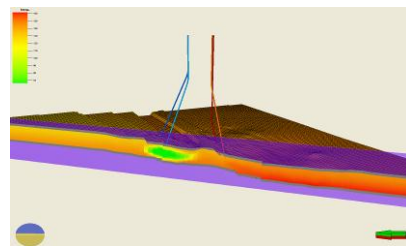


Abb. 10.1: Typischer, sequenzieller Arbeitsablauf „Seismic to Simulation“ zum Stand der Projektentwicklung von der Grundlagenstudie über die Erfassung der geologischen und hydrogeologischen Bedingungen in einem digitalen Modell bis hin zur thermischen Vorabsimulation auf Grundlage statistischer Daten umgebender Bohrungen.

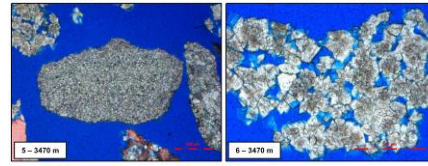
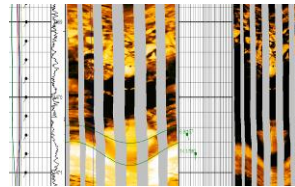
10.1.3 Phase der Projektausführung

In der nächsten Phase (Abb. 10.2) werden die Bohrungen abgeteuft und getestet. Die bestehende Datengrundlage wird dabei um die neuen Bohrlochmessungen erweitert und in die Interpretationssoftware integriert. Die Auswertung von Imagelogs und Bohrcuttings oder ggf. von Bohrkernen hinsichtlich der Lithologie sowie Pumpversuche und ggf. Beweismessungen an benachbarten Tiefbohrungen zur Hydraulik sollten nach dem oben beschriebenen Verfahren zur Verfügung stehen. Alle neu hinzugewonnenen Daten und Informationen fließen so in das bestehende Reservoirmodell ein, welches an die neuen Erkenntnisse angepasst und weiter verfeinert werden kann. Auf dieser Grundlage wird ein konsistentes geologisches Modell, mit Fokus auf den Einflussbereich der Bohrungen, erstellt. Macht sich beispielsweise eine hydraulische Berandung (positiv oder negativ) in den Pumpversuchen bemerkbar, so wird die mögliche geologische Ursache (z.B. Beckenbereich mit Schichtfazies, Störungszone, Riffstruktur usw.) bei der Anpassung berücksichtigt, sodass die hydraulischen Beobachtungen mit der geologischen Interpretation ein schlüssiges Bild ergeben. Anhand der vorliegenden Daten kann nun auch die Seismik kalibriert werden. Seismische Attribute lassen sich geologisch interpretieren. Letztendlich erfolgt die Parametrisierung und Kalibrierung des Reservoirmodells auf Grundlage der hydraulischen Tests. Die hydraulischen, thermischen Simulationen können auf Grundlage einer geringeren Anzahl aber dafür feiner diskretisierter Modelle aufsetzen und durchgeführt werden.

Als Output dieser Projektphase ergibt sich die Simulation des hydraulisch-thermischen Verhaltens einzelner Bohrungen mit einer daran gekoppelten Effizienzanalyse und ggf. dem Aufzeigen von Optimierungspotenzial.

Daten/Grundlage

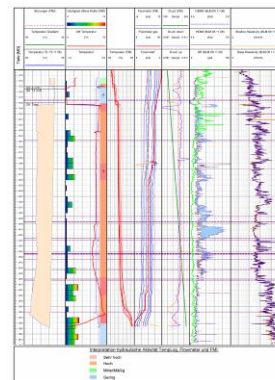
- 2D/3D Seismik
- Bohrlochmessungen (FMI, DLL, GR, Flowmeter, Temperaturlogs etc.)
- Cuttings (bzw. Bohrkerne)
- Hydraulische Tests
- Beweissicherung



Evaluierung der Bohrungsdaten

Reservoircharakterisierung Bohrungen

- Evaluierung der geologischen und hydraulischen Daten
- Erstellung eines konsistenten geologischen Modells



Geol. Modellkalibrierung und Parametrisierung

Geologisches und Reservoir-Modell

- Anpassung des geologischen Modells und Kalibrierung der seismischen Information
- Parametrisierung des Reservoir-Modells



Hydraulische Modellkalibrierung und Simulation

Simulation

- Kalibrierung des Reservoir-Modells an hydraulischen Tests
- Wenige und feiner diskretisierte Modelle

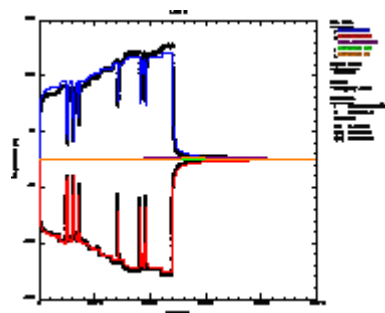


Abb. 10.2: Fortsetzung und Erweiterung des Arbeitsablaufes „Seismic to Production“ aus Abb. 10.1 während der Bohrphase mit Aktualisierung durch neue Bohrdaten, verfeinerte Interpretation und Kalibrierung des Modells mittels Simulation von in situ gemessenen hydraulischen Daten.

10.1.4 Betriebsphase

Die Betriebsphase stellt den letzten Schritt des „Seismic to Production“ Ablaufs dar. Die einzelnen Arbeitsprozesse (Abb. 10.3) ähneln zwar in der Durchführung denen, die unmittelbar nach Abschluss der Ausführungsphase durchgeführt wurden, bei diesem Schritt wird jedoch das Reservoir-Modell mit den während des Betriebs der Anlage ermittelten Daten kalibriert und aktualisiert. Zudem wird eine Modellverfeinerung vorgenommen und das geologische Modell konsistent auf das gesamte Konzessionsfeld ausgedehnt. Simulationen zeichnen die Betriebsphase anhand realer Betriebsergebnisse nach. Diese können die Grundlage für ein Wärmebergbaugutachten liefern, welches für die längerfristige bergrechtliche und wasserrechtliche Bewilligung erstellt werden muss. Zudem dienen sie zu detaillierten Wirtschaftlichkeitsanalysen des laufenden Projekts sowie ggf. als Planungsgrundlage für eine weitere Feldes- bzw. Standortentwicklung.

