

**Hydrogeologisches Modell des Malmaquifers
im Süddeutschen Molassebecken**

*Hydrogeological model of the Malm aquifer
in the South German Molasse Basin*

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades
Doctor rerum naturalium
(Dr. rer. nat.)
des Fachbereiches Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Johannes Birner

Berlin, 2013

1. Gutachter:

Prof. Dr. Michael Schneider

Freie Universität Berlin

Fachbereich Geowissenschaften

Institut für Geologische Wissenschaften

2. Gutachterin:

Prof. Dr. Ingrid Stober

Albert-Ludwigs-Universität Freiburg

Fakultät für Umwelt und Natürliche Ressourcen

Institut für Geowissenschaften

Tag der Disputation:

07. Juni 2013

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde an der Freien Universität Berlin (FUB) im Rahmen der Forschungsvorhaben „GeotIS - Aufbau eines Geothermischen Informationssystems für Deutschland“ (BMU; FKZ: 0327542) und „Geothermische Charakterisierung von karstig-klüftigen Aquiferen im Großraum München“ (BMU; FKZ: 032501) sowie des Projektes „Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des Süddeutschen Molassebeckens“ (BMU; FKZ: 0327671A) durchgeführt. Alle Projekte wurden durch das Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) finanziert.

Die beiden erstgenannten Arbeiten entstanden in Kooperation mit dem Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU) in Augsburg unter Leitung des Leibniz-Instituts für Angewandte Geophysik (LIAG) in Hannover. Die Forschungsarbeiten des dritten Projektes erfolgten unter Leitung der Freien Universität Berlin in Kooperation mit der Firma Erdwerk GmbH in München.

Wissenschaftlich wurden die Arbeiten von Herrn Prof. Dr. Michael Schneider und dem leider viel zu früh verstorbenen Herrn Prof. Dr. Asaf Pekdeger betreut. Die Bereitstellung der Daten erfolgte durch Herrn Dr. Thomas Fritzer vom Bayerischen Landesamt für Umwelt. Die Laborarbeiten wurden in den Einrichtungen der Freien Universität Berlin durchgeführt.

Die zentralen Kapitel dieser Arbeit wurden in Form von Artikeln in Fachzeitschriften mit externen Gutachtern publiziert. Jedes dieser Kapitel ist eine eigenständige wissenschaftliche Arbeit, welche neben der verwendeten Methodik, den Ergebnissen und der Diskussion auch eine Einleitung und eine Kurzfassung beinhaltet. Die den Kapiteln zugrunde liegenden Veröffentlichungen und der jeweilige eigene wissenschaftliche Beitrag zu den genannten Artikeln werden nachfolgend dargestellt:

Kapitel 2: BIRNER, J., MAYR, C., THOMAS, L., SCHNEIDER, M., BAUMANN, T. & WINKLER, A. (2011): Hydrochemie und Genese der tiefen Grundwässer im bayerischen Teil des Süddeutschen Molassebeckens.- Z. geol. Wiss., **39**/3-4: 291-308.

Als Erstautor war ich für die inhaltliche Konzeption der Publikation, die Erstellung von Karten, Abbildungen und Tabellen sowie für die Literaturrecherche verantwortlich. Die von mir vorgenommene Typisierung der Wässer und Interpretation der Genese basiert auf einer Recherche, Auswertung und Interpretation bereits existierender hydrochemischer Analysen. Das Kapitel über hydrogeothermisch relevante Parameter wurde von den Koautoren Christina Mayr und Priv. Doz. Dr. Thomas Baumann von der TU München sowie von Dr. Lutz Thomas und Dr. Andreas Winkler von der FU Berlin beigesteuert.

Kapitel 3: 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., **39/2**: 117-157.

Mein Beitrag zu dieser Publikation ist Kapitel 3.5, welches sich mit der Bedeutung der Matrixpermeabilität für die potenzielle Produktivität der Bohrung Moosburg SC4 beschäftigt. Durch die Kenntnis der Matrixpermeabilität ist es wiederum möglich, Aussagen über den Zustrom von Thermalwasser über Klüfte und Poren in einer Tiefbohrung vorzunehmen. Die Überlegungen basieren auf den von mir ausgewerteten hydraulischen Testdaten und petrophysikalischer Labormessungen an den Bohrkernen der Bohrung Moosburg SC4.

Kapitel 4: BIRNER, J., FRITZER, T., JODOCY, M., SAVVATIS, A., SCHNEIDER, M. & STOBER, I. (2012): Hydraulische Eigenschaften des Malmaquifers im Süddeutschen Molassebecken und ihre Bedeutung für die geothermische Erschließung.- Z. geol. Wiss., **40/2-3**: 133-156.

In dieser Publikation war ich neben der inhaltlichen Konzeption für die Literatur- und Datenrecherche sowie für die Datenaufbereitung und Auswertung der hydraulischen Tests im bayerischen Teil des Molassebeckens zuständig. Zur Datenaufbereitung wurde, wenn erforderlich, die von Alexandros Savvatis in seiner Diplomarbeit erarbeitete Methodik zur Korrektur des Temperatureinflusses verwendet. Des Weiteren wurden von mir in Zusammenarbeit mit Herrn Dr. Thomas Fritzer vom Landesamt für Umwelt alle Karten und Abbildungen erstellt, welche den bayerischen Teil betreffen. Zentraler Bestandteil dieser Veröffentlichung ist die von mir vorgenommene Interpretation der hydraulischen Durchlässigkeit als Folge der paläohydrologischen Entwicklung des Molassebeckens. Das baden-württembergische Teilgebiet wurde von Frau Prof. Dr. Ingrid Stober und Herrn Marco Jodocy vom Regierungspräsidium Freiburg bearbeitet.

Kurzfassung

Der Malmaquifer im Süddeutschen Molassebecken ist aufgrund von Grundwassertemperaturen von über 100 °C und einer vergleichsweise hohen Wasserführung einer der bedeutendsten Thermalwasserhorizonte in Mitteleuropa. Die vorliegende Dissertation behandelt die hydraulische und hydrogeochemische Charakterisierung des Aquifers im Hinblick auf eine Verringerung des Fündigkeitsrisikos geothermischer Bohrungen. Ziel dieser Arbeit ist das Studium der Prozesse, welche die Grundwasserdynamik sowie den Stofftransport im tiefen Untergrund der Molasse steuern, um daraus Aussagen zur Wasserführung des Gesteinsverbandes und der Qualität des Thermalwassers ableiten zu können.

Im Rahmen einer ersten Studie werden Hydrochemie und Genese des Thermalwassers auf Basis von Analysen aus 140 Bohrungen untersucht. Anhand der Hauptinhaltsstoffe können 6 Wassertypen ausgewiesen werden, welche es ermöglichen, die hydrochemische Evolution der Malmwässer nachzuvollziehen. Südlich der Grundwasserneubildungsgebiete in der Schwäbischen und Fränkischen Alb sind gering mineralisierte Ca-(Mg)-HCO₃-Wässer anzutreffen. Ihre $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Isotopensignaturen weisen auf eine Neubildung unter rezenten Klimabedingungen hin. In Richtung Süden mischen sich diese Wässer mit infiltrierenden Ionenaustauschwässern aus dem Tertiär zu Na-Ca-Mg-HCO₃-Wässern. Mit zunehmender Tiefenlage steigt durch den Eintrag von Na-Cl-Wässern aus dem Hangenden allmählich die Gesamtmineralisation an. Die Zuckeringung ist aber im Vergleich zum Wasserumsatz im Malm gering, weshalb auch in großen Tiefen unterhalb der salinaren Tertiärabfolgen überwiegend Süßwässer des Na-Ca-HCO₃-Cl-Typs angetroffen werden, deren Isotopensignaturen auf eine Neubildung unter kälteren Klimabedingungen hindeuten. Das Kristallin des Landshut-Neuöttinger Hochs stellt nicht nur hydraulisch eine Barriere dar, sondern fungiert auch hydrochemisch als Grenze zu den Na-HCO₃-Cl-Wässern des Niederbayerischen Beckens. Im nordöstlichen Becken lässt sich eine vierte Gruppe (Na-Cl-HCO₃) von Wässern ausweisen, deren Hydrochemie durch einen Zustrom von Tiefenwässern aus dem Kristallin des Bayerischen Waldes geprägt ist. Eine Sonderstellung nehmen die hoch mineralisierten Wässer im südwestlichen Becken ein. Es handelt sich hierbei um Na-Cl-HCO₃-Wässer mit zum Teil erhöhten Kohlenwasserstoff-Anteilen, deren Herkunft nicht eindeutig geklärt werden kann. Die Eignung der Wässer für eine geothermische Nutzung wird anhand einer exemplarischen Modellierung der hydrochemischen Prozesse in einer geothermischen Dublette aufgezeigt. Korrosion und Scaling werden im Malmaquifer maßgeblich durch die Schwefelwasserstoffkonzentrationen sowie die Druck- und Temperaturbedingungen innerhalb der Anlage gesteuert.

Im zweiten Teil dieser Arbeit wird der Einfluss der Lithofazies auf die Ergiebigkeit der Bohrung Moosburg SC4 untersucht, welche im Jahr 1990 auf eine Endteufe von 1585,20 m niedergebracht wurde. Das Purbeck (M = 134 m) und der Malm (M = 453 m) wurden hierbei durchgehend gekernt. Die fazielle Entwicklung wird anhand von 31 Dünnschliffen von der Basis des Malm bis zur Unterkreide beschrieben. Der Schwerpunkt liegt auf dem tafelbankigen Dolomit des Malm Delta bis Zeta 2, der im Vergleich zu Aufschlüssen in der Nördlichen und Südlichen Frankenalb diskutiert wird. Die Größe und Morphologie der verschiedenen Dolomit-Typen sowie die Gesamtporosität (18 Proben) und die Luft-Permeabilität (Hasslerzelle; 36 Plugs) werden ermittelt.

Die Mächtigkeiten der nutzbaren Einheiten mit wechselnden petrophysikalischen Eigenschaften betragen etwa 106 m für den Malm Delta und Epsilon, 37 m innerhalb des Malm Zeta 1 und 61 m innerhalb des Malm Zeta 2. Die ermittelten Porositäten bewegen sich zwischen $\ll 1\%$ und $17,1\%$. Die Permeabilitäten sind durch Interkristallporen zwischen den Dolomitkristallen bedingt (Matrixpermeabilität) und streuen von $0,03$ mD bis zu 63 mD. Größe, Morphologie und Verzahnung der Dolomitkristalle steuern die Permeabilität. Im Malm Delta-Epsilon weisen Dolomite fein-, mittel- bis grobkristalline, hypidiomorphe und idiomorphe Kristalle (bis $300\ \mu\text{m}$) und Permeabilitäten von bis zu 63 mD auf. In den Einheiten mit höherem Anteil an Nichtkarbonaten (Tone; höheres Gamma-Log) sind dagegen überwiegend xenomorphe bis hypidiomorphe Dolomitkristalle bis $100\ \mu\text{m}$ Größe anzutreffen, und die Permeabilitäten liegen im Bereich von $0,03$ bis $0,26$ mD. Sehr poröse Zonen (bis $17,1\%$) im Malm Zeta 1 bestehen aus idiomorphen Kristallen ($20\text{-}70\ \mu\text{m}$), die ein loses Kristallgefüge bilden und eine vergleichsweise hohe Permeabilität ($6,5$ und 46 mD) aufweisen.

Basierend auf den ermittelten Permeabilitäten von $0,03$ mD bis 63 mD berechnen sich unter Reservoirbedingungen (Temp. = $77\ ^\circ\text{C}$; $c = 650\ \text{mg/l}$) in der Bohrung Moosburg SC4 „Matrixproduktivitäten“ von ca. $8 \cdot 10^{-6}$ bis $1,6 \cdot 10^{-2}\ \text{l}/(\text{s} \cdot \text{bar})$ für eine 1 m lange Bohrlochstrecke im Bereich der tafelbankigen Dolomite. Hypothetisch lässt sich aus der maximalen Matrixproduktivität bezogen auf die gesamte Mächtigkeit der dolomitischen Einheiten von 236 m ein Matrixproduktivitätsindex von $3,8\ \text{l}/(\text{s} \cdot \text{bar})$ berechnen. Vergleicht man diesen hypothetischen Maximalwert mit der aus Testdaten berechneten Gesamtproduktivität der Bohrung von $5,4\ \text{l}/(\text{s} \cdot \text{bar})$, so wird deutlich, dass selbst unter diesen Bedingungen nur 70% der Zuflüsse über die Matrix erfolgen würden. Die ermittelten Matrixpermeabilitäten liegen aber zum Großteil weit unterhalb des Maximalwerts. Daraus lässt sich ableiten, dass die wesentlichen Zuflüsse in der Bohrung Moosburg SC4 aus geklüfteten und verkarsteten Bereichen erfolgen.

An diese Ergebnisse knüpft die letzte Studie an, welche sich mit der hydraulischen Charakterisierung des Malmaquifers auf Grundlage von Pumpversuchen und Drucktests aus 98 Bohrungen beschäftigt. Viele Tests können hierbei erstmalig durch die Entwicklung eines Verfahrens zur Korrektur der Standrohrspiegelhöhen thermisch beeinflusster Pumpversuchsdaten ausgewertet werden. Auf Basis der ausgewerteten Testdaten und Informationen zu Spülungsverlusten in Kombination mit einer detaillierten Analyse der paläo-hydrogeographischen Entwicklung des Molassebeckens wird eine Karte der Gebirgsdurchlässigkeit (T/H) im Malmaquifer erstellt. Entsprechend der intensiven Verkarstung werden die höchsten Gebirgsdurchlässigkeiten von über $10^{-4}\ \text{m/s}$ am nördlichen Beckenrand und im Süden des Niederbayerischen Beckens ermittelt. T/H-Werte von $10^{-5}\ \text{m/s}$ sind charakteristisch für die Bereiche südlich der Donau. Während die Durchlässigkeit westlich der Iller zur Helvetischen Fazies relativ schnell auf T/H-Werte $< 10^{-8}\ \text{m/s}$ abnimmt, finden sich Werte im Bereich von $T/H = 10^{-5}\ \text{m/s}$ im Wasserburger Trog bis in die Region von München. Ein möglicher Erklärungsansatz für die hohe Gebirgsdurchlässigkeit auch im tieferen Becken ist eine tiefgreifende Verkarstung der Südbayerischen Karbonatplattform während der Kreide im Senkungsgebiet des Wasserburger Trogs. Die Region München, mit einer tendenziellen Abnahme der Gebirgsdurchlässigkeit von Nordost ($T/H = 10^{-5}\ \text{m/s}$) nach Südwest ($T/H = 10^{-7}\ \text{m/s}$), stellt den Übergangsbereich zu den geringer durchlässigen Gebieten im Westen dar.

In der vorliegenden Arbeit werden die Ergebnisse aus der mehr als 80-jährigen Exploration des Malmaquifers im Molassebecken zusammenfassend dargestellt und erlauben einen umfassenden Einblick in die Hydraulik und Hydrochemie dieses Thermalsystems. Hierbei wird deutlich, dass es sich beim Malmaquifer um ein komplexes System aus Poren, Klüften und Karsthohlräumen handelt, welches sich aber im Beckenmaßstab in hydrostratigraphische Einheiten mit vergleichbaren Eigenschaften zusammenfassen lässt. Entsprechend der Grundwassertemperatur und Gebirgsdurchlässigkeit und nicht zuletzt wegen seiner Wasserbeschaffenheit kann der Malmaquifer im Süddeutschen Molassebecken als geothermischer Nutzhorizont mit sehr hohem Potenzial eingestuft werden, sowohl für die Gewinnung von thermischer Energie als auch für die Stromproduktion.

Abstract

The Malm aquifer in southern Germany is one of the country's most important geothermal reservoirs due to groundwater temperatures exceeding 100 °C and a high-flow regime. This thesis deals with the hydraulic and hydrochemical characterization of the Malm aquifer with regard to a minimization of the exploration risk of geothermal boreholes. The aim of this study is the analysis of processes that control groundwater dynamics and mass transport in the deep molasse in order to derive information on the flow regime and the groundwater quality of the aquifer.

Within the scope of a first study, the hydrochemical conditions as well as the groundwater evolution are investigated based on the analysis of data obtained from 140 wells. As a result of major ion analyses, 6 hydrochemical water types are distinguished in the aquifer. In the northern part of the aquifer a Ca-(Mg)-HCO₃ water type occurs. These groundwaters are characterized by low mineralization and isotopic signatures indicating a recharge under recent climate conditions. Towards the central basin the Na-Ca-Mg-HCO₃ water type (IIa) is common and implies the influence of ion exchange processes and an increase of the total mineralization due to NaCl-waters leaking out of the overlying Tertiary formations. However, this infiltration volume is low compared to the groundwater exchange rates in the Malm aquifer. Therefore, the Na-Ca-HCO₃-Cl water type (IIb) is still dominating in deeper parts of the aquifer. Their stable isotope signatures reflect colder climate conditions during recharge. The crystalline basement of the "Landshut-Neuöttinger Hoch" acts as a hydraulic barrier as well as a hydrochemical boundary to the Na-HCO₃-Cl-waters in the Lower Bavarian Basin. A fourth water type (Na-HCO₃-Cl) is detected in the northeastern basin, which is characterized by low earth alkali/alkali ratios combined with a high mineralization. Here, Na-Cl-HCO₃ water indicates the inflow of deep groundwaters from the crystalline basement of the Bavarian Forest (Bayerischer Wald). Special attention is paid to the less permeable rocks in the southwestern part of the Molasse Basin, where highly mineralized Na-Cl-HCO₃ formation waters dominate with occasionally increased hydrocarbon concentrations of still unknown origin.

In order to determine the applicability of these waters for geothermal exploitation, a hydrogeochemical model is developed. The model results indicate that high concentrations of hydrosulphide as well as certain pressure and temperature conditions significantly promote mineral precipitation and corrosion in a geothermal binary cycle.

The second part of this thesis examines the lithofacial influence on the productivity of the Moosburg SC4 well. The well was drilled in 1990 to a final depth of 1585.20 m. Purbeck (134 m) and Malm (453 m) were cored completely. The facial development is described based on 31 thin-sections of core samples obtained from the Malm basis to the Lowermost Cretaceous. The main focus is on the thick-bedded dolomites of the Malm Delta to Zeta 2, which are compared to outcrops in the Northern and Southern Franconian Alb, respectively. Size and morphology of the various dolomite types as well as the total porosity (18 samples) and permeability are analyzed. The thicknesses of the exploitable units with varying petrophysical characteristics are about 106 m for Malm Delta-Epsilon, 37 m for Malm Zeta 1 and 61 m for Malm Zeta 2. Porosities vary between << 1 % and 17.1 %. The permeability is caused by intercrystalline pores between dolomite crystals (matrix permeability) and varies between 0.03 and 63 mD. Size, morphology and interlocking of the dolomite crystals control the permeability. Fine-, medium- and coarse-crystalline, hypidiomorphic to idiomorphic dolomite

crystals (up to 300 μm in size) of the Malm Delta-Epsilon exhibit permeabilities of up to 63 mD. In contrast, units with a higher content of non-carbonates (clay; higher gamma log) are mainly composed of xenomorphic to hypidiomorphic dolomite crystals up to 100 μm in size and reveal permeabilities between 0.03 and 0.26 mD. Highly porous zones (up to 17.1 %) in the Malm Zeta 1 consist of idiomorphic crystals (20-70 μm), which form a loose, open crystal texture with a comparatively high permeability (6.5 mD and 46 mD). Based on the determined permeabilities of 0.03 mD to 63 mD, matrix productivities of $8 \cdot 10^{-6}$ to $1.6 \cdot 10^{-2}$ l/(s·bar) are calculated under reservoir conditions (Temp. = 77 °C, TDS = 650 mg/l) for a 1 m thick interval in the well-bedded dolomite zone of the Moosburg SC4 well. Hypothetically, a matrix productivity index of 3.8 l/(s·bar) can be calculated from the maximum matrix productivity in relation to the entire dolomite unit thickness of 236 m. When comparing this hypothetical value to the calculated total productivity of the well of 5.4 l/(s·bar), which was obtained from pumping test analyses, it becomes clear that even under these conditions only 70 % of the inflow is gained from the matrix. However, most of the determined matrix permeabilities are significantly smaller than the maximal value. This leads to the assumption, that fissured and karstified zones supply the most important inflow volume to the Moosburg SC4 well.

The third part of this thesis concentrates on the hydraulic characterization of the Malm aquifer based on pumping and drill-stem test data obtained from 98 wells. The analysis of thermally affected pumping test data requires the development of a method to adjust measured hydraulic heads, which enables a first interpretation of the pressure regime of many tests. Based on the interpretation of the hydraulic test data, information on mud losses as well as a detailed analysis of the paleohydrogeographic development, a map of the regional hydraulic conductivity distribution in the Malm aquifer is generated. Due to intensive karstification, the highest permeabilities of up to 10^{-4} m/s occur along the northern border of the basin and on the southern rim of the Lower Bavarian Basin. Hydraulic conductivities of 10^{-5} m/s characterize the karstified regions south of the river Danube. While west of the river Iller the permeability is rapidly decreasing in southern direction towards the Helvetic facies ($< 10^{-8}$ m/s), values of $T/H = 10^{-5}$ m/s extend to the Greater Munich Area. The high conductivity in the deeper parts of the basin is probably caused by intensive karstification of the South German carbonate platform during the Cretaceous. The greater Munich area, which is characterized by decreasing permeabilities from $T/H = 10^{-5}$ m/s in the northeast to $T/H = 10^{-7}$ m/s in the southwest, represents the transition zone to less permeable areas in the west.

This thesis gives a concise overview on the results of more than 80 years of exploration of the Malm aquifer in the German Molasse Basin and provides a comprehensive insight into the hydraulic and hydrochemical conditions of this thermal system. It becomes apparent, that the Malm aquifer is a complex system consisting of pores, fractures and karst cavities, although on a larger basin scale, hydrostratigraphic units with similar characteristics can be combined. According to groundwater temperatures, hydraulic conductivities and hydrochemistry, the Malm aquifer in the South German Molasse Basin is a hydrogeothermal reservoir with a high potential for heat and electricity production.

Danksagung

Ein besonderer Dank geht an den Betreuer meiner Doktorarbeit, Herrn Prof. Dr. Michael Schneider, für sein persönliches Engagement und seinen wissenschaftlichen Beistand während der letzten Jahre.

Für seine anregenden Diskussionen und seine Begeisterung für die Wissenschaft, welche eine ständige Quelle für Inspirationen war, bleibe ich Herrn Prof. Dr. Asaf Pekdeger für immer dankbar.

Ein herzlicher Dank geht auch an Frau Prof. Dr. Ingrid Stober und Herrn Dr. Markus Wolfgramm für die zahlreichen fachlichen Gespräche über den Malmaquifer im Süddeutschen Molassebecken.

Des Weiteren danke ich Herrn Prof. Dr. Rüdiger Schulz vom Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik in Hannover und seinen Mitarbeitern, die mir stets Ansprechpartner waren und mich bei der Umsetzung der Forschungsarbeiten unterstützt haben.

Für die Bereitstellung der Daten und die Unterstützung bei der Datenrecherche, aber auch für seine überaus hilfreichen Diskussionen möchte ich mich bei Herrn Dr. Thomas Fritzer vom Landesamt für Umwelt bedanken.