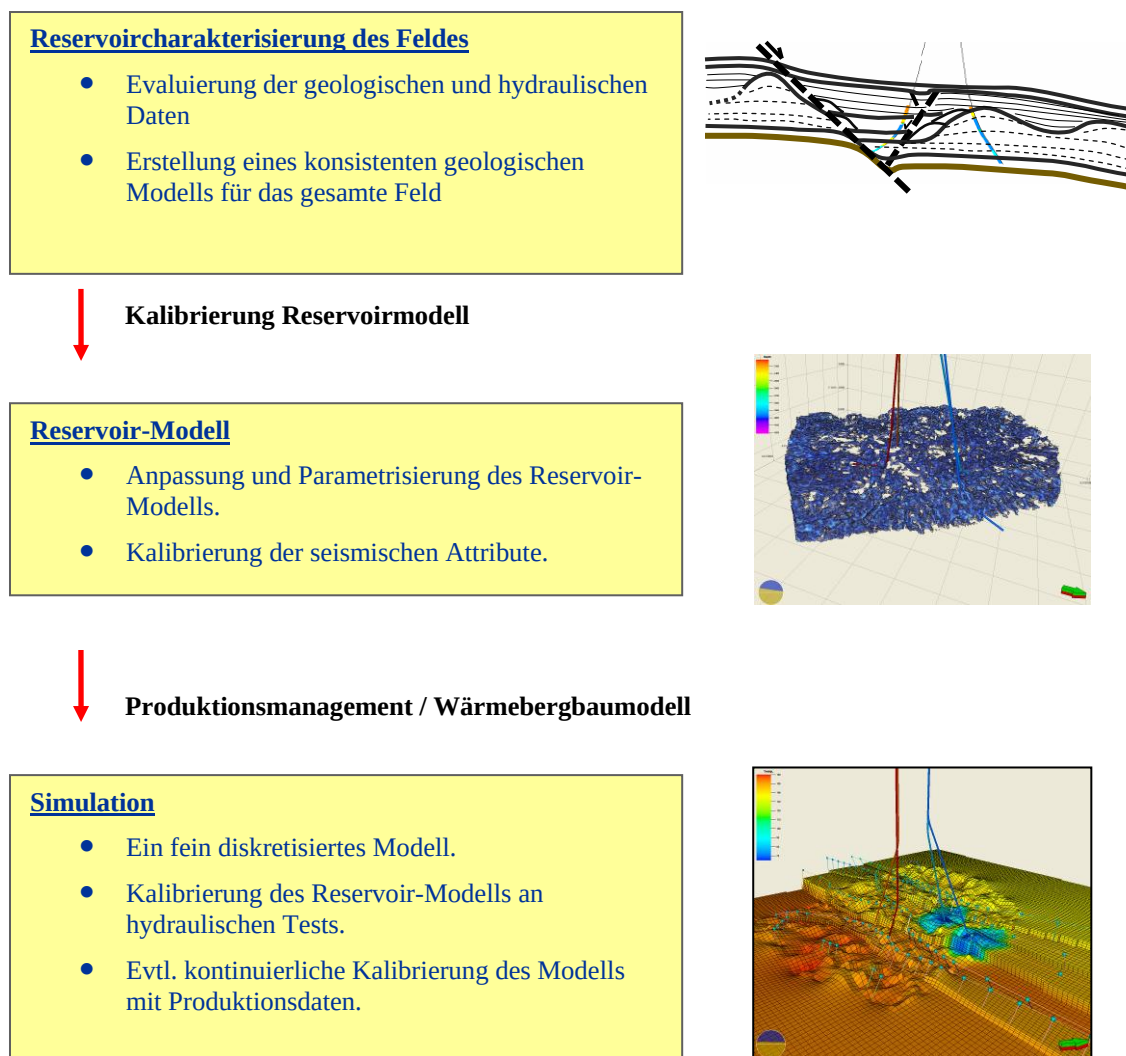


Abb. 10.3: Erweiterung des Arbeitsablaufes aus Abb. 10.1 und Abb10.2 während der Betriebsphase mit Aktualisierung durch Betriebsdaten hin zu einem Produktionsmanagement mit Simulation, z.B. zur langzeitlichen Beeinflussung der Bohrungen untereinander und Betriebsoptimierung.

10.2 Reservoirerschließung

Auf Grundlage der oben dargestellten Untersuchungen sollte beim sogenannten „targeting“, also der Auswahl des Bohrziels und eines geeigneten Bohrpfads, die Unterscheidung der beiden Hauptfaziestypen in der Seismik stärker als bisher betrachtet werden und sogar in den Vordergrund der Erschließungsvarianten rücken. Dies sollte vor allem auf Grundlage von qualitativ geeigneten seismischen Daten erfolgen. Idealerweise zielt eine Bohrung auf eine Schwelle und durchteuft anschließend die Massenfazies entlang einer möglichst langen Strecke. Zusätzlich sollten Störungen bzw. tektonisch beanspruchte Bereiche aufgrund des erhöhten Verkarstungspotentials „aufgefädelt“ werden.

Im Großraum München besteht flächendeckend die größte Aussicht, den Dolomit in Massenfazies anzutreffen, im mittleren bis tieferen Malm, was in etwa dem Malm delta und epsilon entspricht. Die Aufbauphase der Ablenkung (Inklination) aus der Vertikalen sollte mit Erreichen des mittleren und tieferen Malm dann möglichst abgeschlossen sein, um so mit einer Bohrlochneigung von bis zu 70° eine möglichst lange produktive Filterstrecke in der Massenfazies ergänzend aufzuschließen. Anders als im hangenden tieferen Tertiär/Kreide, ist der Aufbau großer Ablenkwinkel im Malm aufgrund seiner Gebirgsstabilität möglich.

Für eine Bohrung mit hoher Produktivität ist das entscheidende Kriterium die Ausbildung des oberen Malm (zeta) mit Massenfazies. Markante Beckenstrukturen im oberen Malm, die sich durch Schichtfazies größerer Mächtigkeit auszeichnen, sind als „Negativgebiete“ zu meiden. Die Kartierung von Beckenbereichen nimmt auch deswegen eine wichtige Rolle ein, da diese als hydraulische Berandungen für eine nah daran abgeteufte Bohrung eine Beeinträchtigung der Produktion darstellen. Andererseits sind Bereiche günstig, in denen die Massenfazies bis zur Oberkante des Malm / Purbeck hinaufreicht und sich ggf. auch noch bis in die Morphologie der Kreide bzw. des tieferen Tertiärs als Hochlage durchpaust.

In azimuthaler Richtung verläuft die Bohrung idealerweise in einem verhältnismäßig spitzen Winkel zur Störungszone, um diese samt einhergehender Verkarstung ebenfalls entlang einer großen Filterstrecke zu erschließen. Dabei sollte man sich jedoch über die Geometrie der Störung (Einfall- und Streichrichtung) sicher sein, um ein Anbohren der Störung im Bereich einer günstigen Fazies, bzw. vor Erreichen des tiefsten Malm, sicherzustellen. Bei Störungen mit markanten Versatzbeträgen (>50m) sollte möglichst versucht werden, Top Malm auf der Hochscholle anzufahren und die Störung von der Hochscholle kommend zu durchteufen (Abb. 10.4). Bei einer Erschließung von der Tief- in die Hochscholle ist anderenfalls mit einer starken „Reservoirverkürzung“ im Bohrpfad auszugehen.

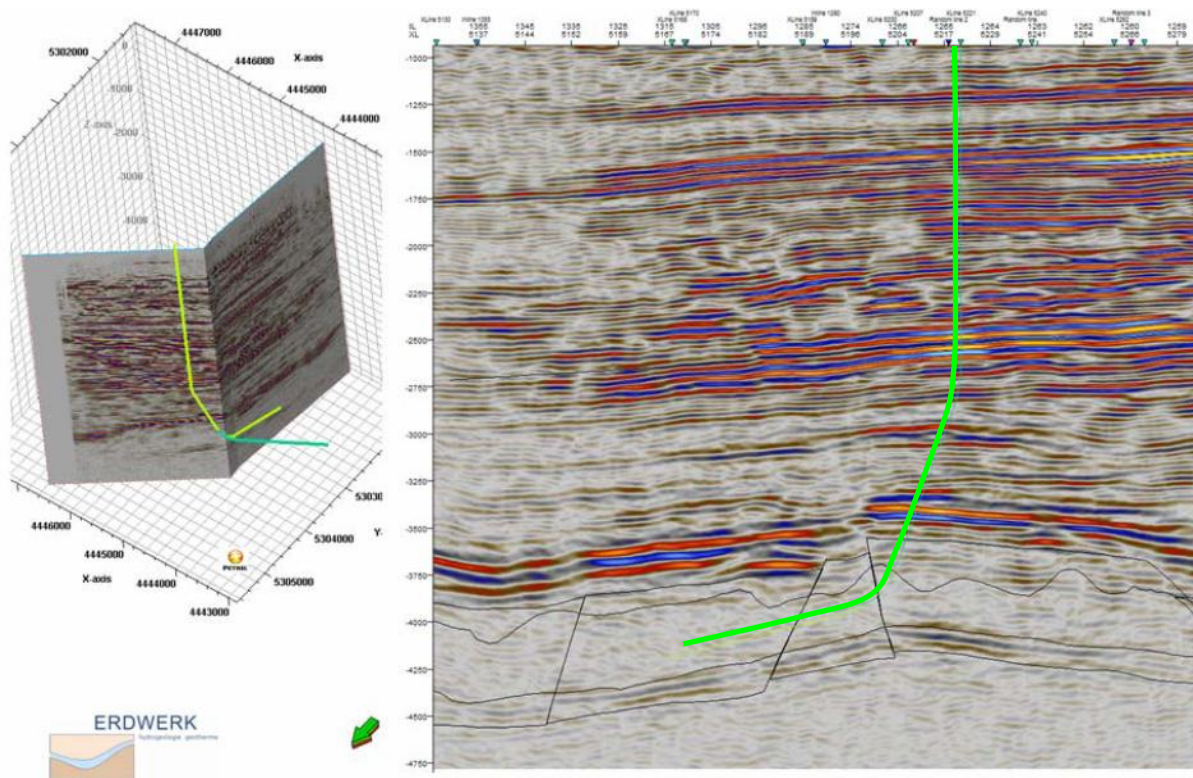


Abb. 10.4: Beispiel eines Reservoir-optimierten Erschließungskonzepts des Malm südlich von München. (Zwei Bohrfadoptionen mit unterschiedlicher azimuthaler Ausrichtung im Reservoir (hellgrün/dunkelgrün); Die Random-Line enthält eine differenzierte Darstellung des Malms mit Basis Malm, Basis und Top Massenfazies (gem. seismischer Textur) sowie Top Malm).

Um eine risikominimierte Bohrplanung zu ermöglichen, sollte in der Projektentwicklung und Vorerkundung daher der Fokus auf die Erstellung von möglichst detaillierten Reservoirmodellen, d.h. geologischen und hydrogeologischen Modellen auf Basis einer Fazies- und strukturgeologischen Interpretation, gelegt werden. Im Idealfall sollte als Endprodukt der Vorerkundung ein an umliegenden Bohrungen kalibriertes 3D-Reservoirmodell vorliegen, das bereits während der Projektentwicklung für eine thermisch-hydraulische Vorabsimulation geplanter Erschließungsvarianten genutzt werden kann (vgl. Kapitel 10.1 „Seismic to Production-Workflow“).

11 Handlungsempfehlungen

11.1 Datenerhebung, Messprogramm und Inproduktionssetzungen (IPS-) Arbeiten

11.1.1 Voruntersuchungen zur Reservoirgeologie

In der Phase der geologischen Vorerkundung hat sich folgende Vorgehensweise bewährt:

- Sichtung von Altseismik der KW-Industrie und Ankauf geeigneter Profile zum Reprocessing
- Reprocessing der Alt-Seismik und Erstellung eines vorläufigen Strukturmodells
- Auf Basis der Erkenntnisse aus der Alt-Seismik Erstellung einer optimierten Survey-Planung zur Durchführung neuer 2D- oder 3D-Seismik
- Durchführung neuer 2D- oder 3D-Seismik mit Qualitätssicherung („bird-dog“)
- Erstellung eines fazies- und strukturbasierten Reservoirmodells (vgl. Abschnitt 10.1)

11.1.2 Bohrlochmessprogramm

Die Tab. 11.1 zeigt eine Übersicht der Bohrlochmessungen, die nach den Erkenntnissen zur Reservoircharakterisierung nach Abteufen der Malmbohrstrecke durchgeführt werden sollten. Bohrlochmessungen, die standardmäßig durchgeführt werden sollten, sind mit der Bemerkung „Standard“ versehen. Weitere Messungen wurden mit der Bemerkung „optional“ versehen. In den untersuchten Bohrungen wurde z.B. kein Sonic-Log gemessen und der Nutzen zur Reservoircharakterisierung ohne zusätzliche Dichtemessungen wird seitens der Servicefirmen und Experten aufgrund der lithologischen Heterogenität des Reservoirs kontrovers diskutiert. Sofern die vorliegende Seismik exakt und zweifelsfrei anhand der Bohrergergebnisse teufenkalibriert werden soll, ist eine Sonic-Messung in Kombination mit einer Geophonversenkmessung in der Bohrsektion vor Erreichen des Top Malm sowie in der Malmbohrstrecke erforderlich.

Tab. 11.1: open-hole Bohrlochmessprogramm für den Malm

Bohrloch-Messung (Open hole)	Zweck	Bemerkung
Imagelog (inkl. GR)	Fazies, Strukturgeologie, Lithologie, Petrophysik, Kaliberinformation	Standard
Widerstand (DLL)	Petrophysik, Lithologie, Fazies	Standard
Temperaturlog (vor und nach Kaltwasserinjektion)	Zuflusshorizonte (qualitativ)	Standard
Flowmeter	Zuflusshorizonte (quantitativ)	Standard
GammRay (falls kein Imagelog gemessen wird)	Lithologie	Standard
Sonic-Log	Petrophysik, Kalibration Seismik, Lithologie, Strukturgeologie	optional
Geophonversenkmessung	Kalibration Seismik	optional
Kamera-Befahrung (im Niedertemperaturbereich)	Fazies, Strukturgeologie, Lithologie	optional

11.1.3 IPS-Arbeiten

Die im Kapitel 7 (Hydraulik) dargestellte Methodik zur Pumpversuchsauswertung und Bestimmung wichtiger hydrogeologischer Kennwerte setzt ein bestimmtes Pumpversuchsprogramm sowie eine damit verbundene Erfassung von Messparametern voraus. In der Tab. 11.2 wird schematisch ein Versuchsprogramm mit den damit verbundenen Zielstellungen dargestellt, das den Anforderungen einer hydraulischen Reservoircharakterisierung praxisorientiert gerecht wird.

Tab.11.2: Schematisches Pumpversuchsprogramm mit Messparametern und Zielsetzung.

Pumpversuch	Testverlauf	Messprogramm	Ziel
Kurzzeitpumpversuche (Airlift/ Tauchkreiselpumpe)	Eine bis zwei Stufen mit Wiederanstiegsmessung.	Standard: Druck und Temperatur an Top Malm, Tauchkreiselpumpe und Bohrlochkopf. Förderrate. Leitfähigkeit und pH.	• Freiförderung des Bohrlochs von Bohr- und Säuerungsresten. • Beurteilung der Qualität des hydraulischen Bohrlochanschlusses an das Reservoir (Skingeffekte) zur Entscheidung für weitere Stimulationsmaßnahmen. • Erste Abschätzung der hydraulischen Parameter des Reservoirs • Ermittlung von ersten Indikationen auf Berandungen (positiv oder negativ).
Leistungspumpversuch (Tauchkreiselpumpe)	Mind. 3 stationäre Stufen mit Wiederanstiegsmessung	Standard: Druck und Temperatur an Top Malm, Tauchkreiselpumpe und Bohrlochkopf. Förderrate. Leitfähigkeit und pH.	• Bestimmung der hydraulischen Parameter des Reservoirs. • Bestimmung von evtl. Berandungen (positiv oder negativ). • Bestimmung der Brunneneintrittsverluste und Prognose der Produktivität (bezogen auf Top Malm) in Abhängigkeit von der Förderrate. • Prognose/Simulation des Drucks an der TKP bzw. des Betriebswasserspiegels. • Datenerhebung für die Kalibrierung des Reservoirmodells.
Langzeitpump- und Injektionsversuch (Tauchkreiselpumpe)	Mehrstufig (über 3 stationäre Stufen)	Standard: Druck und Temperatur an Top Malm, Tauchkreiselpumpe und Bohrlochkopf (Förderbohrung). Druck und Temperatur an Top Malm und Bohrlochkopf (Injektionsbohrung). Förder- und Injektionsrate. Leitfähigkeit und pH.	• Testen der Bohrungen im Förder- und Injektionsbetrieb. • Prognose der Produktivität und der Injektivität in Abhängigkeit der Förder- bzw. Injektionsrate. • Prognose/Simulation des Drucks an der TKP bzw. des Betriebswasserspiegels. • Prognose des Injektionsdrucks. • Datenerhebung für die Kalibrierung des Reservoirmodells.

Tab. 11.2 (Fortsetzung): Schematisches Pumpversuchsprogramm mit Messparametern und Zielsetzung.

Betrieb (Tauchkreislumpumpe)	Betriebsabhängig	Standard: Druck und Temperatur an Top Malm, Tauchkreislumpumpe und Bohrlochkopf (Förderbohrung). Druck und Temperatur an Top Malm und Bohrlochkopf (Injektionsbohrung). Förder- und Injektionsrate. Leitfähigkeit. Optional: Druck und Temperatur an Top Malm (Förder- und Injektionsbohrung). pH.	• Bewertung des Langzeitverhaltens der Bohrungen. • Bewertung von Veränderungen in der Bohrloch- bzw. Reservoirhydraulik. • Datenerhebung für die Kalibrierung des Reservoirmodells.
Säurestimulation	Eine bis mehrere Stufen. Volumen abhängig von Bohrlochstrecke und Geologie.	Standard: Pumpen- und Ringraumdruck. Injektionsrate.	• Bohrlochreinigung und Optimierung der Bohrlochanbindung. • Bemerkung: • Zeitpunkt der ersten Säurestimulation abhängig vom Testverfahren. • Anzahl Säurestimulationen und Säurevolumen abhängig von den Ergebnissen der Pumpversuchsauswertung.