Den Mitgliedern der Arbeitsgruppe Hydrogeologie der Freien Universität möchte ich für die inspirierende Arbeitsatmosphäre, die anregenden fachlichen Diskussionen, aber auch für die vielen schönen Abende und Kaffeepausen danken, die aus mir fast einen echten Berliner machten. Ein besonderer Dank geht an meine Kollegen Dr. Lutz Thomas, Dr. Christoph Sprenger und Dr. Gunnar Lorenzen für die kritische Durchsicht von Teilen dieser Arbeit.

Für die Korrektur der Orthografie und Grammatik dieser Arbeit seien Annemarie und Wolfgang Röper, Sarah Zapf, Hannelore Zdila sowie Kathrin Kerber herzlichst gedankt.

Für ihre grenzenlose Liebe und Geduld, aber auch für ihre Hilfe beim Layout und der Korrektur des Textes, bedanke ich mich bei meiner Freundin Tania Röper.

Und nicht zuletzt danke ich meinen Eltern Margarete und Johann Birner, die in jeglicher Hinsicht die Grundsteine für meinen Weg gelegt haben.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung.....	1
1.1	Problemstellung.....	1
1.2	Zielsetzung	2
1.3	Stand der Forschung.....	3
2	Hydrochemie und Genese der tiefen Grundwässer des Malmaquifers im bayerischen Teil des Süddeutschen Molassebeckens	5
2.1	Einleitung	5
2.2	Geologischer und hydrogeologischer Überblick	6
2.3	Hydrogeochemische Gliederung des Malmaquifers im Süddeutschen Molassebecken.....	8
2.3.1	Nördlicher Beckenrand	10
2.3.2	Zentrales Becken.....	11
2.3.3	Niederbayerisches Becken	14
2.3.4	Nordöstliches Becken.....	15
2.3.5	Südwestliches Becken und Landshut-Neuöttinger Hoch	16
2.4	Hydrochemische Evolution der Wässer im zentralen Becken.....	17
2.5	Hydrogeothermisch relevante Parameter.....	19
2.5.1	Scaling und Korrosion.....	19
2.5.2	Schwefelwasserstoff.....	20
2.5.3	Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht.....	21
2.5.4	Hydrogeochemische Modellierung am Beispiel eines Dublettenbetriebes	21
2.6	Diskussion und Schlussfolgerungen.....	23
3	Tafelbankiger Dolomit in der Kernbohrung Moosburg SC4: Ein Schlüssel zum Verständnis der Zuflussraten in Geothermiebohrungen (Östliches Molassebecken, Malm Delta-Zeta; Süddeutschland).....	24
3.1	Einleitung	24
3.2	Schwammrasenbänke im Malm der Südlichen und Nördlichen Frankenalb.....	26
3.3	Die Bohrung Moosburg SC4	31
3.3.1	Untersuchungsmaterial und Methoden.....	32
3.3.2	Kristallgrößen, Kristallmorphologie und petrophysikalische Kennwerte	33
3.3.3	Petrographische Beschreibung der Bohrung Moosburg SC4.....	33
3.4	Die tafelbankigen Dolomite des Malm Delta, Epsilon, Zeta 1 und Zeta 2 als potenzielle Träger für geothermische Wässer	40
3.5	Bedeutung der Matrixpermeabilität der Dolomite für die potenzielle Produktivität der Bohrung Moosburg SC4.....	45

4	Hydraulische Eigenschaften des Malmaquifers im Süddeutschen Molassebecken und ihre Bedeutung für die geothermische Erschließung.....	46
4.1	Einleitung	46
4.2	Geologischer und hydrogeologischer Überblick	47
4.3	Datengrundlage und Methodik	49
4.3.1	Datengrundlage	49
4.3.2	Korrektur des Temperatureinflusses	50
4.3.3	Auswerteverfahren	52
4.4	Pumpversuche im Malmaquifer.....	53
4.4.1	Forschungsbohrung Altdorf	53
4.4.2	Bad Buchau	55
4.5	Gebirgsdurchlässigkeit des Malmaquifers.....	56
4.5.1	Geohydraulische Kennwerte	56
4.5.2	Gebirgsdurchlässigkeit des Malmaquifers im Süddeutschen Molassebecken.....	57
4.5.3	Einfluss der paläogeographischen Entwicklung auf die Durchlässigkeitsverteilung im zentralen Becken	61
4.5.4	Gebirgsdurchlässigkeit des Malmaquifers im Großraum München.....	64
4.6	Diskussion der Hydrogeologie des Malmaquifers im Hinblick auf die geothermische Erschließung.....	66
5	Synthese und hydrogeologische Modellvorstellung des Malm.....	68
5.1	Vertikale Großeinheiten	70
5.2	Laterale Großeinheiten	72
5.2.1	Nördlicher Grundwasserleiterkomplex	72
5.2.2	Südlicher Grundwassergeringleiter	75
5.3	Offene Fragen und Ausblick	76
6	Literatur	78

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1:	Verbreitung des Malmaquifers und lithofazielle Gliederung des Oberjuras (Malm) nach MEYER & SCHMIDT-KALER (1996) im Süddeutschen Molassebecken (LNH = Kristallin des Landshut-Neuöttinger Hochs); Rot markiert ist die Lage der Bohrungen Moosburg SC3 (Punkt) und SC4 (Quadrat).....	7
Abb. 2:	Korrelation von Gebirgsdurchlässigkeit und Gesamtlösungsinhalt (TDS) im Malmaquifer. Hydraulisch gering leitende Gesteine mit Gebirgsdurchlässigkeiten $T/H < 10^{-6}$ m/s korrelieren mit hohen Lösungsinhalten. Hydraulisch aktive Bereiche kennzeichnen T/H -Werte $> 10^{-6}$ m/s und Gesamtmineralisationen $< 1,5$ g/l. Die Wässer östlich des Landshut-Neuöttinger Hochs (LNH) haben im Vergleich zu den Grundwässern westlich davon einen erhöhten Gesamtlösungsinhalt.....	8
Abb. 3:	Kationen- und Anionenverhältnisse (Piper-Diagramm) der Grundwässer aus den Karbonaten des Oberjuras im Süddeutschen Molassebecken; Es werden sechs hydrochemische Faziesbereiche unterschieden.....	9
Abb. 4:	Verbreitung der hydrochemischen Wassertypen im überdeckten Oberjura des Süddeutschen Molassebeckens (bayerischer Teil). Die Pfeile stehen für mögliche hydrochemische Entwicklungspfade. Die hydrochemische Abgrenzung (gestrichelte Linie) zwischen den Einheiten IIa und IIb entspricht in ihrem Verlauf weitestgehend der Grundwasserscheide nach FRISCH & HUBER (2000).....	10
Abb. 5:	Schoeller-Plots der Ionenäquivalentkonzentrationen von Wasserproben aus dem Malmaquifer. A) Mittlere Äquivalentkonzentrationen der einzelnen hydrochemischen Faziesbereiche des Malmaquifers; B) Äquivalentkonzentrationen von Wässern des zentralen Beckens. Die fett gedruckte durchgezogene Linie entspricht einer Probe aus dem nördlichen Beckenrand, welche in etwa die mittleren Äquivalentkonzentrationen der Wasseranalysen aus 98 Bohrungen repräsentiert; C) Äquivalentkonzentrationsverteilung im Niederbayerischen und nordöstlichen Becken; D) Äquivalentkonzentrationen der Wässer aus dem südwestlichen Becken.....	13
Abb. 6:	Erdalkali-Alkali Anreicherungsplot; Links oben finden sich erdalkalische Wässer mit einem Überschuss an Calcium und Magnesium gegen Hydrogenkarbonat und Sulfat. Rechts unten liegen Alkaliwässer mit einem Überschuss an Natrium und Kalium gegen Chlorid, wie sie für den Malmaquifer typisch sind.....	14
Abb. 7:	$\delta^2\text{H}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Grundwässer des Malmaquifers basierend auf Daten von WEISE et al. (1991) und im Rahmen des Projektes GeotIS recherchierten Daten. A) Die Wässer der tertiären Einheiten und des südwestlichen Beckens zeigen eine signifikante Anreicherung an ^{18}O und ^2H ; B) Warm- und kaltzeitlich neugebildete Grundwässer des Malmaquifers.....	15
Abb. 8:	Hydrochemische Evolution der Wässer im Malmaquifer. Aus den hangenden tertiären Einheiten treten im nördlichen Bereich Ionenaustauschwässer in den Malmaquifer über und vermischen sich mit den oberflächennahen Grundwässern des nördlichen Beckenrandes. Im südlichen Abschnitt infiltrieren in geringem Maße hoch mineralisierte Tiefenwässer aus den tertiären Einheiten und prägen den Chemismus der Thermalwässer im Malm.....	18
Abb. 9:	A) Box-Whisker-Plot der Gasmengen in ml/l. Die Messwerte sind jeweils auf Atmosphärendruck 1,013 hPa und eine Temperatur von 273,15 K korrigiert; B) Box-Whisker-Plot der H_2S -Konzentrationen im Quellgas in $\mu\text{mol/l}$	21
Abb. 10:	Faziesschema und Gliederung des Malm der Südlichen Frankenalb (verändert nach MEYER & SCHMIDT-KALER 1984). Der Bereich des Übergangs von der Massenfazies zu dazwischen befindlichem Biostromkalk/-dolomit (Schwammrasen) und Bankkalk ist im Rechteck markiert.....	27
Abb. 11:	Faziesverteilung im Malm Delta 4 und Epsilon 2 in der Südlichen Frankenalb nach MEYER & SCHMIDT-KALER (1984).....	28

Abb. 12:	Ostteil des großen Dolomitbruchs östlich vom Bahnhof Eichstätt. Im östlichen Bereich ist der Übergang vom massigen Riffdolomit in die östlich anschließende Schwammrasenfazies aufgeschlossen (verändert nach MEYER & SCHMIDT-KALER 1984; Wandhöhe ca. 80 m).	29
Abb. 13:	Heutige Situation im großen Dolomitbruch östlich vom Bahnhof Eichstätt (Fotos R. Koch 2010). A) Massiger Dolomit („Riff“) des Malm Delta und Epsilon überlagert von dünnbankigem Dolomit (Malm Epsilon) und Plattendolomit des Malm Zeta 1 (Wandhöhe ca. 60 m). Der östlich anschließende dickbankige Dolomit (B; Wandhöhe ca. 12 m) weist zahlreiche Kieselknollen und Löcher auf (C; Bildbreite ca. 60 cm)	29
Abb. 14:	A) Geologischer Schnitt entlang der Püttlach von Behringersmühle nach Pottenstein. Östlich von Behringersmühle verlässt das Püttlachtal das Wiesentriff und ist in horizontal gegliederten, dicktafelbankigen Dolomit des Malm Delta eingeschnitten. Die ebene Hochfläche darüber wird von den dünnen, kieselknollenreichen Dolomitbänken des Malm Epsilon gebildet. Unter dem Schloss von Pottenstein steigen die Dolomitbänke zu einem weiteren Riffgürtel nach Osten an (aus MEYER & SCHMIDT-KALER 1992). B) Beispiel eines ungeschichteten Massendolomits am Rodenstein am Walberla bei Forchheim (Wandhöhe ca. 30 m; Foto R. Koch 2009). C) Tafelbankiger Dolomit an den Bärenschluchtwänden im Püttlachtal (Wandhöhe ca. 30 m; Foto R. Koch 2010)	30
Abb. 15:	Lage von Moosburg zwischen München und Landshut sowie weitere Ortschaften, in deren Umgebung Bohrungen auf Kohlenwasserstoffe und/oder im Rahmen von Geothermieprojekten abgeteuft wurden.....	31
Abb. 16:	Faziesschnitt durch den Malm von Anzing über Erding nach Moosburg und Gifthal mit Massenkalk-Komplexen, dazwischen befindlichen Schwammrasenbänken im Malm Delta und Epsilon sowie Beckenfazies im Malm Zeta (aus MEYER 1994).....	32
Abb. 17:	Lithologische Beschreibung und stratigraphische Untergliederung der Kernstrecke Purbeck-Malm-Dogger in der Bohrung Moosburg SC4 nach MEYER (1994). Ferner sind die untersuchten Proben (Kernmarsch – KM), das Gamma-Log und eine petrographische Kurzbeschreibung der Dünnschliffe aufgeführt.....	35
Abb. 18:	Die tafelbankige Dolomitfazies des Malm Delta bis Malm Zeta 2 stellt die hydrogeologisch interessante Schichtfolge in der Bohrung Moosburg SC4 dar. Lithologie und Beschreibung nach MEYER (1994); dargestellt sind ferner die Position der Proben verschiedener Kernmärsche, Gamma-Log, gesteinsphysikalische Kenndaten ausgewählter Proben, Morphologie und Größe der Dolomitkristalle, petrographische Beschreibung sowie lithologische Intervalle A – F und Grenzen	39
Abb. 19:	Charakteristische Kernabschnitte als repräsentative Beispiele für den „Sandwich-Aufbau“ der tafelbankigen Dolomite des Malm Delta, Epsilon, Zeta 1 und Zeta 2 in der Bohrung Moosburg SC4. A) KM 63: Feingebankter Dolomit an der Basis des Malm Zeta 2; B) KM 88: Löchriger Dolomit des Malm Epsilon; C) KM 96: Dolomit mit Lochreihen und Hornsteinknollen (Ho) des Malm Delta (Kerndurchmesser 8 cm)	41
Abb. 20:	Kristallgröße des Dolomits in Abhängigkeit vom Faziestyp des Ausgangssediments (aus LUCIA 1999, Seminole San Andreas reservoir, West Texas).....	42
Abb. 21:	Verbreitung des Malmaquifers im Süddeutschen Molassebecken mit Lage der zur hydraulischen Charakterisierung verwendeten Bohrungen (Stand 2011). Lithofazielle Gliederung der oberjurassischen Karbonate (Malm Delta 1 + 2; ki2) nach MEYER & SCHMIDT-KALER (1996).....	48
Abb. 22:	Zeit-Absenkungs-Diagramm des Pumpversuches vom 18.09.-23.09.2000 in der Forschungsbohrung Altdorf. Neben den gemessenen Standrohrspiegelhöhen und den korrigierten Werten (Modellwasser) sind auch die zur Korrektur verwendeten Temperaturverläufe am Auslauf und auf Höhe der Grundwasseroberfläche dargestellt; die Förderrate ist im unteren Abschnitt aufgetragen	54

Abb. 23: Auswertung der Absenkungsphase des Pumpversuches in der Forschungsbohrung Altdorf nach dem Verfahren von DOUGHERTY & BABU (1984). Kurvenanpassung an die korrigierten Absenkungsdaten (oben) und die Ableitung der Absenkungswerte nach BOURDET et al. (1989) für ein Ableitungsintervall von $L = 0,8$ einer log-Dekade (unten).....	55
Abb. 24: Auswertung des Pumpversuches Bad Buchau nach dem Verfahren von BERKALOFF (1967) bzw. COOPER & JACOB (1946).....	56
Abb. 25: Häufigkeitsverteilung der Gebirgsdurchlässigkeiten T/H [m/s] im Malmaquifer des Süddeutschen Molassebeckens. In die Statistik fließen T/H -Werte aus hydraulischen Tests in 98 Bohrungen ein (T = Transmissivität [m^2/s]; H = Teststreckenlänge). Einteilung nach DIN 18130-1.....	57
Abb. 26: Gebirgsdurchlässigkeiten T/H [m/s] des Malmaquifers im Süddeutschen Molassebecken, bezogen auf Reservoirtemperatur. Für nicht fündige Bohrungen ($n = 5$) wird ein $T/H \ll 10^{-7}$ m/s angesetzt.....	59
Abb. 27: Paläohydrologie des Süddeutschen Molassebeckens in der Kreide. Profilschnitt verändert nach LEMCKE (1974).....	63
Abb. 28: Häufigkeitsverteilungen der Gebirgsdurchlässigkeiten T/H des Malmaquifers im Großraum München basierend auf den Ergebnissen der Auswertung hydraulischer Testdaten aus 29 Bohrungen (T = Transmissivität [m^2/s]; H = Teststreckenlänge); Einteilung erfolgt nach DIN 18130-1.....	64
Abb. 29: Gebirgsdurchlässigkeiten T/H [m/s] und Transmissivitäten T [m^2/s^2] des Malmaquifers im Großraum München, bezogen auf Reservoirtemperatur. Die Platzierung der Symbole orientiert sich an der Lage des Landepunktes der Bohrungen auf der Oberfläche des Malm; die Klassifikation der Gebirgsdurchlässigkeit erfolgt nach DIN 18130-1.....	65
Abb. 30: Verbreitung der hydrochemischen Wassertypen im Malmaquifer des Süddeutschen Molassebeckens. Die hydrochemische Abgrenzung (gestrichelte Linie) zwischen den Wassertypen $Na-Ca-Mg-HCO_3$ und $Na-Ca-HCO_3-Cl$ entspricht in ihrem Verlauf weitestgehend der Grundwasserscheide nach FRISCH & HUBER (2000); Punktgröße abhängig vom Gesamtlösungsinhalt [mg/l].....	67
Abb. 31: Laterale Großeinheiten des Malm im Süddeutschen Molassebecken.....	68
Abb. 32: Vertikale Großeinheiten und hydrostratigraphische Gliederung des Malmaquifers.....	69
Abb. 33: Rundumsicht des Bohrkerns KM 89 mit einer Höhe von 13 cm und einem Durchmesser von 7,8 cm. Der Kern stammt aus einer Tiefe von 1396 m MD. Der fleckig beige, zuckerörnige Dolomit weist zahlreiche große Kavernen auf, wie sie für die sogenannte Lochfelsfazies/Frankendolomit charakteristisch sind. Weiß markiert ist ein Lösungshohlraum, der den Kern subhorizontal durchzieht.....	71

Tabellenverzeichnis

Tab. 1:	Konzentrationsbereiche [mg/l] der Hauptinhaltsstoffe in den sechs ausgewiesenen hydrochemischen Faziesbereichen.....	9
Tab. 2:	Stratigraphische Untergliederung der Malm-Folge in der Bohrung Moosburg SC4 nach MEYER (1994).....	31
Tab. 3:	Bezeichnung der Kristallgrößen authigener Bestandteile (Zement, Dolomit) nach FOLK (1962). x= vorhanden, xx= häufig, xxx= sehr häufig, xxxx= fast ausschließlich.	34
Tab. 4:	Beschreibung der Kernmärsche der Bohrung Moosburg SC4 nach MEYER (1994).....	36

Anlagen (vertraulich)

Anlage 1: Hydrochemische Analysen

Anlage 2: Geohydraulische Kennwerte

1 Einleitung

1.1 Problemstellung

Der Malmaquifer¹ im Süddeutschen Molassebecken zählt, wie die Sandsteinaquifere im Norddeutschen Becken und die Grundwasserleiter im Oberrheingraben, zu den bedeutendsten geothermischen Nutzhorizonten in Deutschland (SCHULZ 2009). Die Nutzung dieser thermalen Ressourcen zur Gewinnung von Wärme und Strom kann einen wichtigen Beitrag zu einem nachhaltigen und klimaneutralen Energiekonzept für die Zukunft liefern. Nicht zuletzt wegen der Einspeisevergütung durch das Erneuerbare-Energien-Gesetz (EEG) entwickelte sich in den letzten Jahren eine immer größere Nachfrage nach geothermischer Energie. Die Rahmenbedingungen für eine hydrogeothermische Nutzung des tiefen Untergrundes sind im südlichen Molassebecken generell erfüllt, da in einer entsprechenden Tiefe ein bis zu 600 m mächtiger Thermalwasserhorizont flächenhaft ausgebildet ist. Allerdings ist über die hydraulischen und hydrochemischen Eigenschaften dieses Aquifers bisher nur wenig bekannt und entsprechend hoch ist das Fündigkeitsrisiko, welches von SCHULZ et al. (2005) als das Risiko beschrieben wird, ein geothermisches Reservoir in einer nicht ausreichenden Quantität oder Qualität zu erschließen. Die Qualität wird dabei über die chemische Eignung des Thermalwassers zur geothermischen Nutzung definiert. Die Quantität basiert auf der thermischen Leistung, welche direkt von der Wassertemperatur und der Förderrate abhängig ist. Während die Temperatur im Untergrund vor allem von der regionalen Wärmestromdichte abhängig ist, also dem geothermischen Gradienten entsprechend über die Tiefenlage des Reservoirs bestimmt werden kann, gestaltet sich die Berechnung der Förderrate, welche in erster Linie von der Durchlässigkeit des Aquifers abhängt, deutlich komplexer. In karbonatischen Grundwasserleitern, wie dem Malmaquifer, wird die Durchlässigkeit des Reservoirs nicht nur von der faziellen Ausprägung der Karbonate und der Verteilung und Öffnungsweite der Klüfte oder Schichtfugen gesteuert, sondern auch von der diagenetischen Überprägung der Gesteinsmatrix sowie dem Auftreten und der hydraulischen Wirksamkeit von Verkarstungsprozessen (LUCIA 2007).

Ein zentrales Ziel der Forschung im Bereich der Hydrogeologie tiefer karbonatischer Grundwassersysteme im Hinblick auf eine Reduzierung des Fündigkeitsrisikos ist es daher, die Prozesse zu verstehen, welche die Grundwasserdynamik sowie den Stoff- und Wärmetransport im tiefen Untergrund steuern. Um den Einfluss von Lithofazies, Diagenese, Strukturgeologie und Verkarstung auf die hydrogeologischen Prozessabläufe zu quantifizieren, ist es erforderlich, multidisziplinäres Wissen zu kombinieren und die paläogeographische Entwicklung in die Interpretation mit einzubeziehen.

Hierzu ist es notwendig, die hydraulischen und hydrochemischen Parameter, welche im tiefen Malm nur punktuell an Bohrungen ermittelt werden können, in einen räumlichen Kontext zu stellen. Eine regionale Interpolation kann jedoch nur auf Basis einer Modellvorstellung erfolgen, welche alle beobachteten Punktinformationen in einen nachvollziehbaren Zusammenhang bringt und es ermöglicht, statistisch homogene Bereiche mit vergleichbaren Eigenschaften zu definieren.

¹ Der Begriff Aquifer wird in dieser Arbeit synonym für Grundwasserleiter verwendet.

1.2 Zielsetzung

Die wesentlichen Ziele dieser Arbeit können wie folgt beschrieben werden:

- Hydrochemische Typisierung des Thermalwassers im Malmaquifer basierend auf der Evaluierung vorhandener hydrochemischer Analysedaten
- Interpretation der Hydrogeochemie im Hinblick auf Genese und Herkunft des Tiefenwassers
- Entwicklung von einheitlichen Verfahren zur Aufbereitung hydraulischer Testdaten aus thermalen Grundwasserleitern
- Auswertung aller zur Verfügung stehenden hydraulischen Testdaten aus dem tiefen Malmaquifer und Ableitung einer regionalen Verteilung der Gebirgsdurchlässigkeit
- Quantifizierung des Einflusses von Porenraum, Klüften und Lösungshohlräumen auf die Ergiebigkeit geothermischer Bohrungen im Malmaquifer
- Entwicklung einer hydrogeologischen Modellvorstellung für den Malmaquifer im Molassebecken basierend auf den Ergebnissen der hydraulischen und hydrochemischen Arbeiten

Übergeordnet sollen die Erkenntnisse einen Beitrag zur Optimierung der Explorationsstrategie liefern und das wissenschaftliche Gesamtverständnis über den tiefen Untergrund des Molassebeckens erhöhen.

1.3 Stand der Forschung

Lithologie und Diagenese

Nach sedimentologischen und paläontologischen Untersuchungsergebnissen kann der süddeutsche Oberjura in die drei Großräume der Fränkischen, Schwäbischen und Helvetischen Fazies untergliedert werden (GWINNER 1976, WAGENPLAST 1972, ZIEGLER 1977, 1982, MEYER & SCHMIDT-KALER 1984, 1989, 1996). Der Untergrund der bayerischen Molasse wird von den bis zu 500 m mächtigen Massenkalken und den zwischengeschalteten Schicht- oder Bankkalken der Fränkischen Fazies aufgebaut (MEYER & SCHMIDT-KALER 1989, 1996). Innerhalb der Massenkalke lassen sich verschiedene Stadien diagenetischer Abfolgen erkennen, welche in zahlreichen Arbeiten beschrieben werden (LIEDMANN & KOCH 1990, LIEDMANN 1992, REINHOLD 1996, KOCH 1997, BÖHM et al. 2010, KOCH et al. 2010). Für die Gebiete südlich von München beschreiben WOLFGGRAMM et al. (2012) eine dreiphasige Diagenese mit einer marin-phreatischen Frühdiagenese, einer hydrothermalen Phase während einer flachen Versenkungsdiagenese und eine meteorische Verkarstungsdiagenese. Sowohl die lithofazielle Ausprägung des Ausgangsgesteins als auch die diagenetische Überprägung haben wiederum einen direkten Bezug zur Verkarstungsfähigkeit (LUCIA 2007). Während vor allem die dolomitisierten Bereiche der Massenfazies zur Verkarstung neigen, reagieren die Ablagerungen der Bankfazies nur in einem geringeren Maße auf Karbonatlösungsprozesse (STIER & PRESTEL 1991, KOCH 2010). Die wasserführenden Horizonte innerhalb des Malm finden sich daher vor allem in den dolomitisierten Massenkalken des Frankendolomits und der Lochfelsfazies im Westmolassebecken, da dort bereits diagenetische und tektonische Prozesse Wegsamkeiten für Fluide innerhalb des Kristallverbundes angelegt haben (ANDRES 1985, STOBER 1986).

Strukturgeologie

Neben diesen faziellen und diagenetischen Einflüssen werden der Wasserumsatz und die damit einhergehende Verkarstung von der Bruchtektonik gesteuert. Die strukturelle Entwicklung im Molassebecken lässt sich vereinfachend in eine saxonische Phase mit herzynisch (NW-SE) und eggisch (NNW-SSE) streichenden Extensionsbrüchen, vor allem im östlichen Becken, und eine alpidisch geprägte Phase mit alpenparallelen syn- und antithetischen Abschiebungen unterteilen (LEMCKE 1988). Ihre Entstehung ist im Zusammenhang mit der seit dem Obereozän wirksamen Flexur des Molassebeckens im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung zu sehen (BACHMANN et al. 1987, BERTLEFF 1986, JODOCY & STOBER 2009). Aufgrund des aktuellen Spannungsregimes mit N-S gerichteter Hauptspannungsachse werden diese Störungen lokal von sinistralen NE-SW streichenden Transtensions-/Transpressionsstörungen begleitet (REINECKER et al. 2010, WOLFGGRAMM et al. 2012). Ein hydraulisch bedeutendes Strukturelement des Molassebeckens bildet das NW-SE streichende Landshut-Neuöttinger Hoch (LNH) zusammen mit der sich südlich anschließenden Zentralen Schwellenzone. Diese kristalline Schwelle wird unmittelbar von tertiären Sedimenten überlagert und gliedert den Malmaquifer in das Niederbayerische Teilbecken im Osten und die Wasserburger Senke im Westen (LEMCKE 1976, 1988).

Hydrogeologie

Die ersten Arbeiten zur Grundwasserdynamik des Malmaquifers im Süddeutschen Molassebecken beruhen auf den Ergebnissen der Kohlenwasserstoffexploration in Süddeutschland. Die Autoren nahmen auf Basis von Druckmessungen im Malm und den hangenden Schichten eine Konstruktion der Grundwasserströmung vor (LEMCKE & TUNN 1956). LEMCKE (1976) beschreibt in seiner Synthese der Grundwasserverhältnisse im

Molassebecken als erster die hydraulische Abtrennung des Niederbayerischen Beckens durch das Landshut-Neuöttinger Hoch. Seit dieser Zeit wurde die Modellvorstellung zur Grundwasserdynamik ständig weiter entwickelt und um neue Erkenntnisse ergänzt (VILLINGER 1977, ANDRES & FRISCH 1981, ANDRES 1985, BERTLEFF 1986, BERTLEFF et al. 1988, STOBER & VILLINGER 1997, FRISCH & HUBER 2000, BERTLEFF & WATZEL 2002, WAGNER et al. 2009). Während die Grundwasserströmungsrichtungen in Baden-Württemberg weitgehend geklärt sind, ergeben sich auf Grundlage der Potenzialmessungen in aktuellen Geothermiebohrungen im südlichen Bayern neue Fragen bezüglich der Grundwasserfließrichtung westlich des Landshut-Neuöttinger Hochs. Während FRISCH & HUBER (2000) davon ausgehen, dass das Thermalwasser westlich der Kristallinschwelle von München in nordöstlicher Richtung in die Region Regensburg fließt, deuten die Grundwasserpotenziale aus den neuen Geothermiebohrungen im Umfeld von München auf ein SSE bis SE gerichtetes Grundwassergefälle westlich des Landshut-Neuöttinger Hochs hin (WAGNER et al. 2009). Der Grundwasserzufluss im Malmaquifer erfolgt über die Grundwasserneubildung im Bereich der Schwäbischen Alb und durch Zusickerung aus den hangenden Schichten des Tertiärs im nördlichen Molassebecken (BERTLEFF et al. 1988, FRISCH & HUBER 2000).

Über die Gebirgsdurchlässigkeit des Malmaquifers in Bayern liegen bisher überwiegend Informationen aus den Randbereichen des Beckens vor (u. a. FRISCH 1981, ANDRES 1985, PFAFF 1986, WEIB 1988, HARTMANN 1994, SCHULER & GÖDECKE 1998). Zwar wurden in der ersten umfassenden Auswertung und Interpretation der Durchlässigkeit des tieferen Malm im Molassebecken auf Basis von hydraulischen Testdaten durch STOBER (1991) auch die Bohrungen im Erdölfeld Arlesried und die Bohrung Schwabmünchen berücksichtigt, eine räumliche Verteilung der Durchlässigkeit erfolgte aber aufgrund der Datenlage nur für das westliche Becken. Hier nimmt die Durchlässigkeit von der Donau im Norden in südöstliche Richtung zum Übergangsbereich der Helvetischen Fazies hin ab. Diese Abnahme der Durchlässigkeit steht nach STOBER & VILLINGER (1997) im Zusammenhang mit dem Rückgang der Verkarstung nach Südosten. In Bayern differenzieren FRISCH & WERNER (1991) lediglich zwischen der Permeabilität von hoch durchlässigen Störungszonen und einer geringer leitfähigen Gesteinsmatrix.

Umfangreiche Arbeiten zur Hydrogeochemie der Malmwässer stammen von PRESTEL (1991). Allerdings lagen zu diesem Zeitpunkt nur wenige Analysen aus dem tiefen Becken vor. Wie bereits LEMCKE & TUNN (1956) feststellten, werden in weiten Teilen des bayerischen Molassebeckens im Malm Süßwässer angetroffen. Westlich und südwestlich von München finden sich Thermalwässer mit signifikant erhöhten Leitfähigkeiten (PRESTEL 1991, STOYKE et al. 2006).

2 Hydrochemie und Genese der tiefen Grundwässer des Malmaquifers im bayerischen Teil des Süddeutschen Molassebeckens

2.1 Einleitung

Im Rahmen des Projektes GeotIS (Geothermisches Informationssystem für Deutschland – BMU FKZ: 0327542) unter Leitung des Leibniz-Instituts für Angewandte Geophysik (LIAG, ehemals GGA) in Hannover wurden in den Jahren 2006 bis 2009 in Kooperation mit dem Bayerischen Landesamt für Umwelt hydrochemische Analysen aus 31 Bohrungen im bayerischen Teil des Molassebeckens vom Arbeitsbereich Hydrogeologie der Freien Universität Berlin recherchiert, evaluiert und ausgewertet. Ziel des Projektes war der Aufbau einer Datenbank mit Informationen, die für die geothermische Exploration tiefer Grundwassersysteme relevant sind und somit eine wichtige Planungsgrundlage für die Verringerung des geologischen Fündigkeitsrisikos geothermischer Bohrungen darstellen (SCHULZ 2009). Neben dem quantitativen Fündigkeitsrisiko spielt die hydrochemische Beschaffenheit der Thermalwässer eine bedeutende Rolle bei der Nutzung geothermischer Ressourcen (SCHULZ et al. 2007).

Der Malmaquifer im Süddeutschen Molassebecken ist seit Jahren das Ziel intensiver geothermischer Erschließung. Die seit den 1990er Jahren abgeteuften Bohrungen, vor allem im Großraum München, ermöglichen erstmals eine detaillierte Beschreibung der hydrogeochemischen Verhältnisse im südlichen Bereich des zentralen Teils des Molassebeckens. Umfangreiche Arbeiten zur Hydrogeochemie und Dynamik des gesamten Molassebeckens wurden bereits in den 1980er Jahren durchgeführt („Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarsts im Süddeutschen Molassebecken“, BMFT FKZ: 03 E 6240 A/B). Um einen umfassenden Überblick über die regionalen Verhältnisse zu ermöglichen, werden die in der Arbeit von PRESTEL (1991) präsentierten Daten in diese Arbeit mit eingebunden. Insgesamt stehen somit Analysen von 140 Lokalitäten aus dem Malmaquifer zur Verfügung. Lagen aus einer Bohrung mehrere Untersuchungen vor, wurde die repräsentativste Probe ausgewählt. Auswahlkriterien waren der Zeitpunkt der Probenahme, wobei eine Beprobung während des laufenden Förderbetriebes als besonders repräsentativ eingestuft wird, sowie ein geringer Fehler in der Ionenbilanz. Analysen mit einem Ionenbilanzfehler $> 5\%$ wurden generell nicht berücksichtigt.

Die Sicherheit und Materialbeständigkeit geothermischer Anlagen wird innerhalb eines aktuell vom Bundesumweltministerium geförderten Forschungsvorhabens (BMU FKZ: 0327671A) untersucht. Hierbei wird die hydrochemische Zusammensetzung des genutzten Tiefengrundwassers charakterisiert. Ein Schwerpunkt der Untersuchungen sind die Materialbeständigkeit und die Sicherheit einer Geothermieanlage. Dabei sind die Bildung einer freien Gasphase und die Konzentration von Schwefelwasserstoff im Thermalwasser von besonderem Interesse. Während des Betriebes einer hydrogeothermischen Anlage sind des Weiteren mögliche Mineralausfällungen zu betrachten, die vor allem durch Druck- und Temperaturveränderungen im Fördersystem auftreten können. Bei den Tiefenwässern aus dem Malmaquifer spielt eine mögliche Ausfällung karbonatischer Mineralphasen durch eine Veränderung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts eine besondere Rolle. Ein Monitoring der relevanten hydrochemischen Parameter im laufenden Förderbetrieb, verbunden mit einer thermodynamischen Modellierung, trägt wesentlich dazu bei, Prozesse frühzeitig zu erkennen, die den wirtschaftlichen Betrieb einer derartigen Anlage beeinträchtigen können.

2.2 Geologischer und hydrogeologischer Überblick

Potenziell 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 Masse 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 aufgrund des Fehlens jurassischer Sedimente 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. 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 Böhmisches 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 Helvetische 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. 1). Im Südwesten markiert die Helvetische Fazies den Übergang des Schwäbischen Mergelbeckens in das pelagische Helvetische Becken (SELG & WAGENPLAST 1990). Innerhalb der Riffplattformen lassen sich zwei Lithofaziestypen ausweisen: Die Schicht- oder Normalfazies mit den für 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).

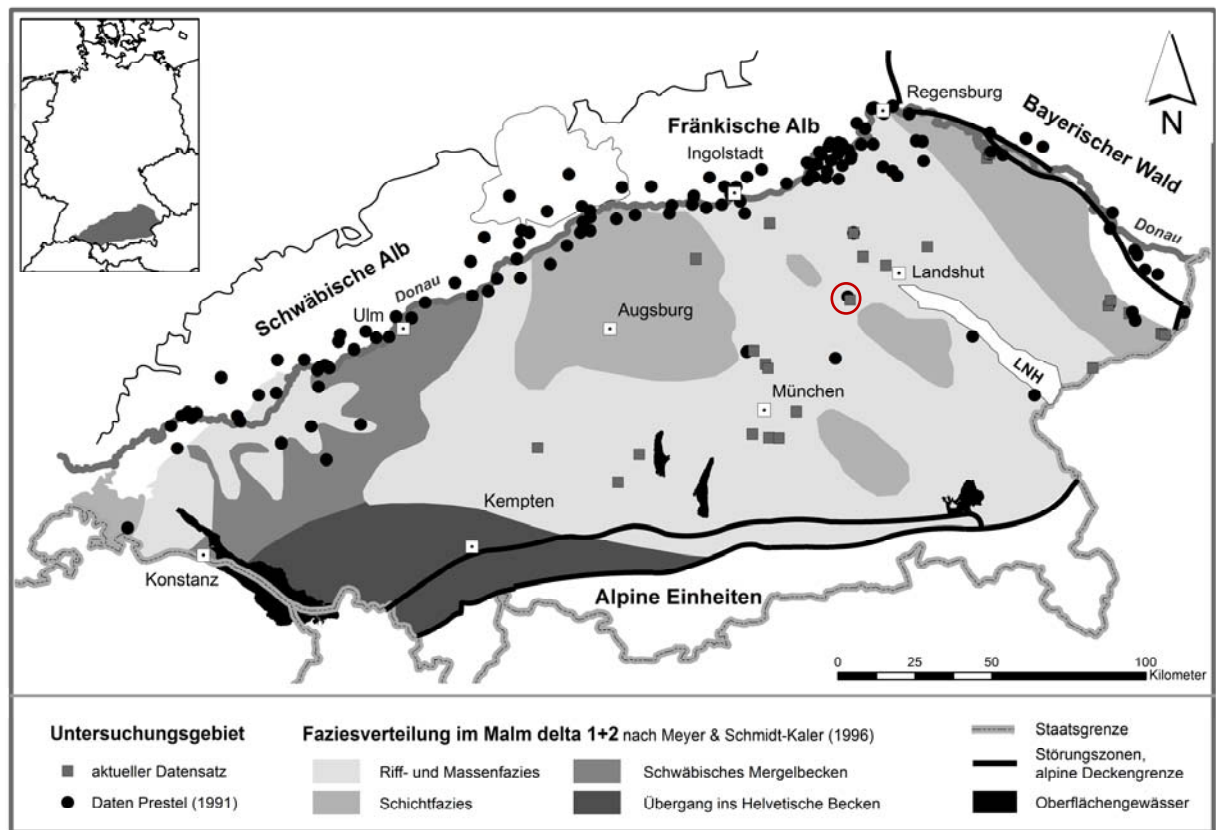


Abb. 1: Verbreitung des Malmaquifers und lithofazielle Gliederung des Oberjuras (Malm) nach MEYER & SCHMIDT-KALER (1996) im Süddeutschen Molassebecken (LNH = Kristallin des Landshut-Neuöttinger Hochs); rot markiert ist die Lage der Bohrungen Moosburg SC3 (Punkt) und SC4 (Quadrat)

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 WEIB (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 diagentisch 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 Gögging unmittelbar oder über Aussickerung in hangende Grundwasserleiter in die Donau (ANDRES & FRISCH 1981). Das Thermalwasser des Nieder-

bayerischen 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 Grundwassertemperaturen südlich und südwestlich von München (BAY. STWIVT 2010).

2.3 Hydrogeochemische Gliederung des Malmaquifers im Süddeutschen Molassebecken

Süßwässer mit Gesamtlösungsinhalten bis 0,9 g/l sind charakteristisch für die durchlässigen Karbonate des Malmaquifers vom nördlichen Beckenrand bis in den Großraum von München. Die Thermalwässer des Niederbayerischen Beckens östlich des Landshut-Neuöttinger Hochs (LNH) zeigen erhöhte Mineralisationen von 1,1 bis 1,5 g/l. Die höchsten Lösungsinhalte von über 2 g/l werden im Übergangsbereich zur helvetischen Fazies, in der Nähe von Kohlenwasserstofflagerstätten und am westlichen Rand des LNH angetroffen. In diesen Regionen sind hochmineralisierte Wässer an geringe Gebirgsdurchlässigkeiten gebunden (Abb. 2).

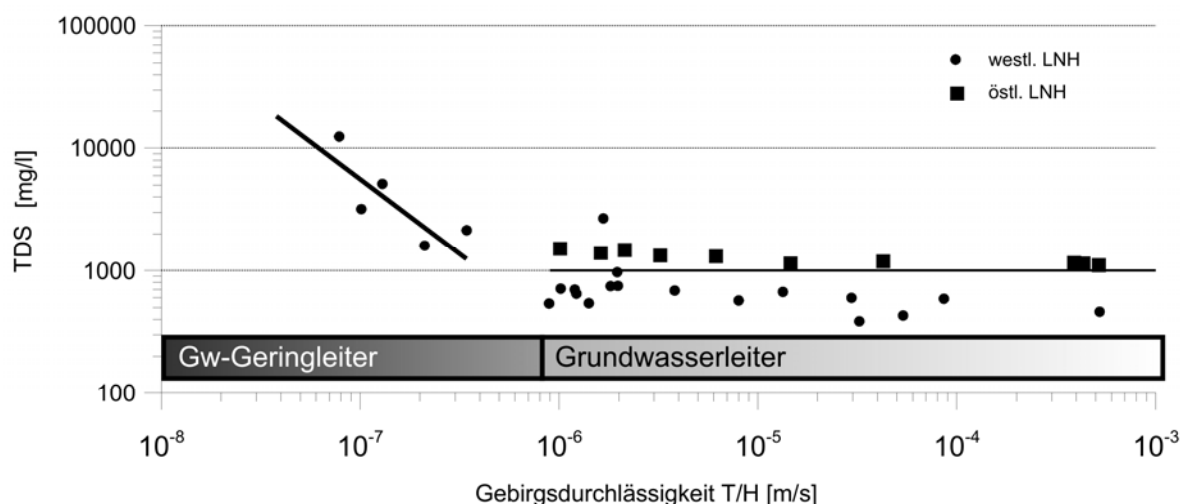
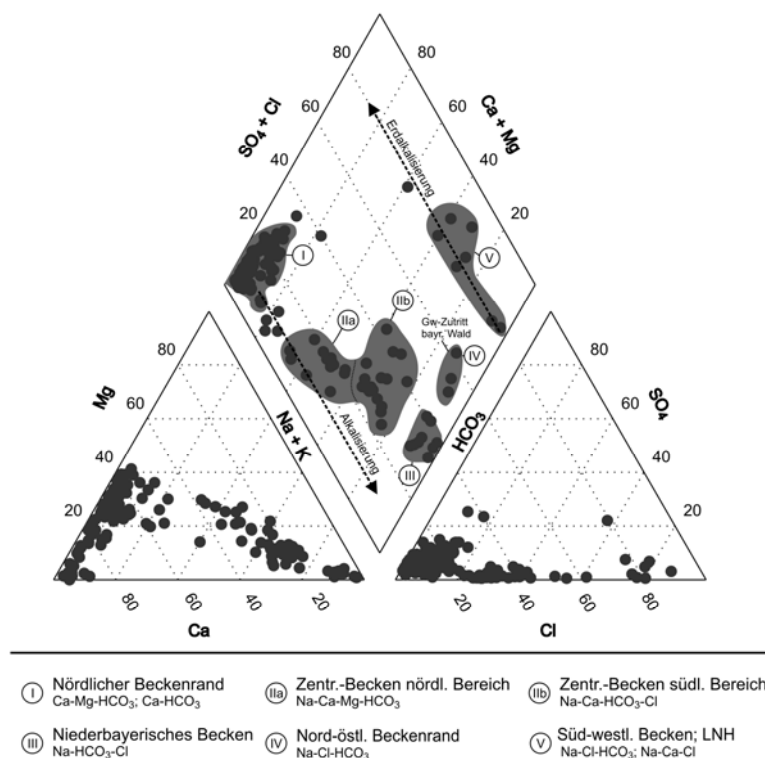


Abb. 2: Korrelation von Gebirgsdurchlässigkeit und Gesamtlösungsinhalt (TDS) im Malmaquifer. Hydraulisch gering leitende Gesteine mit Gebirgsdurchlässigkeiten $T/H < 10^{-6}$ m/s korrelieren mit hohen Lösungsinhalten. Hydraulisch aktive Bereiche kennzeichnen T/H -Werte $> 10^{-6}$ m/s und Gesamtmineralisationen $< 1,5$ g/l. Die Wässer östlich des Landshut-Neuöttinger Hochs (LNH) haben im Vergleich zu den Grundwässern westlich davon einen erhöhten Gesamtlösungsinhalt.

Die Grundwässer des Malmaquifers unterscheiden sich durch ihre Ionenverhältnisse und variieren nach der Klassifikation von FURTAK & LANGGUTH (1967) vom Ca-(Mg)-HCO₃⁻ bis zum Na-Cl-HCO₃⁻-Wassertyp (Abb. 3). Die gering mineralisierten Ca-(Mg)-HCO₃⁻-Wässer am nördlichen Rand des Beckens (Gruppe I) sind rezenter meteorischer Herkunft. In gering permeablen Gesteinen werden Tiefenwässer des Na-Cl-HCO₃⁻-Typs

(Gruppe V) angetroffen. Im zentralen Becken werden je nach Evolution der Grundwässer Ionenaustauschwässer der Typen Na-Ca-(Mg)-HCO₃ (Gruppe IIa) und Na-Ca-HCO₃-Cl (Gruppe IIb) erschlossen. Na-HCO₃-Cl-Wässer finden sich im Niederbayerischen Becken (Gruppe III). Am nordöstlichen Beckenrand strömen Na-Cl-HCO₃-Wässer aus dem Kristallin (Gruppe IV) des Bayerischen Waldes dem Malmaquifer zu (Abb. 4).

Abb. 3: Kationen- und Anionenverhältnisse (Piper-Diagramm) der Grundwässer aus den Karbonaten des Oberjuras im Süddeutschen Molassebecken; Es werden sechs hydrochemische Faziesbereiche unterschieden.



Die minimalen und maximalen Konzentrationen der Hauptinhaltsstoffe der Grundwässer aus den sechs ausgewiesenen hydrochemischen Faziesbereichen sind zusammenfassend in Tabelle 1 dargestellt. Anhand der Gesamtlösungsinhalte (TDS) zeigt sich tendenziell eine Zunahme der Konzentrationen vom nördlichen Beckenrand (I) zum südwestlichen Becken (V).