11.2 Evaluierung der Bohrdaten und Erstellung hydrogeologischer Modelle

Bisher fand in den meisten Geothermieprojekten keine detaillierte Evaluierung der Bohrdaten und bohrlochgeophysikalischen Messungen nach Abteufen der Bohrungen statt. Sobald die Fündigkeiten der Bohrungen festgestellt wurden, bestand seitens der Projektentwickler kein wirtschaftliches Interesse in einer Nachevaluierung, so dass hierfür keine Gelder mehr bereitgestellt wurden. Aus Sicht der Investoren und Projektentwickler ist dieses Vorgehen zwar zunächst nachvollziehbar, im Hinblick auf die Nutzung eines gemeinsamen Reservoirs und einer zukünftigen Erweiterung der Anlagenkapazität sollte eine möglichst detaillierte und schlüssige Reservoircharakterisierung im Anschluss an die Bohrungen jedoch zukünftig standardmäßig durchgeführt werden. Die Methoden hierfür wurden im Rahmen dieses Forschungsvorhabens in den Abschnitten 4.1, 5.1 und 7.1 aufgezeigt.

Einem hydrogeologischen Modell sollten nach Abschluss der Bohrungen stets eine teufenkalibrierte Seismik und die Ergebnisse einer Reservoircharakterisierung zu Grunde liegen. Eine fazielle Differenzierung des Reservoirs sollte, sofern aus den seismischen Daten möglich, durchgeführt werden.

Für die Datenverarbeitung und -pflege empfiehlt sich der unter 10.1 dargestellte „Seismic to Production-Workflow“, der sich an der langjährigen Prospektionserfahrung des Erdöl-Erdgassektors orientiert.

12 Ausblick

12.1 Nutzung des geothermischen Potentials im Großraum München

Aus den aktuellen hydrogeologischen Modellvorstellungen ergeben sich für das nutzbare geothermische Potential im süddeutschen Molassebecken entscheidende Konsequenzen.

Nach den heutigen Erkenntnissen spielen Störungen im hydraulischen Gesamtsystem des Malm nur eine untergeordnete Rolle. Der lithofaziellen Ausprägung der Malmkarbonate muss dagegen eine weitaus wichtigere Rolle zugesprochen werden, so dass diese den limitierenden Faktor bei der geothermischen Nutzung des Malms darstellen. Nach den Erkenntnissen aus den vorhandenen Bohrungen im Malm erscheint der Großraum München mit Blick auf die Lithofazies besonders günstig, auch wenn die Produktivitäten der verschiedenen Geothermiebohrungen aufgrund der unterschiedlichen faziellen Charakteristik stark schwanken. Grundsätzlich ist aber festzuhalten, dass bisher keine Geothermiebohrung im Großraum München nach Abschluss der Bohrarbeiten als nicht fündig eingestuft wurde. Damit bestehen für Geothermiebohrungen, von denen keine Schüttungen jenseits der 100 l/s für die Wirtschaftlichkeit des Projekts erwartet werden, die besten Voraussetzungen. Zudem wird das geologische Risiko mit jeder Bohrung kalkulierbarer und schliesslich statistisch eingrenzbar. Als Konsequenz der sehr günstigen Bedingungen im Großraum München zeigt sich ein aktueller Trend zur Erweiterung von bestehenden Geothermieranlagen. Als Vorreiter ist hier das kommunale Fernwärmeprojekt Pullach i. Isartal zu nennen, das nach nur 6 Betriebsjahren aufgrund der steigenden Nachfrage im Frühjahr 2011 seine geothermische Dublette Pullach Th 1a und Th 2 um die Bohrung Pullach Th 3 erweitert hat. Auch in anderen kommunalen Geothermieprojekten wird bereits über die Erweiterung mit zusätzlichen Bohrungen innerhalb des Bewilligungsfeldes nachgedacht oder die Planungen sind bereits fortgeschritten. Was in Bezug auf die Nutzung des geothermischen Potentials innerhalb eines Erlaubnis- oder Bewilligungsfeldes schon heute für die kommunalen Projekte zur Wärmeversorgung gilt, wird in naher Zukunft auch in der geothermalen Stromerzeugung umgesetzt. So ist vor allem im Süden von München mit einer starken Verdichtung von Bohrungen zu rechnen, solange die Wirtschaftlichkeit entsprechend dargestellt werden kann. Mit dem erarbeiteten Seismic-to-Production Workflow auf Basis eines fazies- und strukturorientierten Reservoirmodells bestehen nun erstmals in der hydrothermalen Geothermie die Voraussetzungen eines Reservoirmanagements, das eine optimierte und nachhaltige Nutzung des geothermischen Potentials ermöglicht. 3D-seismische Datensätze stellen hierfür die beste Eingangsdatenbasis dar. Als nächster Schritt wäre im Süden von München eine Vergrößerung der geothermischen Anlagenleistung von 50 MWel denkbar. Die dafür nötige thermische Energie könnte aus einem optimierten „Sondenfeld“, bestehend aus ca. 10-12 geothermischen Dublettenbohrungen, bereitgestellt werden. Bestehende Konzessionsfelder mit Größen zwischen 70-100 km² erscheinen nach überschlägigen Berechnungen für ein Projekt dieser Größenordnung ausreichend.

Trotz der neuen Erkenntnisse zur Geologie bleiben noch wichtige Fragen bezüglich der gegenseitigen Beeinflussung von Bohrungen ungeklärt. So wurden bisher in keinem Geothermieprojekt zwei Bohrungen mit einem geringen Abstand (< 2 km) auf einen nach 3D-Seismik aushaltenden Strukturbruch abgeteuft. Ob unter bestimmten Voraussetzungen daraus nicht doch eine starke hydraulische und damit auch rasche thermische Kommunikation zwischen den Bohrungen resultieren kann, ist nach heutiger Erkenntnis nicht auszuschließen. Hierzu wird es in naher Zukunft sehr wichtige neue Erkenntnisse geben, wenn Bohrprojekte mit geplanten Tripletten oder einer Doppel-Dublette abgeschlossen werden, da in diesen Projekten meist zwei Bohrungen das gleiche Störungssystem erschließen.

Durch die geplanten umfangreichen hydraulischen Förder- und Injektionsversuche sollte dann die Frage nach der Bedeutung der Störungssysteme am Gesamtsystem schrittweise geklärt werden.

Letztendlich ist aber auch das geothermische Potential in einem günstigen Gebiet wie dem Großraum München natürlich begrenzt und es stellt sich die Frage nach einer Übertragbarkeit der Ergebnisse des Forschungsvorhabens auf das gesamte Molassebecken oder sogar andere sedimentäre Becken mit potentieller hydrothormaler Nutzung weltweit. Hier gilt, dass die methodischen Ansätze zur Reservoircharakterisierung sowie ein Großteil des entwickelten Seismic-to-Production Workflows und die Erfahrungen zur Reservoirerschließung sowohl auf den Malm im westlichen und östlichen Molassebecken als auch auf andere karbonatische Tiefengrundwasserleiter weltweit angewendet werden können. Nur das hydrogeologische Modell als Basis für ein Reservoirmodell zur geothermischen Exploration wird als Produkt der regionalen geologischen Gegebenheiten natürlich stets mehr oder weniger große Unterschiede aufweisen.