Tab. 1: Konzentrationsbereiche [mg/l] der Hauptinhaltsstoffe in den sechs ausgewiesenen hydrochemischen Faziesbereichen

	Na [mg/l]	K [mg/l]	Ca [mg/l]	Mg [mg/l]	HCO ₃ [mg/l]	SO ₄ [mg/l]	Cl [mg/l]	TDS [mg/l]
I) Nördlicher Beckenrand	1-44	<NG-27	58-147	<NG-39	223-444	4-135	1-72	365-922
IIa) Zentr. Becken nördl. Bereich	34-102	2-14	33-51	9-26	256-439	5-17	2-62	386-729
IIb) Zentr. Becken südl. Bereich	95-180	8-29	26-47	7-23	294-448	<NG-18	60-180	551-855
III) Niederbayer. Becken	274-430	7-23	5-23	2-5	573-766	2-8	147-243	1106-1473
IV) Nord-östl. Beckenrand	303-374	10-13	15-35	2-9	392-531	1-7	282-368	1051-1310
V) Süd-westl. Becken; LNH	243-3500	35-120	47-1200	5-145	348-1300	33-780	276-7100	1105-12400

2.3.1 Nördlicher Beckenrand

Am Rand des Molassebeckens reflektieren gering mineralisierte Ca-(Mg)-HCO₃-Wässer (I) die Nähe zu den Grundwasserneubildungsgebieten in der Fränkischen und Schwäbischen Alb (Abb. 4). Neubildungsgebiete in der Schwäbischen Alb sind der Bereich der Meßkircher Kuppe und die Gegend zwischen Lauchert und der Zwiefalter Alb (BERTLEFF 1986). Die Grundwässer in den Neubildungsgebieten haben charakteristisch hohe Gehalte an ³H, ¹⁴C und ³He (WEISE et al. 1991) und ¹⁸O/²H-Verhältnisse im Bereich von rezenten Wässern.

Bei den Grundwässern des Beckenrandes handelt es sich um sauerstoffreiche Grundwässer mit einem mittleren Gesamtlösungsinhalt von 500 mg/l. Anhand ihrer Ionenverhältnisse lassen sie sich als Ca-HCO₃ und Ca-Mg-HCO₃ beschreiben (Abb. 3). Die Erdalkali-Verhältnisse variieren je nach Lithologie des Grundwasserleiters aufgrund inkongruenter Dolomitlösung (SCHAD 1986, PRESTEL 1991). Das molare Chlorid-Bromid-Äquivalentverhältnis der Wässer liegt zwischen 200 und 350 und ist nach ALCALA & CUSTODIO (2008) charakteristisch für kontinentale Neubildungsgebiete. Die δ²H-Werte von -11,0 bis -9,8 ‰ und ¹⁸O-Werte von -78,5 bis -69,2 ‰ deuten auf eine Grundwasserneubildung unter holozänen Klimabedingungen hin, was auch die von BERTLEFF & WATZEL (2002) bestimmten Edelgastemperaturen bestätigen.

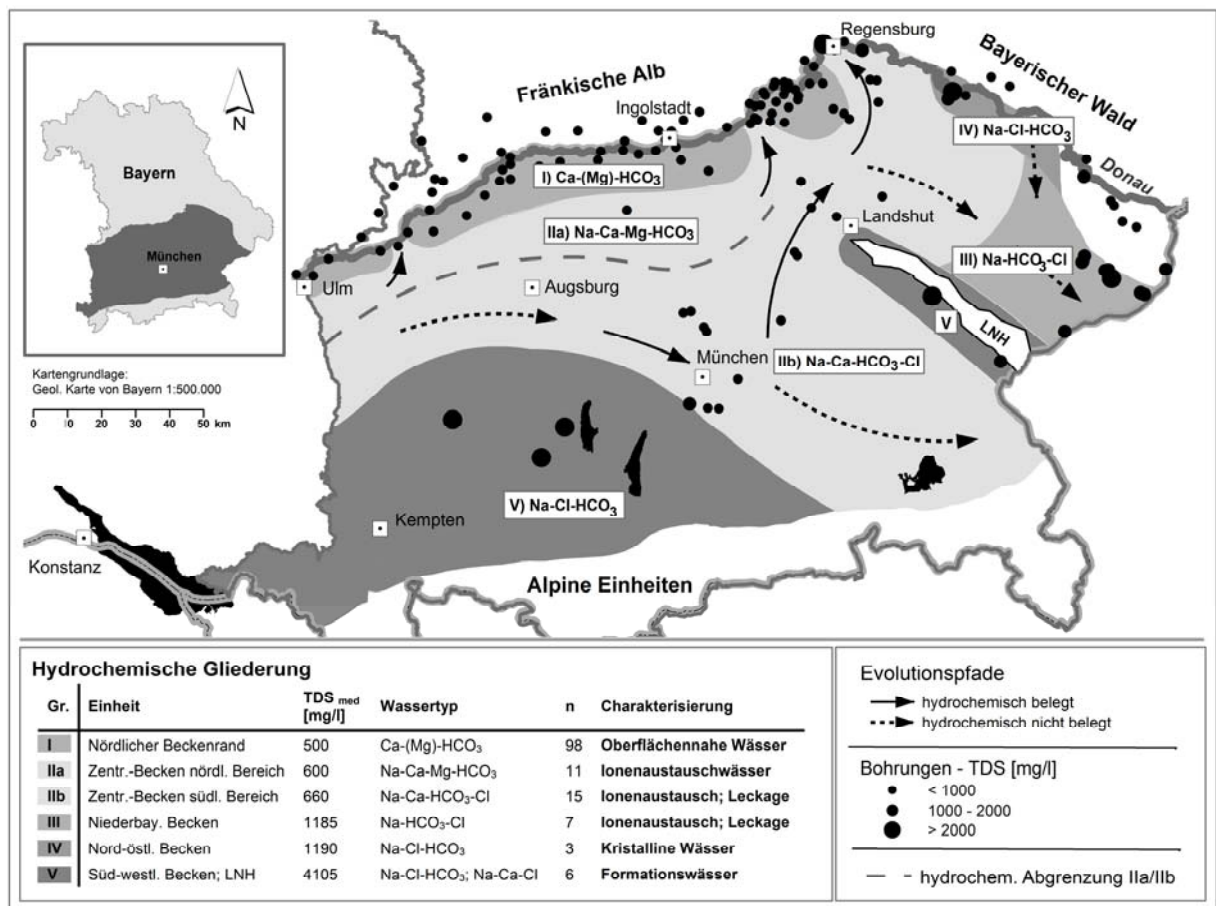


Abb. 4: Verbreitung der hydrochemischen Wassertypen im überdeckten Oberjura des Süddeutschen Molassebeckens (bayerischer Teil). Die Pfeile stehen für mögliche hydrochemische Entwicklungspfade. Die hydrochemische Abgrenzung (gestrichelte Linie) zwischen den Einheiten IIa und IIb entspricht in ihrem Verlauf weitestgehend der Grundwasserscheide nach FRISCH & HUBER (2000).

Die Donau fungiert sowohl für die Grundwässer der Fränkischen und Schwäbischen Alb als auch für die Tiefengrundwässer des überdeckten Malmaquifers (IIa+b) als Vorfluter (ANDRES & FRISCH 1981). Im bayerischen Teil kann die Effluenz von Tiefengrundwässern im Abschnitt von Neustadt a. d. Donau bis Regensburg hydrochemisch belegt werden. Entlang der übrigen Donauabschnitte konnten auch mehrere Kilometer südlich der Donau noch Wässer des Ca-(Mg)-HCO₃-Typs angetroffen werden (Abb. 4). Diese unterscheiden sich nicht signifikant von den Grundwässern aus den Grundwasserneubildungsgebieten und weisen auf einen Einfluss von rezenten Wässern hin (PRESTEL 1991).

2.3.2 Zentrales Becken

Im zentralen Teil des Molassebeckens werden im Malmaquifer aufgrund ihrer Ionenverhältnisse zwei hydrochemische Provinzen unterschieden (Abb. 3). Im nördlichen Bereich des zentralen Beckens (IIa) überwiegen Na-Ca-Mg-HCO₃-Wässer (Abb. 4). Im südlich anschließenden Teil des zentralen Beckens (IIb) werden fast ausschließlich Grundwässer des Na-Ca-HCO₃-Cl-Typs angetroffen. Diese Wässer sind charakteristisch für die von BIRNER (2009) als durchlässig (DIN 18130-1) eingestuft Bereiche des Oberjuras im Großraum von München und den nordöstlich angrenzenden Gebieten. Sie lassen sich bis in den Raum von Regensburg hydrochemisch nachweisen (Abb. 4). Auch in Baden-Württemberg werden Wässer dieses Typs in den Bohrungen Jordanbad GB1 und Aulendorf GB1 angetroffen (PRESTEL 1991). Der mediane Gesamtlösungsinhalt im nördlichen Beckenabschnitt (IIa) liegt bei 600 mg/l. Im südlichen Teil des zentralen Beckens (IIb) steigt die Gesamtmineralisation, bedingt durch höhere NaCl-Gehalte, auf einen Medianwert von 660 mg/l.

Die Grundwässer des nördlichen Bereichs des zentralen Beckens fließen nach ANDRES & FRISCH (1981) entlang der Donau Richtung Osten ab und treten an mehreren regional begrenzten Grundwasseraustrittsgebieten in die Donau über. Effluente Verhältnisse treten im westlichen Teil des Beckens bei Offingen a. D., Aufhausen und Ulm auf (PRESTEL 1991). Die hier anzutreffenden Na-Ca-(Mg)-HCO₃-Wässer markieren die Austrittsgebiete von Grundwässern aus dem nördlichen zentralen Becken (Abb. 4). In den Thermalbohrungen von Bad Gögging werden ebenfalls Wässer dieses Typs erschlossen. Nach BAUMANN & QUENTIN (1981) stellt diese Region ein weiteres Übertrittsgebiet für Grundwässer aus dem Becken in die Donau dar.

Eine Grundwasserströmung von Thermalwässern aus dem südlichen Bereich des zentralen Beckens (IIb) nach Norden ist hydrochemisch nur im Umkreis von Regensburg erkennbar. Dort werden in mehreren Brunnen Wässer des Na-Ca-HCO₃-Cl-Typs angetroffen. Diese haben große Ähnlichkeit mit den Wässern des Großraums München (IIb) und weisen auf einen Zustrom von thermalen Tiefenwässern aus dem südlichen zentralen Becken (IIb) hin. Damit im Einklang stehen erhöhte Heliumgehalte und Isotopenverhältnisse, die denen des südlichen Bereichs des zentralen Beckens entsprechen (WEISE & STICHLER 1997). Zu beachten ist, dass sich für den Raum Regensburg isotopenhydrologisch kein einheitliches Bild ergibt. Neben kaltzeitlich gebildeten Grundwässern, deren Edelgastemperaturen eine große Ähnlichkeit mit den Wässern des südlichen Teils des zentralen Beckens (IIb) aufweisen, werden auch unterschiedliche Mischungen von kalt- und warmzeitlich gebildeten Wässern beobachtet (WEISE et al. 1991).

An anderen Stellen des nördlichen Bereichs des zentralen Beckens (IIa) infiltrieren erdalkalibetonte Wässer vom Beckennordrand (I) oder aus dem Hangenden in den Malmaquifer. In diesen Bereichen finden sich hydrogenkarbonatische Grundwässer mit höherem Alkaligehalt (Abb. 3). Das niedrige Erdalkali/Alkali-Äquivalentverhältnis der Wässer aus dem nördlichen Becken (IIa) von 0,6 unterscheidet diese Grundwässer deutlich von den Wässern des Beckenrandes (I) ($r_{(Mg+Ca)/(Na+K)} = 14,1$) und lässt auf Ionenaustauschprozesse schließen.

Bei einem Ionenaustausch (hier: Alkalisierung) verdrängen die Erdalkalien Natrium von den Austauschplätzen an Tonmineralen und es kommt zu einer Verschiebung im Verhältnis zwischen Erdalkalien und Hydrogencarbonat im Wasser. Dieser Ionenaustausch wird bei den Wässern des nördlichen (IIa) und des südlichen Teils des zentralen Beckens (IIb) beobachtet (Abb. 5). Die mittleren Gehalte von Natrium liegen im südlichen zentralen Becken (IIb) bei 5,1 mmol/l und von Chlorid bei 2,2 mmol/l. Dies ergibt einen Überschuss von ca. 3 mmol/l Natrium, was auf Ionenaustauschprozesse hinweist (Abb. 6). Bei konstanten Bikarbonatgehalten ist im zentralen Becken zudem eine Abnahme von Calcium und Magnesium zu erkennen (Abb. 5). Die Austauschprozesse können sowohl in den von KOCH (1997) und MEYER & SCHMIDT-KALER (1989) beschriebenen mergelreichen Zwischenlagen im Malmaquifer oder in anderen tonreichen Gesteinen des Tertiärs im Molassebecken stattfinden. Die weite Verbreitung von Ionenaustauschwässern in den tiefen tertiären Grundwasserleitern der Molasse sowie die Potenzialverteilungen weisen auf eine Zusickerung von Ionenaustauschwässern aus den tertiären Sedimenten in den Malmaquifer hin (LEMCKE 1973, VILLINGER 1977, ANDRES & FRISCH 1981, BERTLEFF 1986).

Die Entwicklung von sauerstoffreichen neugebildeten Grundwässern zu reduzierten Tiefengrundwässern im südlichen zentralen Becken (IIb) geht einher mit einer Abnahme der Sulfatkonzentration (Abb. 5). Hier können in fast allen Bohrungen Schwefelwasserstoff und Methan nachgewiesen werden (siehe Abschnitt 2.5.2). Das Auftreten der beiden Gase im Wasser ist ein Hinweis auf thermochemische Sulfatreduktion, da ab Temperaturen von 100 °C Sulfat durch Kohlenwasserstoffe (Methan) reduziert wird. Auch nach der Einteilung von BERNER (1981) liegen die Thermalwässer im Bereich der Sulfatreduktionsstufe und der Methanogenese.

Im südlichen Bereich des zentralen Beckens erhöht sich das molare Cl/Br-Verhältnis im Vergleich zum nördlichen Beckenrand auf 300 bis 500. Diese relative Anreicherung des Bromids kann unter Umständen auf diagenetische Prozesse zurückgeführt werden (HOTH et al. 1997). Eine andere Ursache kann die Zusickerung von Formationswässern aus dem Hangenden sein. Diese besitzen ein Cl/Br-Verhältnis, das in etwa dem des heutigen Meerwassers entspricht (ca. 655).

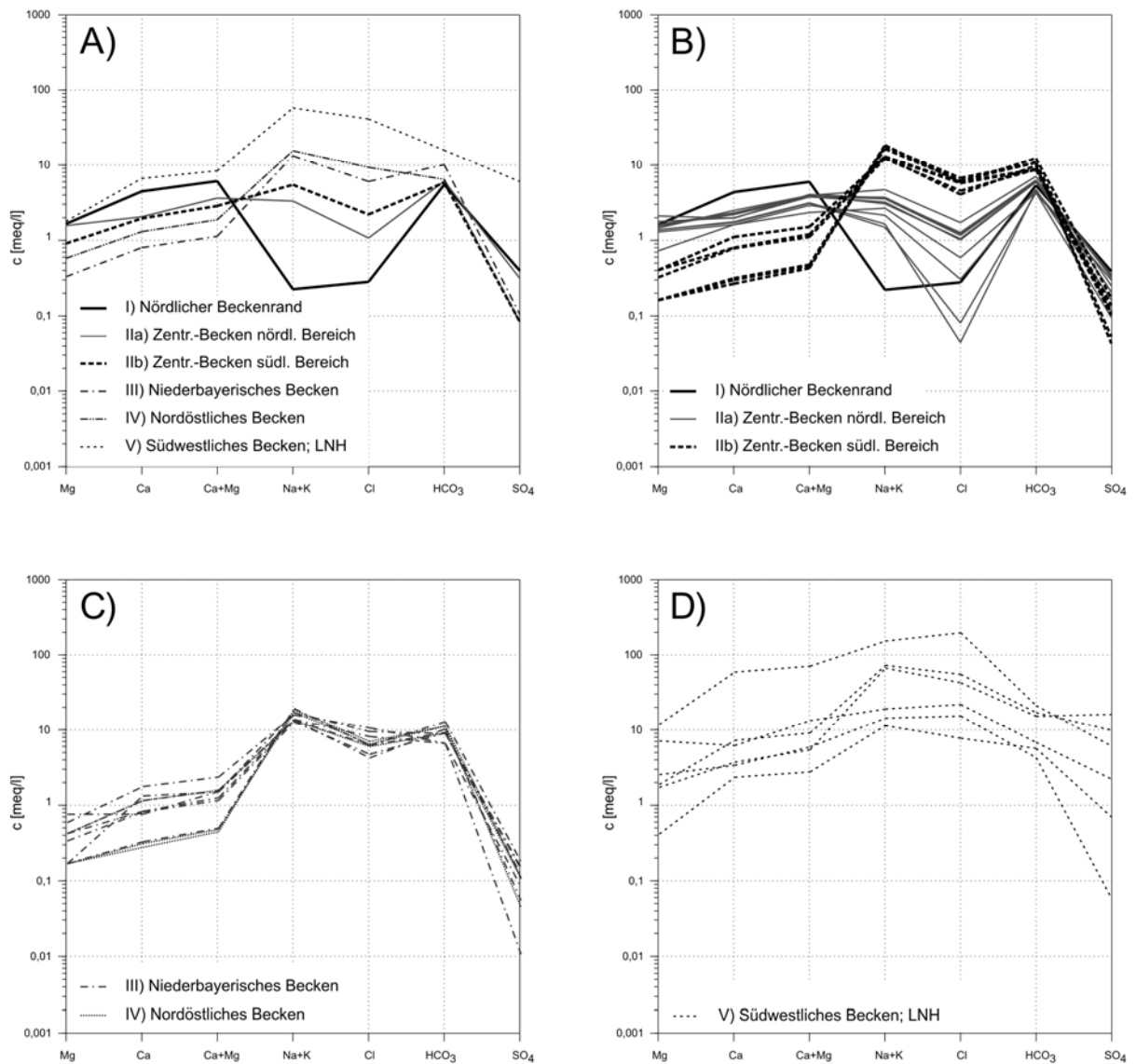


Abb. 5: Schoeller-Plots der Ionenäquivalentkonzentrationen von Wasserproben aus dem Malmaquifer. A) Mittlere Äquivalentkonzentrationen der einzelnen hydrochemischen Faziesbereiche des Malmaquifers; B) Äquivalentkonzentrationen von Wässern des zentralen Beckens. Die fett gedruckte durchgezogene Linie entspricht einer Probe aus dem nördlichen Beckenrand, welche in etwa die mittleren Äquivalentkonzentrationen der Wasseranalysen aus 98 Bohrungen repräsentiert; C) Äquivalentkonzentrationsverteilung im Niederbayerischen und nordöstlichen Becken; D) Äquivalentkonzentrationen der Wässer aus dem südwestlichen Becken

Die im Vergleich zu den Grundwässern am Beckennordrand signifikant niedrigeren $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalte von -11,9 bis -10,4 ‰ und ^2H -Werte von -88,0 bis -73,5 ‰ der Regionen IIa/b weisen auf eine Grundwasserneubildung während des Pleistozäns hin (Abb. 7). Sie sind ein Indiz für eine Neubildung während kühler Klimabedingungen. Auch die Edelgastemperaturen weisen auf eine niedrige Bodentemperatur während der Infiltration der Wässer hin (BERTLEFF & WATZEL 2002). Zwischen den warmzeitlich und kaltzeitlich gebildeten Grundwässern existiert eine Lücke, die darauf hindeutet, dass während der Übergangszeit keine nennenswerte Grundwasserneubildung stattgefunden hat (Abb. 7). Für Grundwässer im Malmaquifer Baden-Württembergs mit ähnlichen Signaturen der stabilen Isotope berechnet BERTLEFF (1986) anhand der ^{14}C Modellalter mit ^{14}C -Werten kleiner 10 % modern, Verweilzeiten in der Größenordnung von einigen tausend bis zehntausend Jahren.

2.3.3 Niederbayerisches Becken

Die östlich des Landshut-Neuöttinger Hochs (LNH) angetroffenen Na-HCO₃-Cl- Wässer (Gruppe III) übersteigen mit Lösungsinhalten von ca. 1100 bis 1500 mg/l deutlich die Gesamtlösungsinhalte der Wässer des zentralen Beckens. Sie nehmen im Molassebecken aufgrund des als hydraulische Barriere wirkenden LNH eine Sonderstellung ein und sind nicht direkt an den Wasserumsatz des zentralen Beckens gekoppelt (UDLUFT 1975). Es handelt sich um chemisch weit entwickelte Ionenaustauschwässer mit sehr geringen Erdalkali-Alkali-Verhältnissen von 0,01 bis 0,06. Wässer dieses Typs werden sowohl im Niederbayerischen als auch im Oberösterreichischen Becken erschlossen (GOLDBRUNNER 1988). Sie sind ein Endpunkt der hydrogeochemischen Entwicklung im Malmaquifer (Abb. 4). Die Ionenverhältnisse der Wässer des Niederbayerischen Beckens entsprechen in etwa denen der tertiären Grundwässer im Hangenden, was einen hydraulischen Kontakt nahe legt (PRESTEL 1991). Auffällig sind dort die im Vergleich zu anderen Grundwässern des Malmaquifers doppelt so hohen HCO₃-Gehalte von im Mittel 613 mg/l. Eine plausible Quelle für die gemessenen Hydrogenkarbonatkonzentrationen sind infiltrierende Ölfeldwässer (PRESTEL 1991). In den Ölfeldern östlich von München werden bis zu 3050 mg/l HCO₃ gemessen. In Kohlenwasserstofflagerstätten ist die Decarboxylierung von Acetat und anderer kurzkettiger aliphatischer Säuren die Quelle für CO₂ (CAROTHERS & KHARAKA 1980). Die molaren Chlorid-Bromid-Verhältnisse im Niederbayerischen Becken entsprechen denen des zentralen Beckens mit einer Spannweite von 300 bis 500 und liegen damit unter dem durchschnittlichen Verhältnis des Meerwassers von ca. 655. Man kann daher davon ausgehen, dass es sich nicht um reine Formationswässer handelt. In den Wässern des Niederbayerischen Bäderdreiecks wurde kein ³H und ¹⁴C nachgewiesen. Demzufolge handelt es sich um vergleichsweise alte Grundwässer (WEISE et al. 1991). Die δ²H-/δ¹⁸O-Werte liegen unterhalb der globalen meteorischen Wasserlinie, wobei ein zunehmend warmzeitlicher Charakter zu beobachten ist (Abb. 7). Dieser wird auch durch die parallel ansteigenden ⁴He-Konzentrationen belegt (nicht dargestellt).

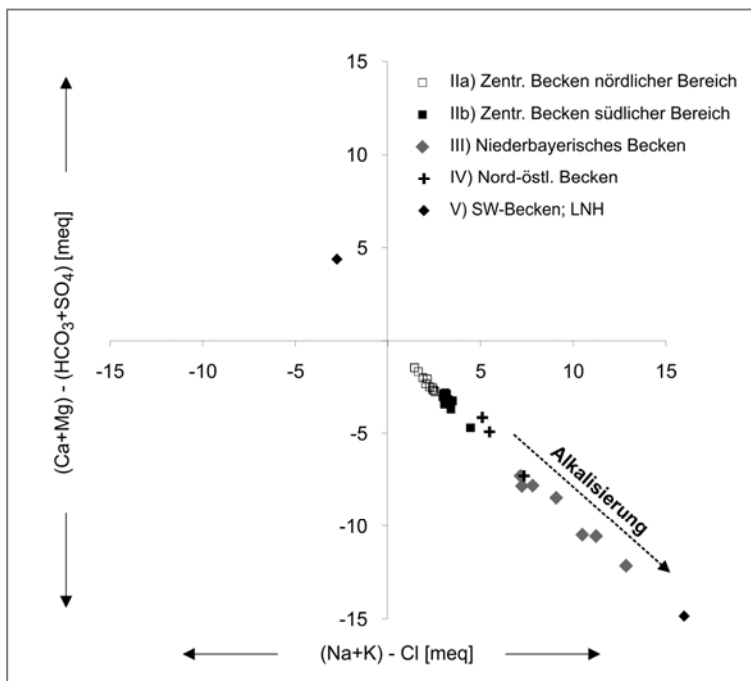


Abb. 6: Erdalkali-Alkali Anreicherungsplot; Links oben finden sich erdalkalische Wässer mit einem Überschuss an Calcium und Magnesium gegen Hydrogenkarbonat und Sulfat. Rechts unten liegen Alkaliwässer mit einem Überschuss an Natrium und Kalium gegen Chlorid, wie sie für den Malmaquifer typisch sind.

2.3.4 Nordöstliches Becken

Im nordöstlichen Becken (Gruppe IV) kommt es zur Züsickerung kristalliner Tiefengrundwässer aus dem Bayerischen Wald. An NW-SE streichenden Bruchstrukturen (Abb. 1) treten entsprechend dem hydraulischen Druckgefälle Thermalwässer aus den Graniten und Gneisen des Bayerischen Waldes in großen Tiefen in den Malmaquifer über (BAY. LFW 1999). Diese Wässer prägen die Chemie der Grundwässer in den Sedimenten des Oberjura in der Region von Straubing (Abb. 3). Die Mineralwässer aus dem Kristallin (TDS > 1 g/l) sind hier sowohl in Tiefbohrungen im Grundgebirge als auch in den Randlagen des Malmaquifers nachgewiesen. Die erbohrten Grundwässer vom Na-Cl-HCO₃-Typ entsprechen bei geringerer Mineralisation den von STOBER (1994) und KANZ (1987) beschriebenen Tiefenwässern (> 300 m Tiefe) aus kristallinen Grundgebirgen.

Die molaren Chlorid-Bromid Verhältnisse des nordöstlichen Beckenrandes liegen mit Werten von 200 bis 300 tendenziell unterhalb der Verhältnisse im zentralen und Niederbayerischen Becken und sind ein Indiz für einen anderen Ursprung der Wässer. Das Verhältnis ist vergleichbar zu den Chlorid-Bromid Verhältnissen, wie sie von STOBER & BUCHER (1999) und BUCHER & STOBER (2002) bei Laugungsversuchen an Graniten und Gneisen aus dem Kristallin des Schwarzwaldes bestimmt wurden. Die Verbindung zu den kristallinen Gesteinen wird auch durch die gemessenen hohen ⁴He-Gehalte ersichtlich. Sie lassen sich auf die natürliche Radioaktivität im kristallinen Grundgebirge zurückführen (WEISE et al. 1991). Die Tritiumgehalte der Grundwässer in diesem Bereich lassen auf die Beimischung junger Wässer schließen.

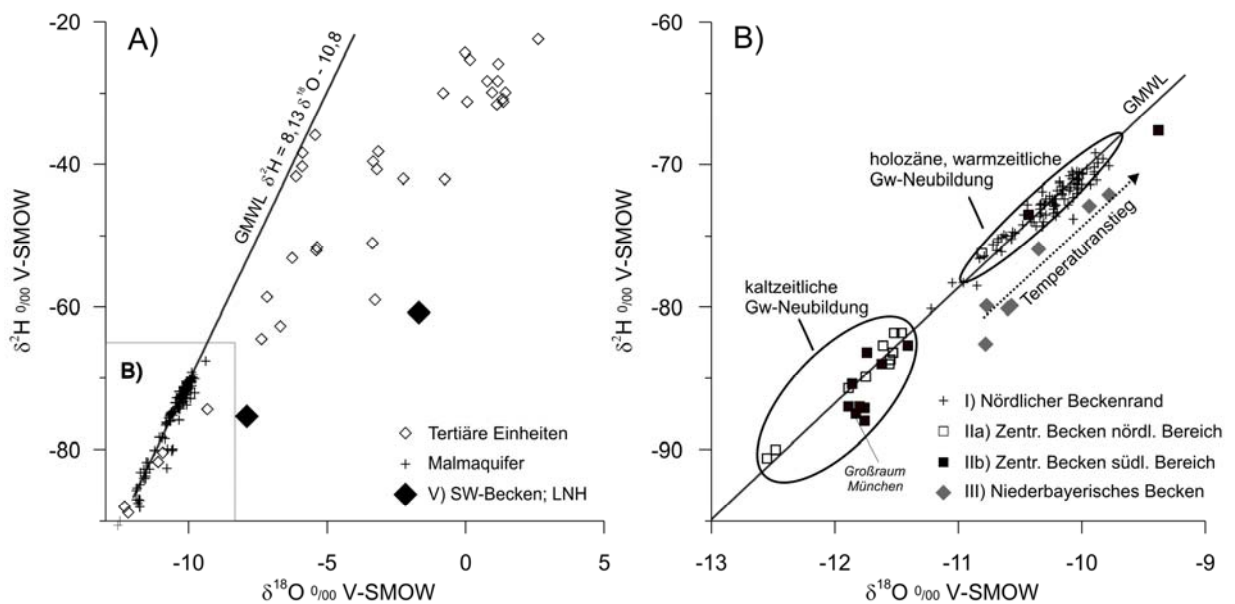


Abb. 7: $\delta^2\text{H}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Grundwässer des Malmaquifers basierend auf Daten von WEISE et al. (1991) und im Rahmen des Projektes GeotIS recherchierten Daten. A) Die Wässer der tertiären Einheiten und des südwestlichen Beckens zeigen eine signifikante Anreicherung an ^{18}O und ^2H ; B) Warm- und kaltzeitlich neugebildete Grundwässer des Malmaquifers

2.3.5 Südwestliches Becken und Landshut-Neuöttinger Hoch

Im Übergangsbereich zur Helvetischen Fazies im südwestlichen Becken nimmt die Gebirgsdurchlässigkeit auf T/H-Werte $< 1 \cdot 10^{-7}$ m/s ab (BIRNER et al. 2009). Das Landshut-Neuöttinger Hoch (LNH) ist eine weitere geologische Struktur, welche vermutlich eine vergleichsweise geringe Gebirgsdurchlässigkeit aufweist. Es trennt als gering permeable Barriere das Zentrale vom Niederbayerischen Becken (FRISCH & HUBER 2000).

Die Wässer in diesen geringdurchlässigen geologischen Einheiten sind durch die höchsten Gesamtlösungsinhalte im Malmaquifer charakterisiert, die Stoffkonzentrationen liegen hier zwischen 1,1 g/l bis über 12 g/l im Bereich von Kohlenwasserstofflagerstätten (Tab. 1). Nach ihren Ionenverhältnissen dominieren Na-Cl-HCO₃ und Na-Ca-Cl-Typen und differenzieren diese Gebiete hydrochemisch von den anderen Bereichen des zentralen Beckens. Die Tiefenwässer aus geringpermeablen Abschnitten des Oberjuras haben ein Cl/Br-Verhältnis von 600 bis 800, das in etwa dem des Meerwassers von ca. 655 entspricht. Dies deutet auf einen marinen Ursprung der Wässer hin.

Auch die Isotopenverhältnisse von Deuterium und $\delta^{18}\text{O}$ unterscheiden diese Wässer von den übrigen Wässern im Malmaquifer (Abb. 7). Die sowohl in den tertiären Ölfeldwässern als auch in den Wässern der Gruppe V beobachtete relative Anreicherung von $\delta^{18}\text{O}$ bei einer geringen Anreicherung von Deuterium ist charakteristisch für Formationswässer in sedimentären Becken. Neben dem Verdunstungseffekt treten in Sedimentbecken auch Wechselwirkungen mit dem Gesteinskörper auf und führen bei Karbonaten aufgrund von Austauschprozessen zu einer Anreicherung von $\delta^{18}\text{O}$ im Grundwasser. Die Anreicherung von Deuterium kann auf Austauschprozesse mit Kohlenwasserstoffen und H₂S zurückgeführt werden (CLAYTON et al. 1966). Insgesamt lässt sich festhalten, dass die Wässer aus dem SW-Becken nicht oder nur in sehr geringem Maße am Wasserumsatz des Malmaquifers beteiligt sind.

Aus dem Bereich des Landshut-Neuöttinger Hochs liegen zwei Wasseranalysen mit Gesamtmineralisationen von 1260 mg/l und 1984 mg/l vor. Es handelt sich um Grundwässer des Na-Cl-HCO₃- und Na-Mg-Cl-HCO₃-Typs. LEMCKE & TUNN (1956) beschreiben den Malmaquifer in der Bohrung Gendorf 1 im Südwesten des LNH als stark verkarstet und postulieren einen hydraulischen Kontakt zum Niederbayerischen Becken. Hydrochemisch unterscheiden sich diese Wässer sowohl von den Thermalwässern des südlichen zentralen Beckens (IIb) als auch von den Wässern des Niederbayerischen Beckens (III).

2.4 Hydrochemische Evolution der Wässer im zentralen Becken

Erkenntnisse zur Genese der Tiefengrundwässer und dem Stoffumsatz im Malmaquifer sind, neben den hydraulischen Eigenschaften der Gesteine, die wichtigsten Parameter für nachhaltige Nutzungskonzepte. Nur durch die Kenntnis der Fließwege und der Interaktion der Grundwasserleiter im Molassebecken sind belastbare Aussagen zur nachhaltigen, wirtschaftlichen Nutzung der Wässer durch geothermische Anlagen möglich. Die erbohrten Wässer des Malmaquifers lassen eine Evolution von sauerstoffreichen Ca-(Mg)-HCO₃-Wässern des nördlichen Beckenrandes bis hin zu den Na-HCO₃-Cl-Wässern des Niederbayerischen Beckens erkennen. Bei diesem Prozess sind infiltrierende Wässer aus den hangenden Schichten des Tertiärs beteiligt. Bereits PRESTEL (1990) konnte für den westlichen Teil des Beckens zeigen, dass ab einer Teufe von 900 m aus dem Tertiär infiltrierende Ionenaustauschwässer einen signifikanten Einfluss auf die chemische Zusammensetzung der Malmwässer haben.

Nach FRISCH & HUBER (1999) strömen dem Malmaquifer entlang einer nördlich von Augsburg verlaufenden SW-NE-gerichteten Grundwasserscheide (Abb. 4) Tiefenwässer zu. Die Grundwasseranreicherung findet entsprechend dem bereits von LEMCKE & TUNN (1956) gezeigten, abwärtsgerichteten Strömungsregime, vor allem aus den hangenden tertiären Einheiten, statt. Permeable tertiäre Schichten mit hydraulischem Kontakt zum Malmaquifer werden von HÄNEL et al. (1984) beschrieben. Es handelt sich um die marin-brackischen Sedimente der Bausteinschichten, welche die oberjurassischen Karbonate überlagern. Nach HÄNEL et al. (1984) haben die Bausteinschichten im Bereich der Grundwasserscheide eine relativ hohe Mächtigkeit und Permeabilitäten von $1 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$ bis $4 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$. Sie stellen daher eine potenzielle Quelle für die in den Malmaquifer infiltrierenden Grundwässer dar. Ausgeglichene hydraulische Potenziale zwischen den Grundwasserleitern des Oberjura und des Bausteinkomplexes sind Indizien eines hydraulischen Kontaktes. Bei den Grundwässern der Bausteinschichten handelt es sich im nördlichen Teil um Na-HCO₃-Cl-Wässer, wie sie auch im zentralen Teil des Malmaquifers angetroffen werden. Hydrochemisch lässt sich im Bereich der Grundwasserscheide auch die Faziesgrenze zwischen Wässern des nördlichen (IIa) und des südlichen Bereichs (IIb) des zentralen Beckens verfolgen (Abb. 4).

Südlich der von LEMCKE (1976) beschriebenen West-Ost verlaufenden tertiären Süß-Salzwassergrenze infiltrieren geringe Mengen hochmineralisierter Tiefenwässer aus gering permeablen, tertiären Deckschichten in den Malmaquifer und bedingen die Anreicherung von Chlorid im südlichen Abschnitt des zentralen Beckens (IIb). Hydrogeochemische Modellierungen mit dem thermodynamischen Computerprogramm PHREEQC bestätigen, dass eine ca. 1 %ige Zusickerung von NaCl-Wasser genügt, um die relative Anreicherung an Chlorid im südlichen Teil des zentralen Beckens (IIb) zu erklären (Abb. 8).

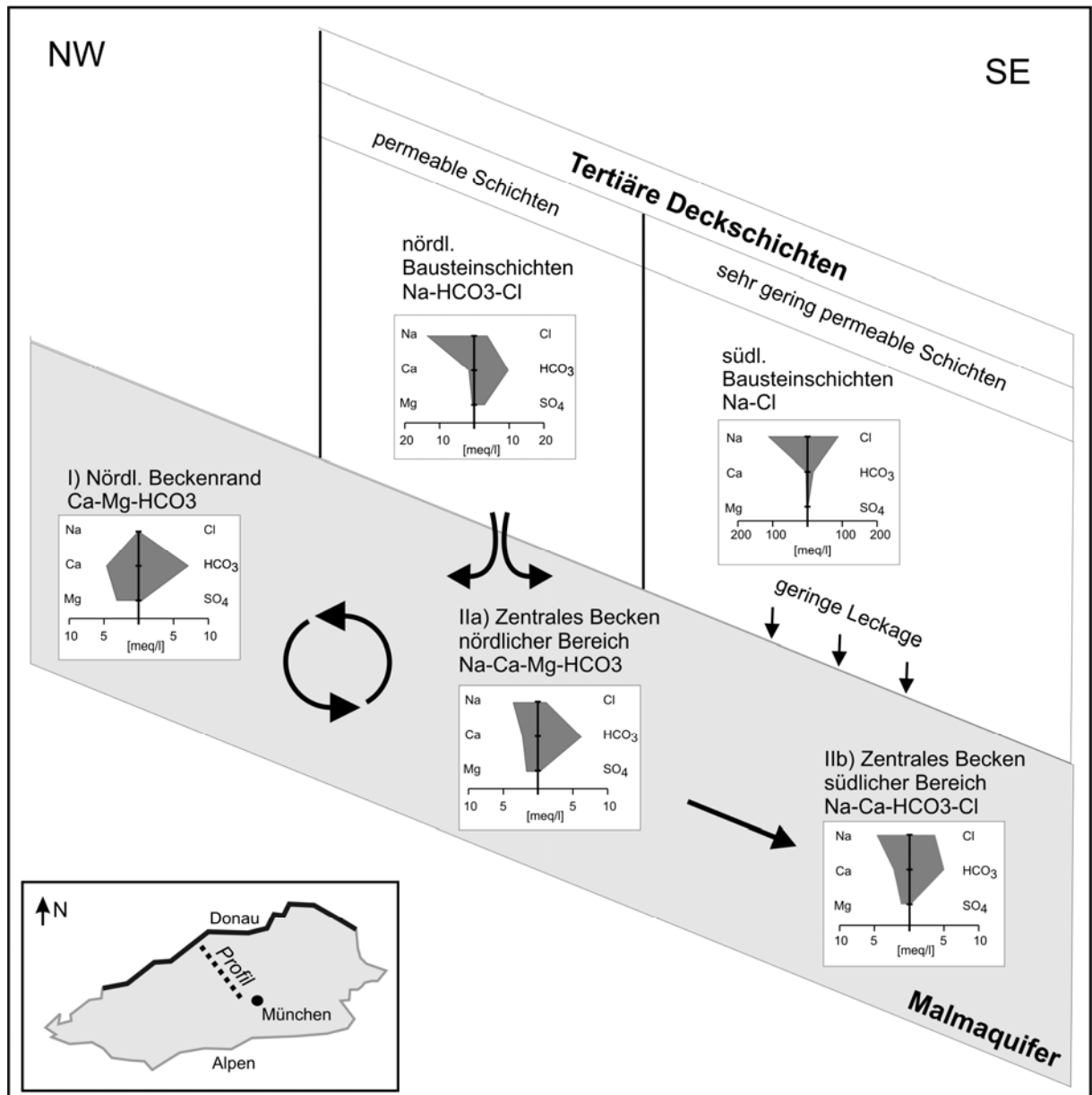


Abb. 8: Hydrochemische Evolution der Wässer im Malmaquifer. Aus den hangenden tertiären Einheiten treten im nördlichen Bereich Ionenaustauschwässer in den Malmaquifer über und vermischen sich mit den oberflächennahen Grundwässern des nördlichen Beckenrandes. Im südlichen Abschnitt infiltrieren in geringem Maße hoch mineralisierte Tiefenwässer aus den tertiären Einheiten und prägen den Chemismus der Thermalwässer im Malm.

2.5 Hydrogeothermisch relevante Parameter

2.5.1 Scaling und Korrosion

Die chemische Beschaffenheit der geförderten Thermalwässer kann dazu führen, dass einerseits durch Ausfällung unterschiedlicher Mineralphasen (Scaling), andererseits durch Korrosion der technischen Einrichtungen die wirtschaftliche Nutzung einer hydrogeothermischen Anlage erheblich eingeschränkt wird. Im Hinblick auf mögliche Mineralausfällungen ist insbesondere das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht zu betrachten, da die Löslichkeit von CaCO_3 und anderer karbonatischer Mineralphasen vom Druck (CO_2 -Partialdruck) und somit vom pH-Wert abhängt sowie von der Temperatur und dem Gesamtlösungsinhalt (Ionenstärke der Lösung). Als Scalings werden Mineralausfällungen bezeichnet, die den Betrieb einer Dublette nachhaltig beeinflussen können. Welche Mineralphasen hierbei relevant sind, ist vom jeweiligen hydrochemischen Milieu abhängig. Bei den Tiefenwässern aus dem Malmaquifer, der überwiegend aus Kalk und Dolomit besteht, sind insbesondere Karbonatausfällungen zu erwarten. Zur Vermeidung eines CO_2 -Verlustes durch Entgasung sollte erfahrungsgemäß (KHARAKA et al. 1985, THOMAS 1994) die gesamte Förderung in einem geschlossenen System bei einem Überdruck von mindestens 1,0 bis 1,5 MPa erfolgen. Der im Fördersystem erforderliche Druck ist vom CO_2 -Partialdruck unter Reservoirbedingungen abhängig und lässt sich mit Hilfe von thermodynamischen Computermodellen, wie z. B. PHREEQC (PARKHURST & APPELO 1999) berechnen. Bei Zutritt von Sauerstoff ist darüber hinaus bereits bei geringen Konzentrationen an gelöstem Eisen mit der Ausfällung von Eisenhydroxiden zu rechnen. Eine Zufuhr von Sauerstoff ist daher unbedingt zu vermeiden. Ein stark reduzierendes Milieu, das u. a. durch die Aktivität von Mikroorganismen erzeugt werden kann, kann andererseits zur Ausfällung von Eisensulfiden führen. Auch eine Ausfällung von Siderit setzt ein reduzierendes Milieu voraus, in welchem Fe^{2+} die dominierende Eisenspezies ist. Aufgrund der geringen Sulfatkonzentrationen der Wässer aus dem Malmaquifer sind dagegen Ausfällungen von Sulfaten, wie z. B. Baryt, Cölestin bzw. Cölestobaryt, anders als in vielen Erdölbegleitwässern (THOMAS 1994), nicht zu befürchten.

Generell können in einer hydrogeothermischen Anlage durch ein gezieltes Monitoring der relevanten hydrochemischen Parameter und einer entsprechenden Analyse der Reservoirbedingungen Betriebsstörungen durch Mineralausfällungen weitestgehend vermieden werden. Bei Bedarf können zur Vermeidung derartiger Mineralausfällungen sogenannte Scale-Inhibitoren in das System injiziert werden, die durch Komplexbildung eine Ausfällung der Mineralphasen verhindern.

Korrosion kann dagegen bei Anwesenheit von Schwefelwasserstoffen auftreten, insbesondere bei hohen H_2S -Konzentrationen. Die Thermalwässer des Malmaquifers enthalten neben Schwefelwasserstoff auch Methan, Stickstoff und Kohlenstoffdioxid. Unter Lagerstättenbedingungen (20-40 MPa) sind die Gase gelöst, eine freie Gasphase kann sich, abhängig vom jeweiligen Partialdruck, bei Drücken unter 0,3 bis 2 MPa bilden. Der Entgasungspunkt wird dabei hauptsächlich durch die Konzentration von Stickstoff und Methan gesteuert, da dies die schwerer löslichen Gase sind (SEIBT & THORWART 2011). In der freien Gasphase sind, entsprechend der Partialdrücke, alle gelösten Gase enthalten, selbst wenn die Konzentration des jeweiligen Gases deutlich unter der Löslichkeit im Wasser liegt. Gegebenenfalls kann die freie Gasphase auch energetisch genutzt werden, wobei zu beachten ist, dass sich durch die Abtrennung der Gasphase die hydrochemischen Gleichgewichte verschieben. In diesem Fall steigt der pH-Wert beim Ausgasen von CO_2 und das Redoxpotenzial steigt beim Ausgasen von

CH₄. Diese Veränderungen können in den obertägigen Anlagenteilen und in der Reinjektionsbohrung zu Problemen mit Ablagerungen und/oder Korrosion führen.

Schwefelwasserstoff tritt im Thermalwasser gelöst auf. Im Großraum München können für die Anlagentechnik potenziell kritische Mengen an Schwefelwasserstoff vorkommen. Im quasi geschlossenen System der Geothermieanlage kann sich bei Bildung einer freien Gasphase ein vollständiges Gleichgewicht von H₂S zwischen Wasser und Gasphase einstellen. Dabei können toxische Konzentrationen von H₂S in der Gasphase auftreten. Für die Risikobetrachtung muss berücksichtigt werden, dass sowohl die freie Gasphase als auch der Schwefelwasserstoff im Wasser limitiert ist. Deshalb ist bei einem Gasaustritt aus einer Geothermiebohrung in der Regel eine erhebliche Verdünnung der H₂S-Konzentrationen mit der Umgebungsluft anzusetzen und das Gefahrenpotenzial deutlich gemindert.

Neben potenziell gesundheitsgefährdenden Aspekten wirkt H₂S korrosionsfördernd und verursacht Lochfraß, Rissbildung und die sogenannte *Sulfide Stress Corrosion (SSC)*, eine Form der Wasserstoffversprödung. Für geothermische Anlagen mit einer freien Gasphase müssen daher spezielle *SSC*-resistente Werkstoffe verwendet werden, sobald der H₂S-Partialdruck 0,3 kPa überschreitet (ISO 15156-2). Aber auch in gasfreien Systemen gilt der H₂S-Partialdruck als Parameter für die Auswahl der Werkstoffe. Hier wird ein "virtueller" Partialdruck errechnet, der sich beim Zeitpunkt der ersten Gasblasenbildung einstellt. Diese Angabe wird genutzt, da am Entgasungspunkt eine Gleichgewichtseinstellung zwischen Schwefelwasserstoff im Gas und im Wasser nach dem Henry-Gesetz erfolgt, die die maximale Gaskonzentration mit sich führt. Steigt das Gasvolumen, wird die H₂S-Konzentration im Gas durch die Konzentration im Wasser limitiert und der H₂S-Partialdruck nimmt tendenziell ab.

Eine Erhöhung der Temperatur führt zu einer Verringerung der Löslichkeit von Stickstoff und Methan im Thermalwasser. Bei Unterschreitung des Partialdrucks der beiden Gase kann sich eine freie Gasphase bilden. Bei der Konzeption einer geothermischen Anlage ist daher zu beachten, dass sich in diesem Fall der Wärmeübergang im Wärmetauscher verringert und beim Entgasen die hydrochemischen Gleichgewichte im Thermalwasser gestört werden.