12.2 Zukünftiger Forschungs- und Entwicklungsbedarf zur Reservoirgeologie

Für die tiefe Geothermie existiert aufgrund der fehlenden Erfahrungswerte aus 3D-seismischer Exploration noch kein statistischer Zusammenhang zwischen der Fündigkeit von Bohrungen und der Vorerkundung durch 2D- oder 3D-Seismik. Die langjährigen Erfahrungen aus dem Erdöl-Erdgassektor zeigen jedoch, dass von einer eindeutigen Minimierung des Fündigkeitsrisikos durch 3D-seismische Messungen im Vorfeld der Exploration auszugehen ist. Die Ergebnisse des Forschungsvorhabens haben eindeutig gezeigt, dass die lithofazielle Ausprägung des Malms einen entscheidenden Faktor für den Erfolg eines Projekts darstellt. Trotzdem steht deren Interpretation aus Seismik erst am Anfang, direkte Rückschlüsse auf die Durchlässigkeit im Malm aus seismischen Daten sind nach wie vor nicht möglich. Daraus lässt sich ein zukünftiger Forschungs- und Entwicklungsbedarf in speziellen Fachbereichen der Geologie und Geophysik ableiten. Geologische Ansätze liegen hier z.B. in der seismischen Sequenzstratigraphie oder auch vertiefenden Analogiestudien im Aufschluss. Im Rahmen des vorgestellten Forschungsvorhabens hat sich außerdem herausgestellt, dass auf Basis neuer Bohrrdaten an grundlegende Forschungsarbeiten zur Diagenese der Malmkarbonate (z.B. LIEDMANN, 1992; REINHOLD, 1996) angeknüpft werden sollte. Viele Fragen zur Dolomitgenese im tiefen Untergrund sind hier noch ungeklärt. Dafür sind z.B. detaillierte Analysen an Bohrklein nötig, die in dieser Form nur von Universitäten oder Forschungsinstituten geleistet werden können. Auch ein Verständnis für die Mechanismen der (Tiefen-)Verkarstung erfordert weitere Forschungsarbeit.

Um aus der Seismik möglichst direkt auf petrophysikalische Eigenschaften des Malms schließen zu können, ist in Zukunft die Verknüpfung von vertieftem geophysikalischem Know-how in Kombination mit dem speziellen Wissen zur Hydrogeologie nötig. Geeignete Attributanalysen könnten hier möglicherweise den Schlüssel zu besseren Aussagen zur Permeabilität im Malm liefern. Es zeigt sich oftmals, dass in Bezug auf Seismik und Attributanalysen zwar ein großes Wissen in verschiedenen geowissenschaftlichen Instituten und Firmen vorhanden ist, diese aber nicht ausreichend vernetzt sind und eine Zusammenführung mit der geologischen und hydrogeologischen Expertise nur ansatzweise vorhanden ist.

Aus der unter Abschnitt 12.1 beschriebenen intensivierten Nutzung des geothermischen Potentials in günstigen Regionen wie dem Großraum München ergibt sich ein weiterer Forschungs- und Entwicklungsbedarf im Bereich des Reservoirmanagements. In einem laufenden Forschungsvorhaben der Fa. Erdwerk GmbH werden hierfür konzeptionelle Modelle zur Sensitivitätsanalyse der Geometrien der aktuellen Reservoirmodellvorstellungen

erstellt, die in einem weiteren Schritt der Erschließungsoptimierung des Reservoirs dienen sollen.

Um bisher ungeklärte Fragen der Grundwasserzirkulation und der regionalen Reservoircharakteristik im Bereich des West- und Ostmolassebeckens, aber auch im Hinblick auf spezielle „Ausreißer“ wie dem Geothermieprojekt Pullach im Großraum München, klären zu können, sollte zukünftig wieder ein verstärkter Fokus auf isotonhydrochemische Analysen gelegt werden. Darüber hinaus sind weitere hydrochemische Analysen aus aktuellen und zukünftig geplanten Bohrungen zur Charakteristik des Reservoirs bezüglich der Ca/Mg-Verhältnisse und der damit verbundenen Dolomitierungs- bzw. Dedolomitierungsprozesse erforderlich. Auch geochemische Analysen des Reservoirgesteins im Hinblick auf Wasser-Gestein-Wechselwirkungen können einen wesentlichen Beitrag zum besseren Verständnis der Tiefengrundwasserzirkulation liefern. Eine hydrogeochemische Modellierung der Wasser-Gestein-Wechselwirkungen und des Stoffumsatzes dient der Validierung der maßgeblichen Prozesse, deren Kenntnis für eine nachhaltige geothermische Nutzung des Malmaquifers notwendig ist. So lassen sich auch Scaling- und Korrosionsprozesse prognostizieren sowie die Einflüsse der Reinjektionsmaßnahmen auf die Grundwasserbeschaffenheit besser beurteilen. Diese zukünftigen Untersuchungen erlauben eine Bewertung und Prognose der technischen Risiken im Verlauf der Förderung und Reinjektion hydrothermalen Tiefenwässers. Sie dienen der Bewirtschaftung von Thermalwasservorkommen unter dem Aspekt einer nachhaltigen Nutzung. Die Verknüpfung von Hydrogeochemie und Hydrodynamik ist die Grundlage für ein hydrogeologisches Modell des gesamten bayerischen Molassebeckens.

Seitens der FU Berlin, Arbeitsbereich Hydrogeologie, wurde hierzu bereits eine Projektskizze eingereicht.

Aus den aktuellen Fragestellungen ergibt sich, dass in Zukunft Grundlagenforschung zwar weiterhin ihren Platz in der Geothermie einnehmen muss, das Hauptaugenmerk aber auf projektbegleitende Forschungsarbeiten unter Einbezug der ausführenden Firmen gelegt werden sollte. Nur so können die notwendigen Bohr- und Seismikdaten schnell, kostengünstig und ohne Wissenstransferverlust der Forschung und Entwicklung zugeführt werden. Zudem wird gewährleistet, dass die neuesten Erfahrungen und Entwicklungen der verschiedenen Firmen, die im Bereich der tiefengeothermischen Erschließung tätig sind, möglichst zeitnah in die Forschungsvorhaben einfließen.

12.3 Literatur

LIEDMANN, W. (1992): Diagenetische Entwicklung süddeutscher Malmkarbonate (unter Berücksichtigung Lumineszenz- petrographischer, fluid inclusion und geochemischer Untersuchungsmethoden). - Diss. Univ. Heidelberg: 307 S.

REINHOLD, C. (1996): Prozesse und Produkte komplexer Diagenese-Sequenzen in süddeutschen Malm- Karbonaten: Die oberjurassische Massenkalk - und Bankfazies bei Geislingen/Steige (Oxford/Kimmeridge, Östliche Schwäbische Alb). - Diss. Univ. Berlin, 255 S.

13 Publikationen

13.1 Veröffentlichungen in Zeitschriften

- 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., Berlin, **39**, ¾, 291-308.
- BÖHM, F., KOCH, R., HÖFERLE, R. & BAASCH R. (2010): Der Malm in der Geothermiebohrung Pullach Th2 - Faziesanalysen aus Spülproben (München, S-Deutschland). – Geol. Bl. NO-Bayern, 60, 17-49, 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 des Malmaquifers (Östliches Molasse-Becken, Malm δ - ζ ; Süddeutschland) – Z. geol. Wiss., 39, 117-157, Berlin.
- BÖHM, F., SAVVATIS, A., STEINER, U., SCHNEIDER, M. & KOCH, R. (2012): Lithofazielle Reservoircharakterisierung zur geothermischen Nutzung des Malm im Großraum München. – Grundwasser; Berlin (DOI: 10.1007/s00767-012-0202-4).
- MAYR, C., NIESSNER, R., BAUMANN, T. (in Vorber.): Hydrochemistry and the hydrogen sulfide generating processes in the Malm aquifer, Bavarian Molasse Basin, Germany.- Chemical Geology, (eingereicht: 6. Juni 2011), S. 1-36.

13.2 Vorträge und Poster

- BIRNER, J., THOMAS, L. & SCHNEIDER, M. (2010): Hydrochemische Charakterisierung der Tiefengrundwässer aus dem Malmaquifer im süddeutschen Molassebecken.- Geothermiekongress (DGK) in Karlsruhe (17.11. – 19.11.2010).
- BIRNER, J., THOMAS, L., WINKLER, A., PEKDEGER, A. & SCHNEIDER, M. (2010): Hydrochemische Typisierung der Grundwässer aus dem Malmaquifer des süddeutschen Molassebeckens.- Tagung der Fachsektion Hydrogeologie in der DGG (FH-DGG) in Tübingen (12.05.-16.05.2010).
- BÖHM, F. (2009): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des Süddeutschen Molassebeckens. – Vortrag am Tag der offenen Tür im Bergamt Südbayern: 19 S.
- BÖHM F., SAVVATIS A., STEINER U. (2010): Thermische Charakterisierung des Malms im Großraum München in Hinblick auf Fördertemperaturprognosen.- Geothermiekongress (DGK) in Karlsruhe (17.11. – 19.11.2010).

- BÖHM F., SAVVATIS A., STEINER U. (2011): Lithofazielle Reservoircharakterisierung als Schlüssel zur geothermischen Nutzung im Großraum München.- Geothermiekongress (DGK) in Bochum (15.11. – 17.11.2011).
- MAYR, C., NIESSNER, R. & BAUMANN, T. (2009): Schwefelwasserstoff im Tiefengrundwasser des Malmaquifers im Voralpenland, Der Geothermiekongress 2009, 17.-19.11.2009, Bochum.
- MAYR, C., NIESSNER, R. & BAUMANN, T. (2009): Gasförmiger Schwefel im Thermalwasser, Anakon 2009, 17.-20.3.2009, Berlin.
- MAYR, C., NIESSNER, R. & BAUMANN, T. (2010): Geothermie im Voralpenland - Eine Herausforderung für die Wasserchemie? , Wasser 2010, 10.-12.5.2010, Bayreuth.
- MAYR, C., NIESSNER, R. & BAUMANN, T. (2010): Untersuchung der Isotopen ^{34}S , ^{18}O und ^2H im Thermalwasser des Malmaquifers im Grossraum München, FH-DGG Tagung 2010, 12.-16.5.2010, Tübingen.
- MAYR, C., BAUMANN, T. & NIESSNER, R. (2010): Die möglichen Auswirkungen von Schwefelwasserstoff im Tiefengrundwasser des Malms auf die Geothermie.- Geothermiekongress (DGK) in Karlsruhe (17.11. – 19.11.2010).
- MAYR, C., NIESSNER, R. & BAUMANN, T. (2011): Hydrochemische Charakterisierung einer untypischen Thermalwasserbohrung, Wasser 2011, 30.5.-1.6.2011, Norderney.
- MAYR, C., NIESSNER, R. & BAUMANN, T. (2011): Die Isotope ^{34}S , ^{18}O und ^2H als Indikatoren für die Genese von Tiefenwässern im Bayerischen Molassebecken, Anakon 2011, 22.-25.3.2011, Zürich.
- SCHNEIDER, M., SCHUBERT, A., BAUMANN, T., BÖHM, F., STEINER, U., MAYR, C. & Kofahl, C. (2008): Vorstellung eines aktuellen Forschungsvorhabens zur Charakterisierung tiefer Grundwasserfließsysteme für geothermale Energie am Beispiel des Malmaquifers im süddeutschen Molassebecken, Geothermiekongress 2008, 11.-13.11.2008, Karlsruhe.
- SCHNEIDER, M., SCHUBERT, A., BAUMANN, T., BÖHM, F., STEINER, U. MAYR, C. (2009): Vorstellung eines aktuellen Forschungsvorhabens zur hydrogeologischen Charakterisierung des Malm als tiefer Grundwasserleiter.- Geothermiekongress (DGK) in Bochum (17.11. – 19.11.2009).
- SCHNEIDER, M., SCHUBERT, A., BAUMANN, T., BÖHM, F., STEINER, U. & MAYR, C. (2009): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur Charakterisierung tiefer Grundwasserfließsysteme – Ein aktuelles Forschungsvorhaben am Beispiel des Malm-Grundwasserleiters im Süddeutschen Molassebecken. – Der Geothermiekongress 2009, 5 S., Bochum (Poster).
- SCHUBERT, A. SAVVATIS, A., BÖHM F. & STAHL, L. (2010): Reservoirmanagement und Betriebssicherheit. – Der Geothermiekongress 2010; 11 S.; Karlsruhe

STEINER, U., BÖHM, F. & SAVVATIS, A. (2010): Characterizing deep groundwater flow systems used for geothermal energy supply in the Molasse Basin (South Germany). – 1st European Geothermal PhD-Day 2010. Poster presentation.

STEINER, U. & BÖHM, F. (2011): Lithofacies and Structure Signatures of ImageLogs in Carbonates and their Implications for Reservoir Characterisation in Southern Germany. – 1st Sustainable Earth Sciences Conference & Exhibition, 8-11 November 2011, Valencia, Spain. Extended Abstract.

STEINER, U., ELSNER, M., SCHUBERT, A., SCHNEIDER, M. (2011): Exposition Times and Karstification Signatures of the Malm-Aquifer in Southern Germany and their Implications for Reservoir Characterisation - Fragile Earth Congress Munich, DGG.

STEINER, U., BÖHM, F., SAVVATIS, A. & SCHNEIDER, M. (2011): Strukturgeologie und Zuflüsse in Geothermiebohrungen des Malm im Großraum München.- Geothermiekongress (DGK) in Bochum (15.11. – 17.11.2011).

13.3 Berichte

ERDWERK (2008): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens.- 1. Zwischenbericht, München (unveröff.).

ERDWERK (2009): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens.- 2. Zwischenbericht, München (unveröff.).

ERDWERK (2009): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens.- 3. Zwischenbericht, München (unveröff.).

ERDWERK (2010): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens.- 4. Zwischenbericht, München (unveröff.).

ERDWERK (2010): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens.- 5. Zwischenbericht, München (unveröff.).

- ERDWERK (2011): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens.- 6. Zwischenbericht, München (unveröff.).
- ERDWERK (2011): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens.- 7. Zwischenbericht, München (unveröff.).
- ERDWERK (2012): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens.- 8. Zwischenbericht, München (unveröff.).
- KOCH, R. (2010a): Untersuchung von Kernmaterial der Bohrung Moosburg-4 (1103m - 1157m), Unterkreide (Purbeck) – Malm und Dogger: Fazielle und stratigraphische Analyse und Diskussion der Poroperm Charakteristika.- GeoZentrum Nordbayern, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg (unveröff.).
- KOCH, R. (2010b): Untersuchung von Bohrkern der Bohrung Kirchstockach GT 1: Fazielle und stratigraphische Analyse und Diskussion der Poroperm Charakteristika.- GeoZentrum Nordbayern, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg (unveröff.).
- KOCH, R. (2010c): Untersuchung von Bohrkern der Bohrung Unterföhring Th-1: Fazielle und stratigraphische Analyse und Diskussion der Poroperm Charakteristika.- GeoZentrum Nordbayern, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg (unveröff.).
- KOCH, R. (2010d): Untersuchung von Bohrkern der Bohrung Dürrnhaar GT 1: Fazielle und stratigraphische Analyse und Diskussion der Poroperm Charakteristika.- GeoZentrum Nordbayern, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg (unveröff.).
- KOCH, R. (2010e): Untersuchung von Bohrkern der Bohrung Kirchstockach GT 2: Fazielle und stratigraphische Analyse und Diskussion der Poroperm Charakteristika.- GeoZentrum Nordbayern, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg (unveröff.).
- MAYRHOFER, C., NIESSNER, R. & BAUMANN, T. (2011): Bewertung der Grundwässer des Malmgrundwasserleiters des süddeutschen Molassebeckens mit Hilfe hydrochemischer Methoden – Endbericht.- TU München (unveröff.).
- SCHNEIDER, M. (2008): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens.- 1. Zwischenbericht, FU Berlin (unveröff.).

- SCHNEIDER, M. (2009): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens.- 2. Zwischenbericht, FU Berlin (unveröff.).
- SCHNEIDER, M. (2009): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens.- 3. Zwischenbericht, FU Berlin (unveröff.).
- SCHNEIDER, M. (2010): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens.- 4. Zwischenbericht, FU Berlin (unveröff.).
- SCHNEIDER, M. (2010): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens.- 5. Zwischenbericht, FU Berlin (unveröff.).
- SCHNEIDER, M. & THOMAS, L. (2011): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens.- 6. Zwischenbericht, FU Berlin (unveröff.).
- SCHNEIDER, M. & THOMAS, L. (2011): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens.- 7. Zwischenbericht, FU Berlin (unveröff.).
- SCHNEIDER, M. & THOMAS, L. (2012): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens.- 8. Zwischenbericht, FU Berlin (unveröff.).