2.5.2 Schwefelwasserstoff

An 13 Malmbohrungen, davon 8 Bohrungen im Großraum München (IIb) und 5 Bohrungen aus dem Niederbayerischen Becken (III), wurden Mehrfachmessungen der Gasmenge durchgeführt. Die Gasgehalte zeigen für die 38 Proben einen Mittelwert von 73 ml/l und eine hohe regionale Schwankungsbreite (minimaler Wert - maximaler Wert) von 6 bis 629 ml/l (Abb. 9). Zur Vermeidung einer freien Gasphase darf der Kopfdruck in einer geothermischen Anlage den Entgasungsdruck nicht unterschreiten, der von der Gaskonzentration und Zusammensetzung abhängt.

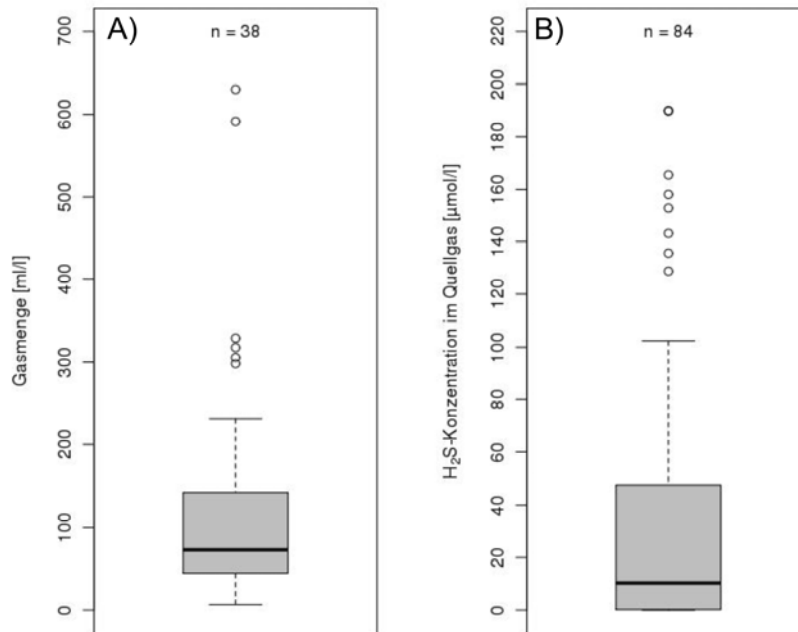


Abb. 9: A) Box-Whisker-Plot der Gasmengen [ml/l]. Die Messwerte sind jeweils auf Atmosphärendruck 1,013 hPa und eine Temperatur von 273,15 K korrigiert; B) Box-Whisker-Plot der H₂S-Konzentrationen im Quellgas [µmol/l]

Die H₂S-Konzentrationen im Gas wurden an 21 Bohrungen bestimmt, wobei sich 14 Bohrungen im Großraum München befinden und 7 Bohrungen östlich des Landshut-Neuöttinger Hochs. Die H₂S-Konzentrationen zeigen für die 84 Proben einen Mittelwert von 10,4 µmol/l und eine Schwankungsbreite von < 1,2 µmol/l (NG) bis 190 µmol/l (Abb. 9). Die H₂S-Partialdrücke, berechnet bei maximaler Fördertemperatur, liegen größtenteils im korrosionstechnisch relevanten Grenzbereich um 0,3 kPa. Die Ergebnisse, insbesondere die große regionale Schwankungsbreite der Messwerte, unterstreichen die Notwendigkeit von hydrochemischen Untersuchungen und Modellrechnungen als Basis für die technische Auslegung von Geothermieanlagen. Eine pauschale Prognose der Gas- und H₂S-Konzentration ist auf Basis der bislang erhobenen Daten jedoch noch nicht möglich.

2.5.3 Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht

Die Löslichkeiten der Karbonate werden vor allem durch den Kohlenstoffdioxid-Partialdruck in der im jeweiligen Fluid gelösten Gasphase gesteuert. Die Calcit-Löslichkeit nimmt mit zunehmenden Kohlenstoffdioxid-Partialdrücken zu. Bei steigenden Temperaturen sind höhere CO₂-Partialdrücke notwendig, um die gleiche Menge Calcit zu lösen. Im Verlaufe der Förderung bewirkt eine Abnahme des Druckes im System ein Absinken des CO₂-Partialdruckes in der Gasphase, wodurch Kohlenstoffdioxid der Lösung entweicht. Die Folge ist ein Anstieg des pH-Wertes der Lösung, verbunden mit einer Ausfällung von Calciumcarbonat.

2.5.4 Hydrogeochemische Modellierung am Beispiel eines Dublettenbetriebes

Anhand der vorliegenden hydrochemischen Analysen eines Geothermiestandortes im Großraum von München können die Ausfällungs- bzw. Lösungstendenzen bestimmter Mineralphasen innerhalb eines Dublettensystems unter Anwendung des thermodynamischen Computermodells PHREEQC berechnet werden. Hierbei erfolgt die Berechnung der Sättigungsindices unter der Annahme eines Calcit-Gleichgewichtes unter Reservoirbedingungen.

Da sich das Calcit-Gleichgewicht erfahrungsgemäß sehr schnell einstellt und mit sehr langen Verweilzeiten der Wässer im Malmaquifer zu rechnen ist, stellt dies eine realistische Grundannahme bei der hydrogeochemischen Modellierung dar. Um die physikochemischen Parameter der Wässer unter Reservoirbedingungen zu berechnen, wird mit Hilfe des thermodynamischen Computerprogrammes PHREEQC hierfür rechnerisch so viel CO_2 zu der Lösung gegeben, bis sich die Lösung im Calcit-Gleichgewicht befindet. Über das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht kann somit auch die Entgasung von CO_2 während des Förderbetriebes und die damit verbundene Änderung des pH-Wertes berücksichtigt werden. Der so berechnete pH-Wert unter Reservoirbedingungen ($\text{pH} = 6,5$) liegt um etwa 1,5 Einheiten niedriger als der an der Oberfläche bei der Probenahme gemessene ($\text{pH} = 8,09$). Eine derartige, durch die Entgasung von Kohlenstoffdioxid verursachte, Veränderung der pH-Werte wird bei der Förderung von Tiefenwässern häufig beobachtet (KNAUSS et al. 1990, THOMAS 1994). So beschreiben KHARAKA et al. (1985) eine Verschiebung des pH-Wertes um bis zu zwei Einheiten in den alkalischen Bereich während der Förderung von Tiefenwässern.

Hydrochemische Prozesse im Förderbetrieb

Im Verlauf der Förderung der Tiefenwässer aus dem Malmaquifer sind als potenziell betriebsgefährdende Prozesse vor allem eine CO_2 -Entgasung, die Abkühlung des Fluids und ein möglicher Sauerstoffeintrag zu berücksichtigen. Die hydrogeochemische Modellierung der geförderten Tiefenwässer aus dem Malmaquifer ergab, dass, bedingt durch die Entgasung von CO_2 und einem damit verbundenen Anstieg des pH-Wertes, eine Ausfällung karbonatischer Mineralphasen zu erwarten ist. Während der pH-Wert in diesem Fall um über 1,5 Einheiten ansteigt, werden die Löslichkeiten von Calcit, Dolomit und Siderit deutlich überschritten. Dies drückt sich in den berechneten Sättigungsindices dieser Mineralphasen aus ($\text{SI}_{\text{Calcit}} = 1,4$, $\text{SI}_{\text{Dolomit}} = 2,6$, $\text{SI}_{\text{Siderit}} = 0,8$). Sulfate, wie Baryt, Coelestin bzw. Coelestobaryt, spielen in diesem Fall bei geringen Sulfatkonzentrationen keine Rolle. In einem geschlossenen System ohne Zufuhr von Sauerstoff sind auch keine Ausfällungen von Eisenhydroxiden zu erwarten. Eine Abkühlung der geförderten Wässer wirkt der Ausfällung karbonatischer Mineralphasen entgegen.

Hydrochemische Prozesse bei der Reinjektion

Bei der Injektion von Fluiden in einen Tiefengrundwasserleiter sind insbesondere die Erwärmung des injizierten Fluids mit zunehmender Tiefe sowie die Mischung des eingebrachten Fluids mit dem Porenfluid unter Reservoirbedingungen zu betrachten. Wird das an der Oberfläche abgekühlte Fluid in das Reservoir reinjiziert, sinkt aufgrund der Erwärmung die Löslichkeit der karbonatischen Mineralphasen und es kann erneut zur Ausfällung von Karbonaten kommen. In dem hier simulierten Modellfall kann es unter Reservoirbedingungen bei Temperaturen ab ca. 100°C zu Karbonatausfällungen kommen, wenn das geförderte Thermalwasser, nach Abkühlung an der Oberfläche, reinjiziert wird. Eine bei der Reinjektion auftretende Mischung des reinjizierten Thermalwassers mit dem Porenfluid unter Reservoirbedingungen hat keine negativen Auswirkungen, sofern die Wässer hydrochemisch kompatibel sind, d. h., sich in ihrer hydrochemischen Zusammensetzung nicht wesentlich unterscheiden. Unbedingt zu vermeiden ist jedoch ein Zutritt von Sauerstoff, da es sonst zu spontanen Ausfällungen von Eisenhydroxiden kommt.

2.6 Diskussion und Schlussfolgerungen

Anhand von insgesamt 140 hydrochemischen Analysen aus dem Malmaquifer des Süddeutschen Molassebeckens wurden die hydrochemischen Verhältnisse im zentralen Teil des Molassebeckens erstmals detailliert beschrieben. Es zeigt sich, dass sich verschiedene Wassertypen unterschiedlicher Genese ausweisen lassen, deren regionale Verteilung dargestellt wird.

Am Nordrand des Beckens dominieren nördlich und südlich der Donau sauerstoffreiche und gering mineralisierte Ca-(Mg)-HCO₃-Grundwässer. Diese werden in der Schwäbischen Alb neu gebildet und strömen entlang der Donau in östlicher Richtung ab. Die Wässer des zentralen Beckens unterscheiden sich deutlich von diesen Wässern. Die reduzierten Tiefenwässer des zentralen Beckens mit ihrem generellen Na-Überschuss aufgrund von Alkalisierungsprozessen sind nach den vorliegenden Isotopenuntersuchungen pleistozänen Alters. An ihrer Genese sind Ionenaustauschwässer aus dem Tertiär beteiligt, welche in unterschiedlichen Konzentrationen und Mengen dem Malmaquifer aufgrund des hydraulischen Potenzials aus dem Hangenden zuströmen. Die Zusickerung aus dem Tertiär findet vor allem im nördlichen Verbreitungsgebiet der tertiären Bausteinschichten statt, da nur dort durchlässige Schichten in unmittelbarem hydraulischen Kontakt zum Malmaquifer stehen. Die Ionenaustauschwässer strömen in die südlichen Bereiche des zentralen Beckens und werden auf ihrer Passage durch geringe Mengen an Na-Cl-Wässern ergänzt, welche dem hydraulischen Gradienten folgend aus gering durchlässigen tertiären Deckschichten zusickern. Aus dem Gebiet von München fließen die Wässer in nordöstlicher Richtung nach Regensburg ab. Ein Teil der Wässer strömt hierbei auch in das Niederbayerische Becken. Bei den Wässern des Niederbayerischen Beckens handelt es sich um eine Mischung von Grundwässern des zentralen Beckens mit Wässern aus dem Kristallin des Bayerischen Waldes und des hangenden Tertiärs. Als weiterer, hydrochemisch allerdings nicht belegter, Evolutionspfad wäre eine südöstlich gerichtete Grundwasserströmung aus dem Großraum München denkbar. Im Bereich der Salzach treten diese Wässer dann möglicherweise über die kristalline Schwellenzone in das oberösterreichische Becken über. Auch eine Überströmung des Landshut-Neuöttinger Hochs kann hydrochemisch nicht ausgeschlossen werden, auch wenn die untersuchten Wasserproben im Bereich des Landshut-Neuöttinger Hochs keine eindeutigen Aussagen hierüber erlauben. Am nordöstlichen Beckenrand fließen entsprechend der Potenzialverteilung Na-Cl-HCO₃-Wässer aus dem Kristallin des Bayerischen Waldes dem Malmaquifer zu. Eine Sonderstellung nehmen die Na-Cl-HCO₃-Wässer des südwestlichen Beckens ein. Die höher mineralisierten Tiefenwässer scheinen nicht oder nur im geringen Umfang am Wasserhaushalt des Malmaquifers beteiligt zu sein.

Im Großraum München können vor allem Korrosion und Mineralausfällungen (Scaling) die wirtschaftliche Nutzung der geothermischen Anlagen gefährden, wobei Schwefelwasserstoffkonzentrationen sowie die Druck- und Temperaturbedingungen innerhalb einer Anlage maßgeblich sind. Für die Beurteilung dieser Risiken wird ein Monitoring der relevanten physikochemischen Parameter des Thermalwassers empfohlen.

3 Tafelbankiger Dolomit in der Kernbohrung Moosburg SC4: Ein Schlüssel zum Verständnis der Zuflussraten in Geothermiebohrungen (Östliches Molassebecken, Malm Delta-Zeta; Süddeutschland)

3.1 Einleitung

Der Malm als tiefes karbonatisches Grundwassersystem stellt ein komplexes Zusammenspiel von Karst-, Poren- und Kluftgrundwasserleiter dar. Zunächst galten in der geothermischen Erschließung Störungen als dominierende hydraulische Elemente. Dies gilt grundsätzlich immer noch für die Anbindung eines Reservoirs an eine Geothermiebohrung. Mit zunehmender Kenntnis der Geologie und Sedimentologie des Malm stellt sich jedoch heraus, dass die Charakterisierung der Grundwasserdynamik anhand eines umfassenderen Reservoirmodells erfolgen sollte, das eine Kombination von Lithofazies und Strukturgeologie als wesentliche geologische und hydrodynamische Komponenten integriert. Auf Basis eines vom BMU geförderten Forschungsverbundvorhabens (FKZ: 0327671A/B) wird derzeit eine umfassende geologische und hydrogeologische Studie zur Grundwasserdynamik des Malm in Hinblick auf die geothermische Nutzung erarbeitet. Projektpartner in dem Verbundprojekt „Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des Süddeutschen Molassebeckens“ sind der Arbeitsbereich Hydrogeologie der FU Berlin und die Firma Erdwerk GmbH als Industriepartner sowie das Institut für Wasserchemie der TU München im Unterauftrag der FU-Berlin (SCHNEIDER et al. 2009). Die Arbeitsgruppe „Angewandte Faziesforschung“ vom Institut für Paläontologie am GeoZentrum Nordbayern wurde in einem frühen Projektstadium im Themenschwerpunkt Lithologie, Fazies und Porositätsentwicklung (Diagenese) mit eingebunden.

Die Malmtiefbohrung Moosburg SC4 (Moosburg Süd-Chemie 4) spielt für das Verständnis des geothermischen Reservoirs insofern eine sehr wichtige Rolle, als sie vom Purbeck als Oberkante des potenziellen Thermalwasserreservoirs bis in den oberen Dogger hinein durchgehend als Kernbohrung vorliegt (Abb.1). Sämtliche Geothermiebohrungen im Großraum München wurden dagegen nur im Spülbohrverfahren niedergebracht, so dass zur Beurteilung der Lithofazies lediglich Bohrklein in Sand- bis maximal Feinkiesfraktion zur Verfügung steht. Aus der Bohrung Moosburg SC4 können dagegen durch das Vorliegen von Kernmaterial wichtige Informationen zum Zusammenhang zwischen Lithofazies und Durchlässigkeit abgeleitet werden. Diese Ergebnisse sind durch Einordnung der Bohrung Moosburg SC4 in einen regionalgeologischen Faziesrahmen zum Teil auf andere Malm-Geothermiebohrungen im Süddeutschen Molassebecken übertragbar.

Aufgrund der immer noch relativ geringen Bohrungsdichte, den sehr selten vorhandenen Informationen aus Kernmaterial sowie nur vereinzelt und kleinräumig vorhandener 3D-seismischer Daten stellen zudem Analogiestudien im Aufschluss einen zentralen Bestandteil der Reservoircharakterisierung des Malmtiefen Grundwasserleiters dar. Es gilt dabei, die vorhandenen Erkenntnisse zur Entstehung, Verbreitung und Differenzierung der Fazies des Malm in Süddeutschland, die größtenteils auf Studien aus obertägigen Aufschlüssen der Fränkischen und Schwäbischen Alb beruhen, auf den Malm im tiefen Untergrund des

Süddeutschen Molassebeckens zu übertragen. Die fazielle und diagenetische Entwicklung des süddeutschen Oberen Jura (Malm) im Untergrund des Molassebeckens ist dabei von besonderer Bedeutung für die geothermische Exploration, da die besten Zuflussraten zu bisher nicht bekannten Anteilen sowohl aus dem dolomitischen Malm selbst (Typ Frankendolomit; Matrixproduktivität) als auch aus Klüften in Dolomit und Kalk kommen (WOLFGGRAMM et al. 2009, BÖHM et al. 2010, KOCH et al. 2010).

Die Fazies des Malm wird traditionell in „Massenkalke“ und „Bankkalke“ gegliedert (z. B. WAGENPLAST 1972, GWINNER 1976, Meyer 1972, 1977a, MEYER & SCHMIDT-KALER 1984, 1992, SELG & WAGENPLAST 1990). Die Massenkalke wurden herkömmlicherweise als „Schwamm-Algen-Riffe“ interpretiert, zwischen denen die gebankte Fazies abgelagert wurde. Den Massenkalken, welche häufig dolomitisiert und recalcitisiert (LIEDMANN & KOCH 1990, LIEDMANN 1992, REINHOLD & SCHROEDER 1994, REINHOLD 1996) sowie geklüftet und verkarstet sind, wurde als potenzielle Speichergesteine für Erdöl und Erdgas bereits besondere Aufmerksamkeit geschenkt (BACHMANN et al. 1987, PASTERNAK et al. 1997).

KOCH et al. (2010) dokumentieren am Beispiel der Bohrungen Scherstetten 1 und 2 die Verhältnisse im Malm des Molasse-Untergrundes südlich von Augsburg sowie die Erforschungsgeschichte. Anhand der Korrelation der beiden Bohrungen wird auch nachgewiesen, wie sich laterale Faziesänderungen in den Massenkalken des Malm auf eine Entfernung von nur 1,5 km auswirken können. Auch die derzeit noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen zur Fazies von Geothermiebohrungen im Großraum München im Rahmen des o. g. Forschungsverbundvorhabens bestätigen die oft kleinräumigen Faziesveränderungen. Diese Änderungen auf kurzer Distanz haben auch großen Einfluss auf die regionale und volumetrische Ausbildung von Speichergesteinen für geothermische Wässer und damit die Explorationsstrategie bei Geothermiebohrungen zur Minimierung des Fündigkeitsrisikos. In der geothermalen Erschließung im Süddeutschen Molassebecken wurde deshalb erstmals im Geothermieprojekt Unterföhring eine strukturgeologisch und faziell orientierte Explorationsstrategie auf Basis neuer 2D-seismischer Messungen verfolgt (BÖHM et al. 2007).

In der Nördlichen und Südlichen Frankenalb sowie in Bohrungen im Bereich Regensburg werden häufig sogenannte dicktafelbankige Kalke und Dolomite des Malm Delta und Epsilon beschrieben (MEYER & SCHMIDT-KALER 1984, 1992). Dieser tafelbankige Dolomit wird als Übergangsfazies zwischen der ungeschichteten Massenfazies und den gebankten Kalken, die in den Wannsen zwischen der Massenfazies abgelagert wurden, angesehen. MEYER (1977a) unterscheidet zwischen dolomitisiertem Treuchtlinger Marmor, der noch sehr gute Bankung aufweist, und dolomitisierten tafelbankigen Schwammkalken, die nur undeutlich sehr dick gebankt sind, und Kieselknollen sekundär verkieselte Schwämme aufweisen.

Derartige tafelbankige Schwamm-Dolomite sind in der Bohrung Moosburg SC4 im Malm Delta, Epsilon, Zeta 1 und Zeta 2 mit einer Mächtigkeit von etwa 236 m (1226-1462 m) durchgehend erschlossen. MEYER (1994) beschreibt eine Wechselfolge (vom Liegenden zum Hangenden) von löchrigem Dolomit mit Hornsteinen (Malm Delta und Epsilon), zu Plattendolomit, feingebanktem Dolomit, massigem Dolomit und gebanktem Dolomit (Malm Zeta 1) hin zu dünnen, dolomitischen Kalken, Dolomit mit wenigen Fugen und dolomitischen Kalken (Malm Zeta 2).

Diese alternierende Abfolge mit ihrer ausgeprägten horizontalen Orientierung der sedimentären Schichtungsmerkmale lässt eine Anisotropie in der räumlichen Ausbildung der gesteinsphysikalischen Eigenschaften (Porosität, Permeabilität) erwarten, dies mit z. B. geringer vertikaler und deutlich größerer horizontaler Permeabilität. Im Vergleich zur dolomitischen Massenfazies werden daher andere spezifische Eigenschaften für die Fließraten geothermischer Wässer in dem hier angetroffenen tafelbankigen Dolomit angenommen (vgl. WOLFGRAHM et al. 2009, BÖHM et al. 2010 und KOCH et al. 2010). Hydrogeologisch ist daher ein sogenanntes „Layer-Cake“-Modell mit schichtgebundenen Zuflüssen unterschiedlicher Höhe zu erwarten.

3.2 Schwammrasenbänke im Malm der Südlichen und Nördlichen Frankenalb

Nach MEYER & SCHMIDT-KALER (1984) bilden Schwämme nicht nur kuppelförmige Riffbauten (Biohermfazies), die den Meeresboden um mehr als 50 m überragen, sondern sie siedeln auch in sogenannten eher ebenflächigen Schwammrasenbänken zwischen den Riffbauten. Diese Biostrom- oder Schwammrasen-Fazies vermittelt somit zwischen der Schicht- und Riff-Fazies (Abb. 10 und 11). Der biogene Anteil ist in ihr geringer als in den Riffen, insbesondere fehlt ein durchgehendes Riffgerüst; Schwämme und Algenkrusten sind locker verteilt. Nimmt die Schwammbesiedlung flächenhaft zu, so bilden sich im höheren Malm Delta und Epsilon undeutlich-dickbankige, aber ebenflächige tafelbankige Kalke und Dolomite. Trotz neuer Interpretationen der Faziesverhältnisse (KOCH et al. 1994, 2010) wird nachfolgend die Benennung der Faziestypen gemäß MEYER & SCHMIDT-KALER (1984) beibehalten, um den Bezug zur umfangreichen Literatur leichter zu ermöglichen (MEYER 1972, 1975, 1977a, b, 1981, MEYER & SCHMIDT-KALER 1984, 1987, 1989, 1990, 1992, SCHMIDT-KALER 1985, STREIT & MEYER 1985).

Neben den Schwämmen mit nur dünnen mikrobiellen Krusten kommen vor allem Brachiopoden, Echinodermen, Bryozoen und Serpeln vor. Unter dem Mikroskop erkennt man, dass die Schwammrasen in ausgedehnten Kleinpartikelkalken aus Pellets, Onkoiden, Intraklasten und Ooiden angesiedelt sind. Dazu kommen noch die schon im Treuchtlinger Marmor häufigen Tubiphyten und weitere sessile Foraminiferen. Zahlreiche in Horizonten angeordnete Kieselknollen und sekundär verkieselte Schwämme (MEYER & SCHMIDT-KALER 1984) sind für die tafelbankige Biostrom-Fazies charakteristisch.