13.4 Masterarbeiten

- APPETZ, B. (2011): Bestimmung geohydraulischer Parameter an Karbonaten des Oberjura mittels Durchlässigkeits- und Markierungsversuchen.- Masterarbeit FU-Berlin (unveröff.), 93 S..
- DIAZ, S. (2011): Numerisches Strömungsmodell des Malmaquifers im süddeutschen Molassebecken.- Masterarbeit FU-Berlin (unveröff.), 75 S..

- JÄNICKE, D. (2012): Untersuchung des elektrischen Widerstands an Bohrkernen der Forschungsbohrung Moosburg SC4 zur Porositäts- und Permeabilitätsabschätzung.- Masterarbeit, FU Berlin, 82 S. (unveröff.).
- KÜHNE, A.-K. (2011): Korrelation von Porosität und Permeabilität an Kernmaterial aus dem Oberjura (Malm) der Bohrung Moosburg SC IV, Bayern.- Masterarbeit FU-Berlin (unveröff.), 95 S..
- RÖPER, T. (2010): Sedimentpetrologische Analyse und Erstellung eines hydrogeologischen Modells anhand des Bohrkerns KM-89 der Forschungsbohrung Moosburg SC IV, Bayern.- Masterarbeit FU-Berlin (unveröff.), 74 S..

Anhang

Anlage A.1: Angewandte Analysemethoden mit Bestimmungsgrenzen

Die angegebenen Bestimmungsgrenzen beziehen sich auf Standardproben und können im Einzelfall in Abhängigkeit von der Matrix nach oben oder unten abweichen.

Parameter	Methode	Bestimmungsgrenze
Aluminium	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 309,3 nm, Flamme oder Graphitofen	1,0 µg/L
Ammonium direkt	photometrische Bestimmung des Ammonium-Stickstoffes mit Natriumdichlorisocyanurat und Natriumsalicylat nach DIN 38406-E5-1	40,0 µg/L
Anionische Tenside	photometrische Bestimmung anionischer Tenside mittels Methylenblau nach DIN 38406-H23-1	20,0 µg/L
Antimon	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 217,6 nm in der Luft-Acetylen-Flamme	0,5 µg/L
Arsen	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie nach der Hydrid- Technik nach DIN 38405-D-18	0,1 µg/L
Barium	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 553,6 nm, Flamme oder Graphitofen	1,0 µg/L
Basenkapazität	maßanalytische Bestimmung mit Natronlauge nach DIN 38409-H7-2-2	-
Beryllium	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 234,9 nm, Flamme oder Graphitofen	0,3 µg/L
Blei	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 283,3 nm in der Luft-Acetylenflamme nach DIN 38406-E6-1	0,3 µg/L

Borsäure	photometrische Bestimmung mit AzomethinH	0,25 mg/L
Bromid	Bestimmung mittels Ionenchromatographie nach DIN 38405-D-20 und DIN 38405-D-19	0,10 mg/L
Cadmium	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 228,8 nm in der Luft-Acetylen-Flamme nach DIN 38406-E-19-1 und DIN 38406-E-19-2	0,2 µg/L
Calcium	a) Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie nach DIN 38406-E-3-1 b) komplexometrische Bestimmung mittels EDTA-Lösung nach DIN 38406-E-3-2	2,0 mg/L
Chlorid	a) Bestimmung mittels Ionenchromatographie nach DIN 38405-D-20 b) maßanalytische Bestimmung mit Quecksilber-II-Nitrat-Lösung	a) 0,10 mg/L b) 1 mg/L
Chrom	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 357,9 nm, Flamme oder Graphitofen, nach DIN 38406-E-10-1 und DIN 38406-E-10-2	0,3 µg/L
Cyanid	Bestimmung mit Barbitursäure-Pyridin	4 µg/L
Eisen	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 248,3 nm, Flamme bzw. Graphitofen	20 µg/L bzw. 0,5 µg/L
Elektrische Leitfähigkeit	Messung mit geeigneter Leitfähigkeitselektrode nach DIN 38404-C-8	10 µS/cm
Fluorid	Bestimmung mittels Ionenchromatographie nach DIN 38405-D-19	0,10 mg/L

Gesamt- α -Aktivität	Messung mit Proportionaldurchflußzählrohr: Messung der Probe nach Eindampfen auf einer Messschale	0,3 Bq/L
Halogenierte Kohlenwasserstoffe	Bestimmung der Summe von Tetrachlorkohlenstoff, Dichlormethan, 1,1,1- Trichlorethan, Trichlorethen, Tetrachlorethen, Chloroform, Dibromchlormethan, Bromdichlormethan und Bromoform mittels Gaschromatographie unter Anwendung der dynamischen Headspace- Technik in Anlehnung an DIN 38407-F-5	je Stoff 0,5 µg/L ausser Dichlor- methan: 2 µg/L Dichlor- ethen: 1 µg/L Dichlor- ethan: 1 µg/L
Härte	Berechnung aus Calcium und Magnesium gemäß DIN 38409- H-6	-
Hydrogen-carbonat	maßanalytische Bestimmung mit Salz-säure gegen Farbindikation nach DIN 38409-H-7-1 und DIN 38409-H-7-2	3,0 mg/L
Inertgase H ₂ , N ₂ , O ₂ , CO ₂ , CO	gaschromatografische Bestimmung mittels WLD (Wärmeleitfähigkeitsdetektor)	0,01-0,1 vol%
Iodid	a) direkte Bestimmung mittels Iodid-ionensensitiver Elektrode b) maßanalytische Bestimmung mit Natriumthiosulfat nach SOUCI, S.W. und K.E. QUENTIN (1969) in „Handbuch der Lebensmittelchemie“ Band VII, Teil 2 c) Bestimmung mittels Ionenchromatographie nach DIN 38405-D-19	a) 0,05 mg/L b) 0,10 mg/L c) 0,50 mg/L
Kalium	Flammenphotometrische Bestimmung mit der Luft-Acetylen-Flamme nach DIN 38406-E-13	0,5 mg/L

Kieselsäure	a) Bestimmung des Siliciums mittels Atomabsorptions-spektroskopie bei 251,5 nm, Flamme oder Graphitofen b) photometrische Bestimmung mit Ammoniummolybdat nach SOUCI, S.W. und K.E. QUENTIN (1969) in „Handbuch der Lebensmittelchemie“ Band VII, Teil 2	0,1 mg/L
Kjehldahl-Stickstoff	Bestimmung des organisch gebundenen Stickstoffes nach Aufschluß nach DEV H 11	0,01 mg/L
Kobalt	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 240,7 nm in der Luft-Acetylen-Flamme, nach DIN 38406-E-24-1 und DIN 38406-E-24-2	0,3 µg/L
Kohlenstoffdioxid	maßanalytische Bestimmung mit Natronlauge gegen Farbindikation nach DIN 38409-H-7-22 und Berechnung nach DEV D 8	30 mg/L
Kohlenwasserstoffe	gaschromatografische Bestimmung mittels FID (Flammenionisationsdetektor)	1 mg/L
Kupfer	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 324,8 nm, Flamme oder Graphitofen, nach DIN 38406-E-7 -1 und DIN 38406-E-7 -2	0,3 µg/L
Lithium	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 670,8 nm, Flamme oder Graphitofen	1,0 µg/L
Magnesium	a) Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie nach DIN 38406- E-3-1 b) Berechnung nach komplexometrischer Bestimmung der Summe Calcium/Magnesium nach DIN 38406-E-3-3	1,0 mg/L
Mangan	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 279,5 nm, Flamme oder Graphitofen	0,2 µg/L

mit Chloroform extrahierbare Stoffe	Extraktion von unpolaren und schwachpolaren schwerflüchtigen Kohlenwasserstoffen nach QUENTIN,K.-E., „Ursprüngliche Reinheits-Anforderungen und Kriterien nach der neuen Mineral- und Tafelwasserverordnung“, Z. Wasser-Abwasser-Forsch. 18, 36-40 (1985)	10 µg/L
mit Petrolether extrahierbare Stoffe	Extraktion von unpolaren schwerflüchtigen Kohlenwasserstoffen nach QUENTIN,K.-E., „Ursprüngliche Reinheits-Anforderungen und Kriterien nach der neuen Mineral- und Tafelwasser-verordnung“, Z. Wasser-Abwasser-Forsch. 18, 36-40 (1985)	100 µg/L
Molybdän	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 313 nm in der Luft-Acetylen-Flamme	0,5 µg/L
Natrium	Flammenphotometrische Bestimmung mit der Luft-Acetylen-Flamme nach DIN 38406-E-14	1,0 mg/L
Nickel	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 232 nm in der Luft-Acetylen-Flamme nach DIN 38406-E-11-1 und DIN 38406-E-11-2	1,0 µg/L
Nitrat	a) direkte photometrische Bestimmung bei 210 nm (nach Navone), Journal American Water Works Association, Vol. 56, Nr. 6, June 1964 b) Bestimmung mittels Ionenchromatographie nach DIN 38405-D-20	a) 0,10 mg/L b) 0,10 mg/L
Nitrit	a) photometrische Bestimmung mit a-Naphtylamin nach EN 2 677 und ISO 677 b) Bestimmung mittels Ionenchromatographie nach DIN 38405-D-20	a) 0,005 mg/L b) 0,10 mg/L

Oxidierbarkeit	Bestimmung des Permanganat-Indexes nach 1 mg/L DIN 38404-H-5	
Pestizide	Gaschromatografische Bestimmung von Atrazin, Desethyl-atrazin, Desethanterbuthylazin, Desisopropylatrazin, Propazin, Sebuthylazin, Simazin, Terbuthylazin nach DIN 38407-F-12	je Stoff 10 ng/L
Phenol-Index	spektralphotometrische Bestimmung des Phenol-Indexes nach Anreicherung nach DIN 38409-H16-1	0,5 µg/L
Phosphat	a) photometrische Bestimmung mit Ammoniummolybdat nach DIN 38405- D-11-1 und DIN 38405-D-11-2 (Extraktion) b) Bestimmung mittels Ionenchromatographie nach DIN 38405-D-19	0,10 mg/L
pH-Wert	elektrometrische Bestimmung mit der pH- Elektrode nach DIN 38404-C-5	-
Polycyclische aromatische Kohlen- wasserstoffe	Hochdruckflüssigkeitschromatographie unter der Anwendung der Fluoreszenzdetektion in Anlehnung an DIN 38407-F-8	je Stoff 1 ng/L
Quecksilber	Bestimmung des Gesamtquecksilbers mittels Atomabsorptionsspektroskopie nach photochemischem Aufschluß mittels UV- Bestrahlung nach DIN 38406-E-12	0,30 µg/L
Radium-226	α-Spektrometrie: Messung über Po-218 durch elektrostatische Abscheidung	0,01 Bq/L
Radium-228	Gammapektrometrie: Messung über Ac- 228 nach chemischer Abtrennung des Radiums	0,04 Bq/L
Radon	a) Messung mit einem Germanium-Gamma- Spektrometer nach vorheriger Anreicherung an Aktivkohle b) Messung in der Ionisationskammer	37 Bq/L
Redox- Spannung	elektrometrische Messung nach DIN 38404-C-6	-

Rubidium	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 780 nm, Flamme oder Graphitofen	1,0 µg/L
Sauerstoff	a) maßanalytische Bestimmung nach WINKLER nach EN 25813 (ISO 5813) b) elektrometrisches Verfahren mit der Sauerstoffelektrode nach EN 25814 (ISO 5814)	a) 0,10 mg/L b) 0,10 mg/L
Säurekapa- zität	maßanalytische Bestimmung mit Salzsäure - nach DIN 38409-H-7-1-2	-
Selen	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 196,0 nm, nach der Hydritmethode	0,3 µg/L
Silber	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 328,1 nm, in der Luft-Acetylen-Flamme nach DIN 38406-E-21	0,3 µg/L
Strontium	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 460,7 nm, Flamme oder Graphitofen	1,0 µ/L
Sulfat	a) Bestimmung mittels Ionenchromatographie nach DIN 38405-D-19 b) nephelometrische Bestimmung mit Bariumchlorid nach REGNET, W. und K.- E. QUENTIN, Z. Wasser-Abwasser- Forsch., 14 (1981), Nr. 3 S.- 106-108 c) gravimetrische Bestimmung mit Bariumsulfat nach DIN 38405-D-5-2	a) 0,10 mg/L b,c) 1 mg/L
Sulfid bzw. gelöster Schwefel- wasserstoff	photometrische Bestimmung als Sulfidschwefel nach DEV-D-7, Ausgabe 1975	0,04 mg/L

Thallium	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 276,8 nm in der Luft-Acetylen-Flamme nach Anreicherung nach DIN 38406-E-21	0,3 µg/L
TOC	Bestimmung des gesamten Kohlenstoffes nach DIN 38409- H-4-1	0,10 mg/L
Tritium	Flüssigszintillationszähler, Direkt-messung im Großvolumenzähler oder nach elektrolytischer Anreicherung	0,1-0,2 Bq/L
Uran	photometrische Bestimmung mit Arsenazo- III nach Anreicherung an Cellulose-Hyphan	1 µg/L
Vanadin	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie, Flamme oder Graphitofen	1,0 µg/L
Zink	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 213,9 nm in Luft- Acetylenflamme nach DIN 38406-E-8-1 und DIN 38406-E-8-2	0,2 µg/L
Zinn	Bestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie bei 224,6 nm, Flamme oder Graphitofen.	0.5 µg/L

Anlage A.2: Eingabedatei der PhreecC-Modellierung – Quantifizierung des Entgasungsdrucks

TITLE Quantifizierung des Entgasungsdrucks

SOLUTION 1
units mg/L

temp 84.1
pH 6.41
pe -2.11
Na 127.2
K 17.1
Ca 36.9
Mg 6.58
Fe 0.11
Mn 0.00182
F 2.91
Cl 135.75
N(5) 0.21 as NO3-
S(6) 5.47 as SO4-2
S(-2) 4.95
Alkalinity 254 as HCO3-

EQUILIBRIUM_PHASES
CO2(g) 10 0.0015
CH4(g) 10 0.0005
N2(g) 10 0.00075

Vergleich der Kennparameter
pH 6.41 6.4447e+00 5.4122e-03
HCO3- 254 2.4905e+02 -1.9482e-02

Zusammensetzung der Gasphase ohne Wasser
CO2 58.8 5.9682e-01
H2S 0.3 5.6539e-03
CH4 14.9 1.4513e-01
O2 0 1. 7120e-57
N2 25.7 2.5240e-01
Normvolumen (ohne H2O) 62 6.2538e+01 mL
Normvol. ges. 130 1.5206e+02 mL

Anlage A.3 Eingabedatei der PhreecC-Modellierung – Modellierung des Malmwassers

TITLE Simulation Wässer Beckenzentrum durch Ca-Mg-Einfluss von
Ingolstädter Wasser und Mix mit obereozänen
Infiltrationswässern

```
SOLUTION 1
units mg/L
temp 80
Ca      44
K       26
Na      2445
C(4)    3280
S(6)    97
Cl      1419
EQUILIBRIUM_PHASES 1
Calcite  0 10
Dolomite 0 10
Strontianite 0      0.000005
Celestite  0      0.000005
Quartz     0
Illite     0      0.000005
Kaolinite  0      0.000005
Pyrite     0
Anhydrite  0      0.00015
Albite     0      0.00018
SAVE SOLUTION 1
END
SOLUTION 2
temp 80
units mg/L
pe 2.59
pH 7.26 charge
Na      4.72
K       1.33
Ca      89.66
Mg      33.5
Cl      2.2
S(6)    23.05
C(4)    421.3
Sr       0.5
Ba       0.08
N(5)    0.2
F        0.15
EQUILIBRIUM_PHASES 2
Calcite  0 10
Dolomite 0 10
Strontianite 0      0.000005
Celestite  0      0.000005
```

```

Quartz      0
Illite      0      0.000005
Kaolinite   0      0.000005
Pyrite      0
Anhydrite   0      0.00015
Albite      0      0.00018
SAVE SOLUTION 2
END
MIX 3
1 4
2 96
REACTION_TEMPERATURE
120  #alternativ 80
SELECTED_OUTPUT
-reset false
-file modell.csv
-totals  Na K Ca Mg Cl S(6) C(4)
-pH
-pe
-temperature

```