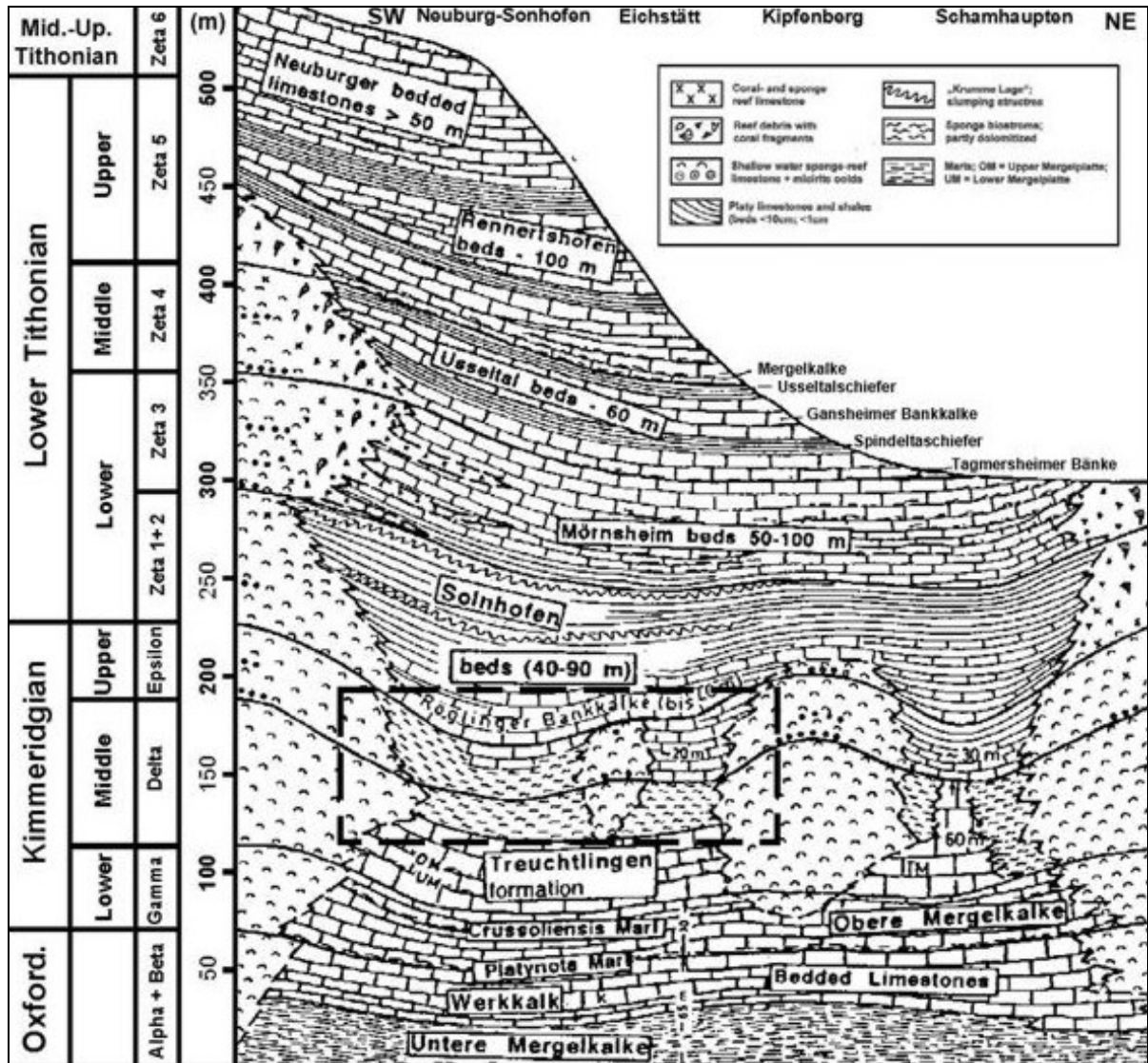


Abb. 10: Fazieschema und Gliederung des Malm der Südlichen Frankenalb (verändert nach MEYER & SCHMIDT-KALER 1984). Der Bereich des Übergangs von der Massenfazies zu dazwischen befindlichem Biostromkalk/-dolomit (Schwammrasen) und Bankkalk ist im Rechteck markiert.

Der große Dolomitsteinbruch östlich vom Bahnhof Eichstätt (Abb. 12) zeigt den Übergang vom massigen Riffdolomit in die gebankte Schwammrasenfazies deutlich. Die fast 100 m hohen Wände des Dolomitsteinbruches erschließen nach MEYER & SCHMIDT-KALER (1984) den Malm Delta bis Malm Zeta 1. Im Malm Delta ist ein wenig gegliedertes, weit gespanntes Riffgewölbe entwickelt, das aus mittel- bis grobkörnigem, massigem Dolomit mit nur wenigen Schichtfugen besteht. Im Osten am Brucheingang schließt die Schwammrasenfazies mit sehr dicken, dunkelgrau gefleckten, Hornstein-führenden Dolomitbänken an. Sie fallen mit 5-7° nach Osten vom Riff weg ein, das sich im Bereich der Delta-Epsilon-Grenze in seinem Top ca. 30 m über diese Schwammrasendolomitbänke erhebt.

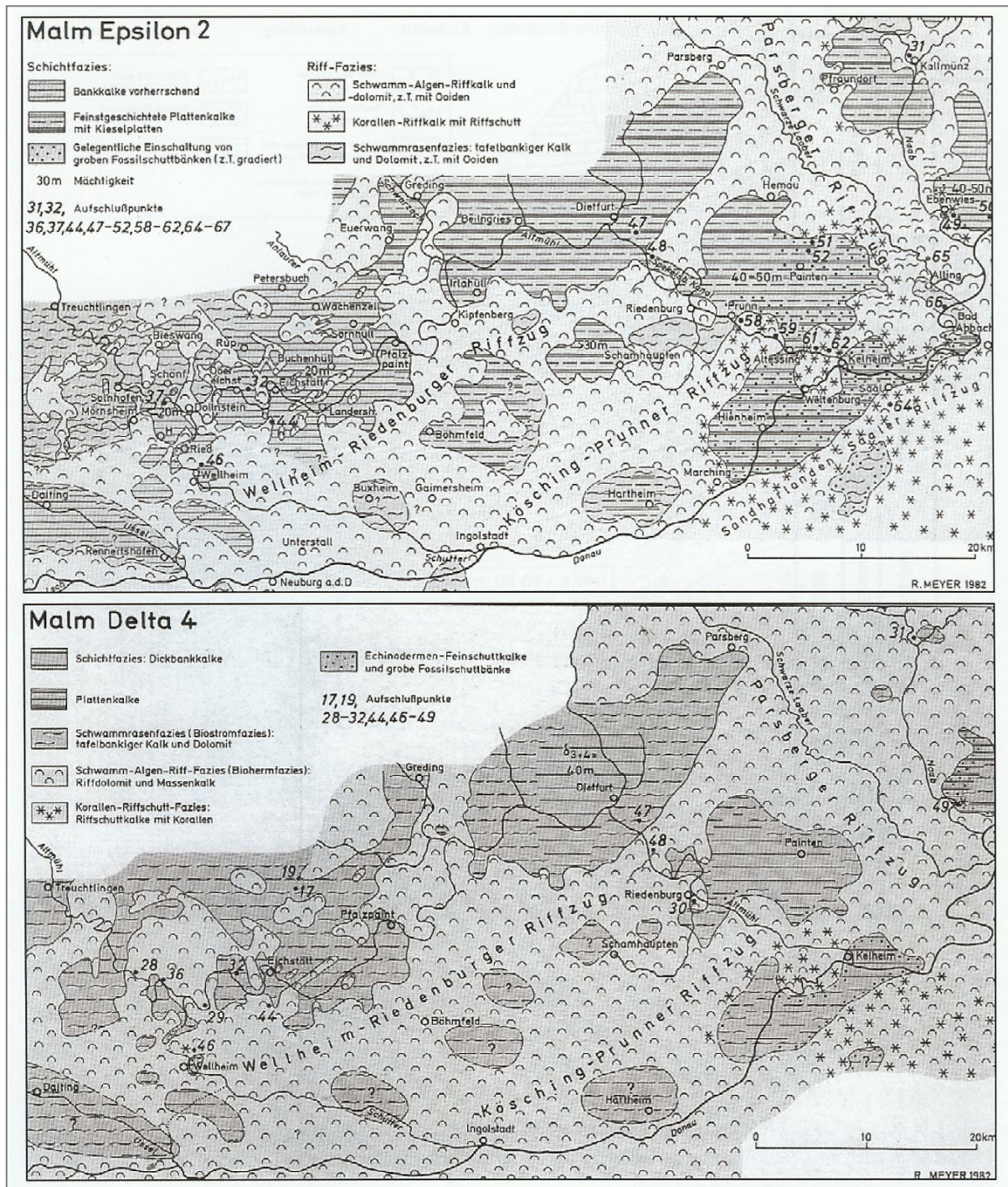


Abb. 11: Faziesverteilung im Malm Delta 4 und Epsilon 2 in der Südlichen Frankenalb nach Meyer & Schmidt-Kaler (1984)

Im Malm Epsilon konzentriert sich das Schwammwachstum auf einige Kernzonen, die nur undeutlich als Kuppeln hervortreten. Dazwischen liegen Bereiche mit dünneren, wannenartig lagernden Schwammrasen- und Dolomitbänken (MEYER & SCHMIDT-KALER 1984). Diese dunkelgefleckten Dolomite lassen noch Brachiopoden, Echinodermenreste und Tuberoide erkennen. An der Steinbruchoberkante überdecken die Plattendolomite des Malm Zeta 1 in welliger Lagerung die vom Rand her absterbenden Schwammrasen und Schwammriffe.

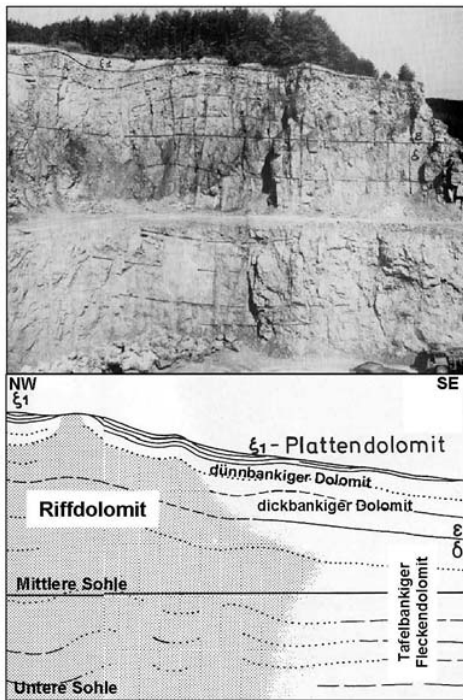


Abb. 12: Ostteil des großen Dolomitbruchs östlich vom Bahnhof Eichstätt. Im östlichen Bereich ist der Übergang vom massigen Riffdolomit in die östlich anschließende Schwammasenfazies aufgeschlossen (verändert nach MEYER & SCHMIDT-KALER 1984; Wandhöhe ca. 80 m).

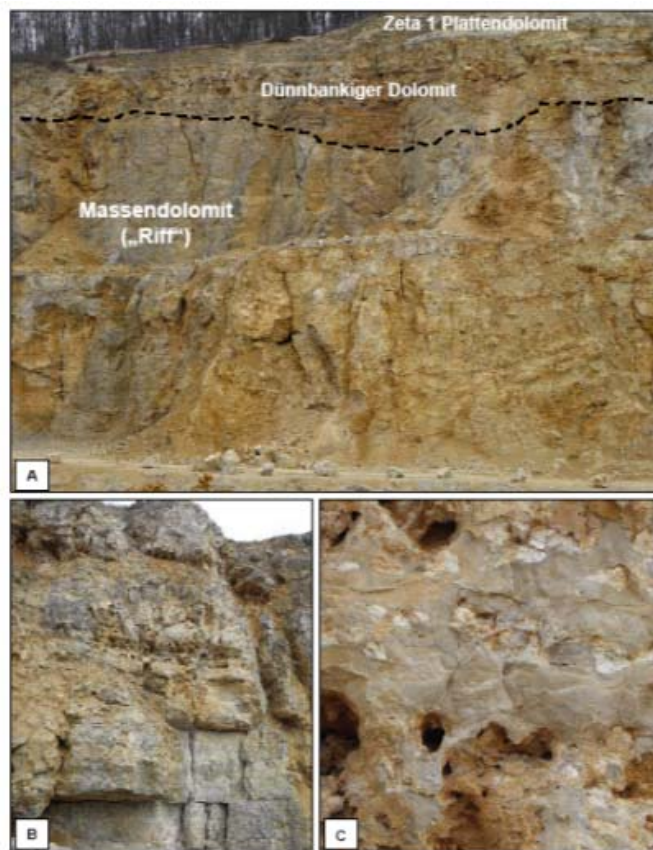


Abb. 13: Heutige Situation im großen Dolomitbruch östlich vom Bahnhof Eichstätt (Fotos R. Koch 2010). A) Massiger Dolomit („Riff“) des Malm Delta und Epsilon überlagert von dünnbankigem Dolomit (Malm Epsilon) und Plattendolomit des Malm Zeta 1 (Wandhöhe ca. 60 m). Der östlich anschließende dickbankige Dolomit (B; Wandhöhe ca. 12 m) weist zahlreiche Kieselknollen und Löcher auf (C; Bildbreite ca. 60 cm).

Die heutigen Aufschlussverhältnisse (Abb. 13) im Dolomitbruch am Bahnhof Eichstätt zeigen nach wie vor die dolomitische Dickbankfazies sehr gut aufgeschlossen, wie bereits von MEYER & SCHMIDT-KALER (1984) dokumentiert. Ferner treten in Reihen angeordnete Kieselknollen in unterschiedlichen Verwitterungsstadien bis hin zur Bildung von großen Löchern auf, wie sie in den Kernen der Bohrung Moosburg SC4 ebenfalls anzutreffen sind.

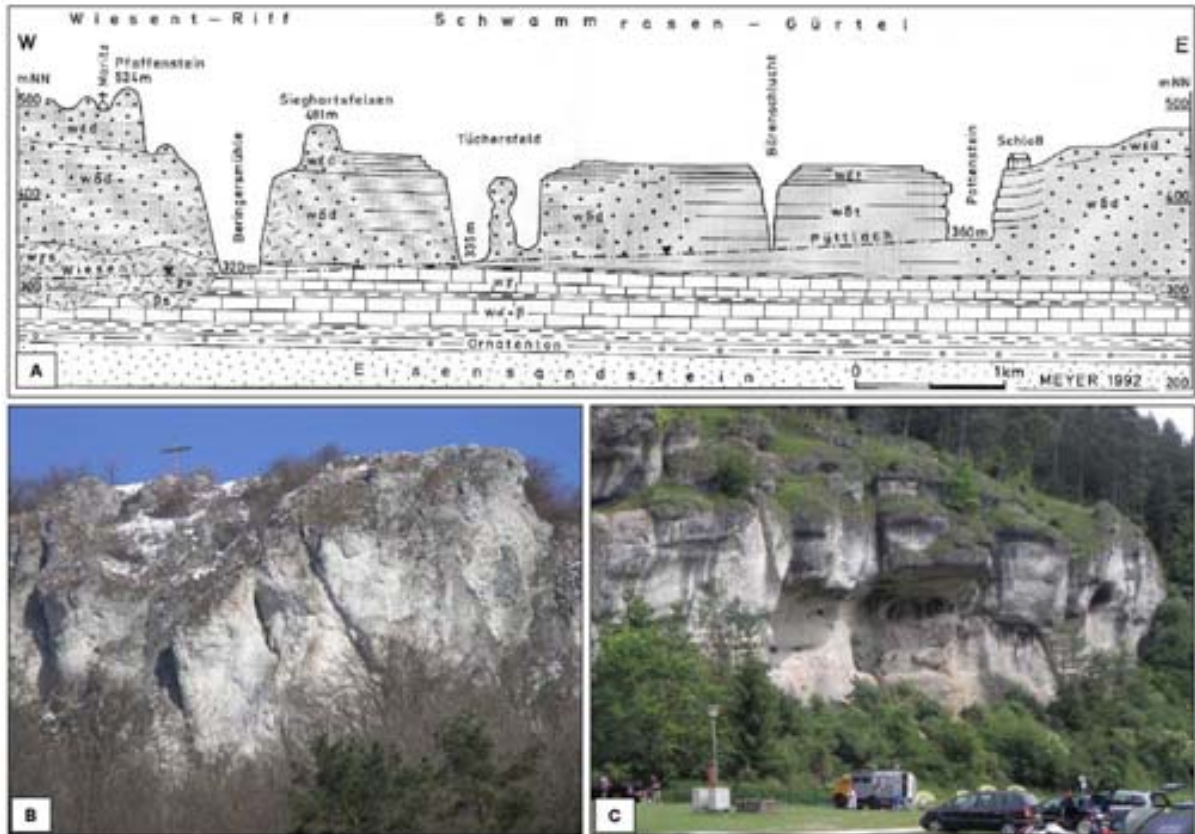


Abb. 14: A) Geologischer Schnitt entlang der Püttlach von Behringersmühle nach Pottenstein. Östlich von Behringersmühle verlässt das Püttlachtal das Wiesentriff und ist in horizontal gegliederten, dicktafelbankigen Dolomit des Malm Delta eingeschnitten. Die ebene Hochfläche darüber wird von den dünnen, kieselknollenreichen Dolomitbänken des Malm Epsilon gebildet. Unter dem Schloss von Pottenstein steigen die Dolomitbänke zu einem weiteren Riffgürtel nach Osten an (aus MEYER & SCHMIDT-KALER 1992). B) Beispiel eines ungeschichteten Massendolomits am Rodenstein am Walberla bei Forchheim (Wandhöhe ca. 30 m; Foto R. Koch 2009). C) Tafelbankiger Dolomit an den Bärenschluchtwänden im Püttlachtal (Wandhöhe ca. 30 m; Foto R. Koch 2010)

In der Nördlichen Frankenalb sind vergleichbare Aufschlussverhältnisse im Püttlachtal zwischen Behringersmühle und Pottenstein sehr gut zu studieren (Abb. 14 A und C), wie von MEYER & SCHMIDT-KALER (1992) dokumentiert. Östlich von Behringersmühle verlässt das Püttlachtal das Wiesentriff und ist in horizontal gegliederten, dicktafelbankigen Dolomit des Malm Delta eingeschnitten, wie besonders bei den Bärenschluchtwänden etwa 1 km westlich von Pottenstein aufgeschlossen (Abb. 14 C). Unter dem Schloss von Pottenstein kann man das Ansteigen der Dolomitbänke zu einem weiteren Riffgürtel nach Osten hin beobachten. Ein Vergleich mit massigem, ungeschichtetem Dolomit („Riffdolomit“), wie er etwa am Rodenstein, dem S-Gipfel des Walberla bei Forchheim, aufgeschlossen ist, machen den megaskopischen Unterschied deutlich, der sich letztendlich auch in mikroskopischen Merkmalen und in unterschiedlichen Fließraten von Wässern im Porensystem im Malmaquifer widerspiegeln sollte. Dabei spielt die vertikale Trennung verschiedener Dolomiteinheiten durch Einschaltungen von Plattendolomit und/oder Ton-Mergel-fugen eine wesentliche Rolle (vertikale Permeabilitätsbarrieren).

3.3 Die Bohrung Moosburg SC4

Die Bohrung Moosburg SC4 (Moosburg Süd-Chemie 4), die sich zwischen München und Landshut befindet (Abb. 15), wurde im Auftrag der Südchemie AG im Jahre 1990 abgeteuft. Sie ist die erste Bohrung im Süddeutschen Molassebecken, aus der das Purbeck (134 m) und der Malm (453 m) in einem durchgehenden Kernprofil vorliegen (MEYER 1994). Sie ist daher für die Diskussion über Zuflussraten aus dem dolomitischen Malm, wie er in den meisten Geothermieprojekten im Großraum München anzutreffen ist, von besonderer Bedeutung.

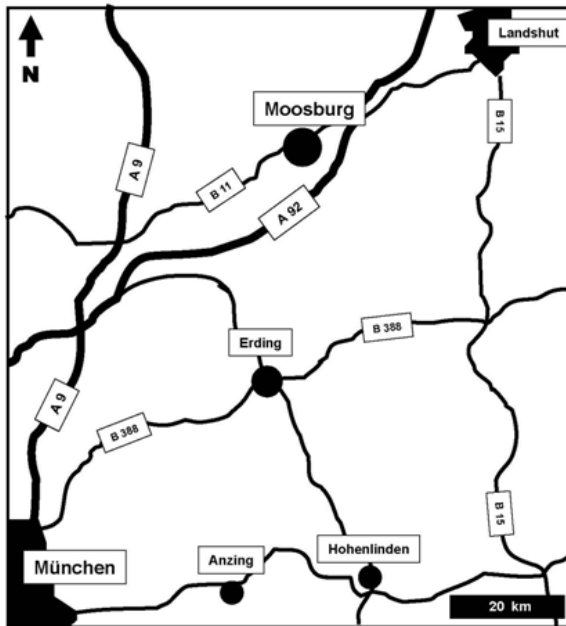


Abb. 15: Lage von Moosburg zwischen München und Landshut sowie weitere Ortschaften, in deren Umgebung Bohrungen auf Kohlenwasserstoffe und/oder im Rahmen von Geothermieprojekten abgeteuft wurden.

Im Liegenden des Gault-Sandsteins durchteuft die Bohrung nach der Gault-Transgression den gesamten Malm und erreicht die Endteufe bei 1585,20 m im Oberen Dogger (Tab. 2). Die Bohrung Moosburg SC4 liegt nach MEYER (1994) im Übergangsbereich von der Schicht- zur Massenfazies. Daher sind auch in den massigen Dolomitgesteinen des Malm Zeta immer wieder feingeschichtete, plattige Lagen eingeschaltet (Abb. 16). Die aus Schwammrasen hervorgegangenen tafelbankigen Dolomite des Malm Delta und Epsilon zeigen einschließlich des Schwamm-führenden Treuchtlinger Marmors an der Basis eine ausgeglichene Mächtigkeit um 100 m. Damit sind im Bereich Moosburg zwischen 1226 und 1462 Kernmeter etwa 236 m Malm in dolomitischer Ausbildung erschlossen.

Tab. 2: Stratigraphische Untergliederung der Malm-Folge in der Bohrung Moosburg SC4 nach MEYER (1994)

Gault-Transgression (982 m)	
- > 1115,80 m	Purbeck (133,80 m)
- > 1569,20 m	Malm (453,40 m)
- > 1226,00 m	Malm Zeta (Bankkalke)
- > 1476,50 m	Malm Delta-Zeta: Dolomit
- > 1502,00 m	Malm Gamma
- > 1569,20 m	Malm Alpha + Beta
- > 1585,20 m	Oberer Dogger bis Parkinsonien-Oolith

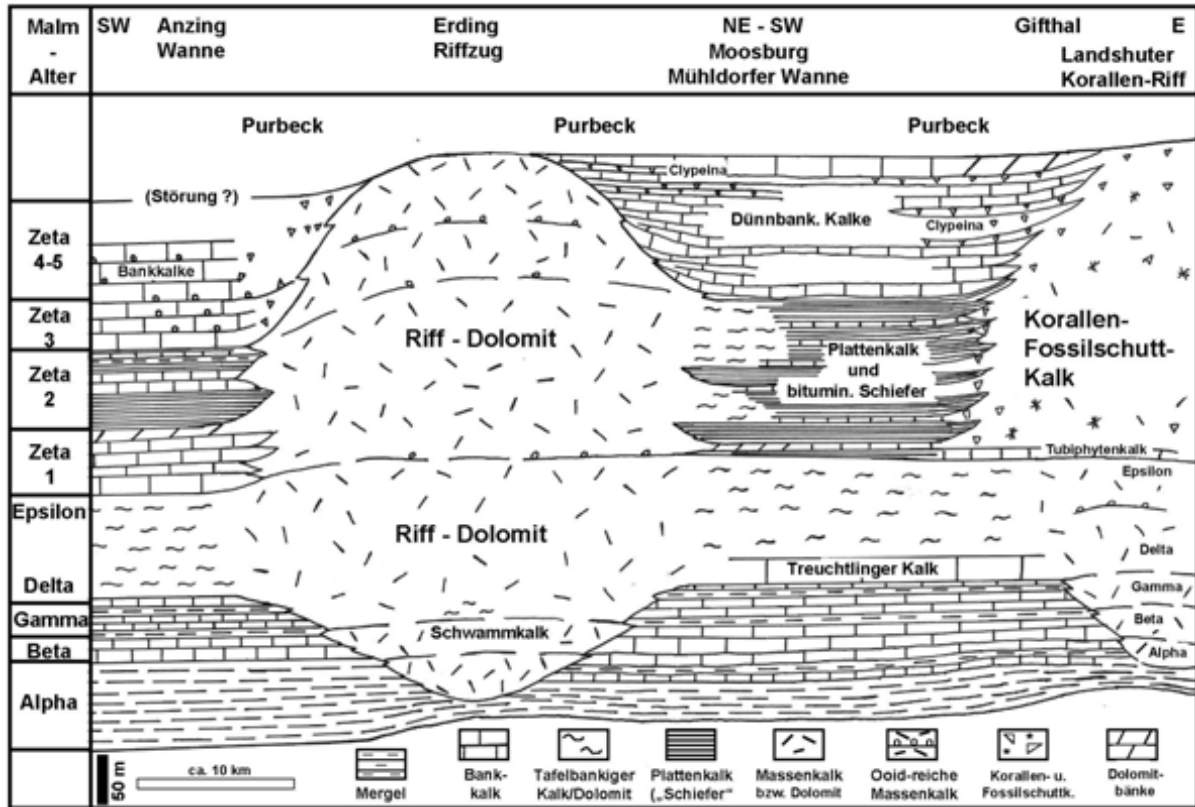


Abb. 16: Fazieschnitt durch den Malm von Anzing über Erding nach Moosburg und Gifthal mit Massenkalk-Komplexen, dazwischen befindlichen Schwammrasenbänken im Malm Delta und Epsilon sowie Beckenfazies im Malm Zeta (aus MEYER 1994)

3.3.1 Untersuchungsmaterial und Methoden

Für die ersten Untersuchungen, deren Schwerpunkt den Zusammenhang zwischen verschiedenen Ausbildungen der Dolomite und gesteinsphysikalischen Parametern (Porosität, Permeabilität) betrifft, wurden 31 Kernproben entnommen. Zusätzlich wurden 10 Proben aus den hangenden Kreidekalken und den Kalken des Unteren Malm (Alpha, Beta, Gamma) zur vollständigen Dokumentation der lithologischen Abfolge analysiert. Detaillierte, zum Teil Bank-für-Bank-Untersuchungen werden zurzeit durchgeführt. Wie KOCH et al. (2010) und BÖHM et al. (2010) deutlich machen, sollte das Purbeck aufgrund der in ihm vorhandenen dolomitischen und porösen Zonen in die Betrachtung möglicher Zuflusszonen einbezogen werden. Für die geothermische Nutzung wird das Purbeck jedoch aus Gründen potenzieller Bohrlochinstabilität sowie regional auftretenden hydrochemischen Problemen oft verrohrt oder durch einen ungelochten Liner abgesperrt. Stratigraphische Fragen im Purbeck-Kreide-Bereich müssen anhand von Log-Korrelationen und einer detaillierten Mikrofaziesanalyse noch geklärt werden.

Die Proben wurden makroskopisch aus Kernmärschen (Kernstrecken) entnommen, die für die unterschiedlichen, möglichen Zuflussraten geothermischer Wässer (von dicht bis hochporös und permeabel) besondere Lithologie aufweisen. Ziel war es, das gesamte Spektrum der verschiedenen Porositätstypen, wie Interkristallinporen, Partikellösungsporen (molds), Gesteinslösungsporen (vugs), Kluftporen (fractures) und Kanalporen (channels), zu erfassen. Die Position der Proben ist in Tab. 4 unter Angabe des jeweiligen Kernmarsches und der lithologischen, makroskopischen Kernanalyse von MEYER (1994) dokumentiert.

Es wurden 31 petrographische Dünnschliffe angefertigt und mit „Porenraum-Blau“ eingefärbt, wodurch alle offenen Porenräume in den Tafeln 1-8 blau erscheinen. Ferner wurden die Dünnschliffe mit Alizarin-S auf Calcit angefärbt, weshalb Calcit-Areale rot markiert sind. Die Klassifikation der Dünnschliffe erfolgt nach DUNHAM (1962) und die der Porosität nach CHOQUETTE & PRAY (1970).

Die Kristallgröße in den verschiedenen Dolomit-Typen (Tab. 3) wird in Anlehnung an die Angaben von FOLK (1962) für die authigenen Bestandteile in Kalk und Dolomit vorgenommen. FOLK (1962) beschreibt, dass die Größen der Allocheme und der authigenen Bestandteile getrennt betrachtet werden müssen. Dabei wird auch diskutiert, dass die häufigste Kristallgröße für Dolomit zwischen 62 und 250 μm liegt und daher dieses Intervall als mittelkristallin bezeichnet wird. Im Vergleich zur gebräuchlichen Einteilung in Korngrößenklassen wird in der vorliegenden Arbeit die 62 μm Grenze auf 63 μm verändert, was der Silt/Sand-Grenze in der Korngrößenanalyse entspricht. Ferner zeigen die hier durchgeführten Messungen und der Zusammenhang zu gesteinsphysikalischen Kenndaten, dass der Bereich 63-250 μm zur genaueren Analyse weiter unterteilt werden muss. Wir wählen daher die Unterteilung in $< 63 \mu\text{m}$ = sehr feinkristallin, 63-125 μm = feinkristallin, 125-250 μm = mittelkristallin und $> 250 \mu\text{m}$ = grobkristallin. Die Ergebnisse sind in Tab. 3 dokumentiert.

Von 18 Proben wurde die Gesamtporosität mittels Auftriebswägung bestimmt. Von 36 Proben wurden Plugs gebohrt (5 cm Länge, 3 cm Durchmesser) und die Permeabilität für Gas im Labor Dr. Zinkernagel (Bochum) mittels Hasslerzelle ermittelt.

3.3.2 Kristallgrößen, Kristallmorphologie und petrophysikalische Kennwerte

Die Angaben der Kristallgrößen in Tab. 3 sind bei der Benennung der Dolomitproben auf die Hauptbereiche des Spektrums der Kristallgrößen fokussiert. Daher können in der Spalte der reinen Messungen (Kristallgröße in μm) sowohl geringere als auch größere Kristallgrößen angegeben sein. Bei der Kristallmorphologie wird in Kristallgefüge aus überwiegend xenomorphen, stark verzahnten Kristallen, aus hypidiomorphen und aus idiomorphen Kristallen unterschieden. Bei idiomorphen Kristallen handelt es sich um gut ausgebildete Dolomitrhomboeder, die sowohl im gesamten, dann meist porösen Gestein als auch besonders in freie Partikel- und Gesteinslösungsporen hinein ausgebildet sind. Dort hatten sie ausreichend Raum für die Ausbildung ausgeprägter, schöner Rhomboeder Endflächen.

3.3.3 Petrographische Beschreibung der Bohrung Moosburg SC4

Die makroskopische Analyse der Bohrung Moosburg SC4 wurde von MEYER (1994) durchgeführt. Hieraus wurden ausgewählte Passagen der verschiedenen Kernmärsche (Kernstrecken) übernommen und zusammen mit den petrographischen Analysen der von uns ausgewählten Dünnschliffe dokumentiert (Abb. 17, Tab. 4). Die Beschreibungen erfolgen vom Hangenden zum Liegenden. Der für die Fragestellung bedeutende Bereich des dolomitischen Malm Delta bis Zeta 2 wird in dem gesonderten Kapitel 3.4 im Detail beschrieben und diskutiert.

Tab. 3: Bezeichnung der Kristallgrößen authigener Bestandteile (Zement, Dolomit) nach FOLK (1962). x = vorhanden, xx = häufig, xxx = sehr häufig, xxxx = fast ausschließlich

Probe	Porosität [%]	Permeabilität [mD]	Kristallgröße [µm]	Kristallmorphologie			Benennung der Dolomitproben (Hauptbereiche der Kristallgröße)
				Xenomorph	Hypidiomorph	Idiomorph	
KM 47	2,1	0,43	50-220	x	xxx	x	Fein- bis mittelkristallin
KM 51	0,7	0,03	50-120	-	xx	xxxx	Feinkristallin
KM 60	0,6	0,26	20-100	xx	xxx	-	Sehr fein- bis feinkristallin
KM 63	17,1	6,4	20-70	-	x	xxxx	Sehr fein- bis feinkristallin
KM 66	0,9	-	20-100	x	xxx	-	Sehr fein- bis feinkristallin
KM 70	7,3	46,9	20-100	x	x	xxxx	Sehr fein- bis feinkristallin
KM 75	7,6	-	50-120	x	xx	xxx	Sehr fein- bis feinkristallin
KM 80	1,0	0,22	50-120	xx	xxx	x	Sehr fein- bis feinkristallin
KM 82	-	-	50-400	x	xxx	x	Mittel- bis grobkristallin
KM 83	1,1	0,05	20-100	x	xxxx	xx	Sehr fein- bis feinkristallin
KM 85	-	-	80-300	x	xxxx	xx	Mittel- bis grobkristallin
KM 88	5,4	62,7	50-300	x	xxx	xxx	Mittel- bis grobkristallin
KM 94	-	-	50-300	x	xxx	x	Fein- bis mittel- und grobkristallin
KM 98	7,6	0,4	100-300	-	xxx	xxx	Mittel- bis grobkristallin
KM 101	2,4	-	50-200	xx	xxxx	x	Fein- bis mittelkristallin
KM 102	1,4	-	20-100	xx	xxxx	x	Sehr fein- bis mittelkristallin

Das Purbeck (982,0-1115,80 m) weist eine Mächtigkeit von 133,80 m auf (Abb. 17). Es besteht nach MEYER (1994) im Südlichen Molassebecken aus salinaren Ablagerungen mit charakteristischen groben Oolithen, dolomitischen Laminiten und Brekzien. Das Purbeck wird von der auflagernden Unterkreide diskordant gekappt und weist daher eine unterschiedliche Mächtigkeit auf (Bohrung Moosburg 133,80 m; Bohrung Ampfing 62 m; Bohrung Gifthal 128 m). In der Bohrung Moosburg SC4 treten an der Basis des Purbeck dichte Mikrite mit deutlichen Stylolithen auf, an die zum Teil Lösungs-poren (Kanalporen) gebunden sind (KM 20). Das Gamma-Log weist auf deutlich hohe Tongehalte im Wechsel mit einigen „sauberen“ Ooid-Kalken und *Favreinen*-Packstones (zwischen 1040-1050 m) hin, wie z. B. in der Bohrung Pullach Th2 von BÖHM et al (2010) beschrieben. Die Ooid-Packstones und Grainstones des Purbeck zeigen auch hier, wie in anderen Bohrungen, zum Teil beträchtliche Porositäten und sollten daher in die Überlegungen hinsichtlich der Zuflussraten geothermischer Wässer einbezogen werden.

Die Kalksteine des Malm Zeta 4 und 5 (1115-1176 m; 61 m Mächtigkeit) bestehen aus sogenannten „Breisteinen“ (MEYER 1994), bei denen es sich um partikelreiche Kalke mit großer Diversität an biogenen Komponenten handelt (KM 21 und KM 26). Mikritische und peloidale Kalke mit Mikrofossilien, wie *Bankia striata*, *Clypeina jurassica* und benthische Foraminiferen, sind häufig. Tonige Kalke weisen einige besonders Ton-reiche Horizonte auf, die im Gamma-Log durch entsprechend hohe Ausschläge charakterisiert sind (Abb. 17).

Das als Malm Zeta 3 (1176-1226 m; 50 m Mächtigkeit) eingestufte Intervall weist dagegen reinere Kalke mit geringen Nichtkarbonatanteilen auf, was sich gemäß Litholog nach MEYER (1994) in größeren Bank-Mächtigkeiten äußert. Die ansonsten hellen Kalke zeigen an der Basis dunkle, wellige Tonfasern, was die Entwicklung von etwas tonigem Kalk zu reinem Kalk deutlich macht. Der dichte Mikrit an der Basis der Folge (KM 37) enthält neben einzelnen biogenen Bruchstücken auch zahlreiche idiomorphe kleine Dolomitrhomboeder und markiert damit den Top der dolomitischen Abfolge in der Bohrung Moosburg SC4 (Abb. 17, Tab. 4).

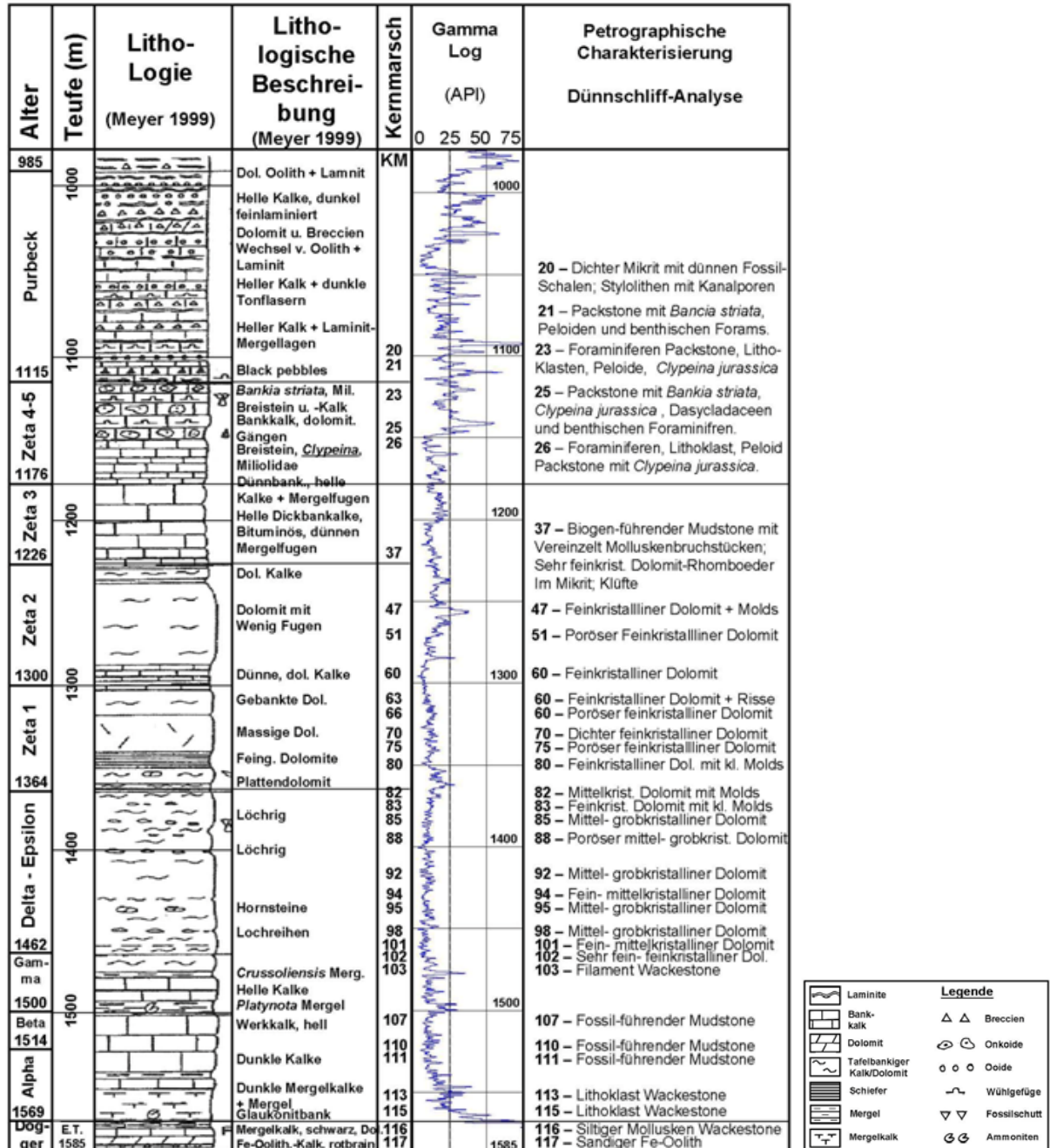


Abb. 17: Lithologische Beschreibung und stratigraphische Untergliederung der Kernstrecke Purbeck-Malm-Dogger in der Bohrung Moosburg SC4 nach MEYER (1994). Ferner sind die untersuchten Proben (Kernmarsch – KM), das Gamma-Log und eine petrographische Kurzbeschreibung der Dünnschliffe aufgeführt.

Tab. 4: Beschreibung der Kernmärsche der Bohrung Moosburg SC4 nach MEYER (1994)

Kern- marsch Probe	Teufen- Intervall [m]	Stratigraphie (MEYER1994)	Kernmarschbeschreibung (MEYER 1994)
20	1099,40- 1108,40	Purbeck Basis	Oolithkalk, hell, massig; heller Massenkalk; Stylolithkalk mit „black pebbles“; einzelne Feinschuttpartikel
21-26	1108,40- 1116,80 bis 1147,10- 1156,10	Malm Zeta 4-5	Helle, weiße, massige styl. Kalke, laminiert mit wenigen dkl. Tonfasern (oben dkl. Schuttpartikel); hellgraue Wühlbauten + feine Laminite bis 1 m über Basis; darunter poröse, breisteinartige Onkoidkalke; helle Onkoide < 1 cm; lappig, konzentrisch aufgebaut; <u>Mikrofazies</u> : sehr häufig <i>Bankia striata</i> ; viele Foraminiferen (Textulariidae, Miliolidae; selten Schnecken) <i>Für weitere Beschreibungen wird auf MEYER (1999) verwiesen, da Purbeck und oberster Malm (Zeta 4-5) für die vorliegende Fragestellung nicht relevant sind.</i>
37	1218,20- 1223,60	Malm Zeta 3	Helle Kalke mit dunklen, welligen, dünnen Mergelfasern im Abstand von 0,2 m > 1 m
47	1252,10- 1255,80	Malm Zeta 2	Ab hier Poren bis 1 cm im bräunlichen, harten Dolomit, zum Teil etwas gröber, meist mittelkristallin; Poren mit größeren Dolomitkristallen besetzt
48-60 51	1255,80- 1290,20	Malm Zeta 2	Ebensolcher, harter Dolomit, mittelkristallin, meist ohne Poren, dunkelgrau, leicht bituminös; ab 2 m unter Kopf KM 60 wieder Beginn der nun deutlich gebankten, hellen Kalke (ab 1287,60 m)
60-62 60	1287,60- 1302,50	Malm Zeta 2	Heller, etwas feiner kristalliner dolomitischer Bankkalk mit ebenen, zum Teil feingeschichteten dunklen, etwas mergeligen Zwischenlagen im Abstand von 5-10 cm; zum Teil auch 20 cm (dünn- bis mittelbankige); dunkle Lagen 1 cm bis selten 5 cm; leicht bituminös
63	1302,50- 1310,90	Malm Zeta 1	Gebankte, feinkristalline, braune Dolomite mit dunklen, ebenen Schichtfugen
67-76 70	1318,00- 1340,00	Malm Zeta 1	Dunkelgraue, feste, splitterige, massive Dolomite, mittelkristallin, nur sehr wenig Hohlräume; große Calcitdruse bei 1338-1339 m und bei 1333 m
80	1348,90- 1356,50	Malm Zeta 1	Etwa ab 1352 m Einsetzen des massiven Dolomits; ab 1356 m Beginn der löchrigen Dolomit-Fazies, massig; bei 1356,50 m Hornsteinknolle: Mikrofazies: Schwamm mit dünner Kruste mit Rhaxen; Muscheln, Bryozoen
83-85	1364,50- 1381,20	Malm Delta - Epsilon	Es folgen löchrige (meist 0,5-3 cm) feste, dunkelgraue Dolomite z. T. mit etwas Pyrit, größere Lösungshohlräume 3 m unter Kopf; bei 1367,50 m Hohlraum bis 10 cm, rund. Große Hohlräume an der Basis, zum Teil etwa plattige Dolomite. Die Hohlräume sind meist geschlossen.
88+89	1391,60- 1400,00	Malm Delta - Epsilon	Weiterhin löchrige, feste Dolomite (fleckig), die partienweise hellfleckig und etwas calcitischer (recalcitisiert) sind. Rekrystallisierte, zuckerörnige Partien sind zum Teil herausgelöst worden und bilden Löcher.
94	1428,10- 1435,60	Malm Delta - Epsilon	Deutlich dünnflaseriger Dolomit (1-2 cm; selten 5 cm)
98	1449,00- 1458,00	Malm Delta - Epsilon	Tafelbankiger Dolomit wie oben mit dunkelgrauen horizontalen Schlieren im etwas helleren Dolomit; horizontale Lochreihen
102	1476,50- 1481,00	Malm Gamma	1476,50-1478,50 m, Horizont der <i>Crussoliensis</i> -Mergel. Dolomitisierte Bänke, zum Teil tuberolithisch mit dünnen Mergelzwischenlagen bis 1477,74 m; bis 1477,98 m dolomit. Mergel, darunter folgen schwach tuberolithische Bankkalke, hellgrau mit deutlichen dunklen, dünnen (bis 1 cm) Mergelfasern
107	1505,30- 1512,00	Malm Beta	Helle Werkkalke (Malm Beta) von 1502-1514,50 m in Bänken von 10 bis 60 cm mit dünnen schwarzen Fugen

Der Malm Zeta 2 (1226-1300 m; 74 m Mächtigkeit; Abb. 17) besteht am Top und an der Basis aus dünn gebankten dolomitischen Kalken (MEYER 1994). Sie schließen ein mehr massiges Dolomitpaket mit nur wenigen Bankfugen ein, in dem allerdings auch dichter, feinkristalliner Dolomit eingeschaltet ist. Der hier auftretende, bräunliche, harte Dolomit ist besonders im mittleren Paket von etwa 50 m Mächtigkeit etwas gröber, meist mittelkristallin und zeigt größere Hohlräume, die randlich mit größeren Dolomitekristallen besetzt sind (KM 47). Legt man die Grenzen nach der lithologischen Ausbildung des Dolomits, erstreckt sich dieses mittlere Intervall von 1226-1287 m und weist somit 61 m Mächtigkeit auf (Abb. 18). Die Grenze zum liegenden dünnen, dolomitischen Kalk (nach MEYER 1994), bei dem es sich nach der Dünnschliffanalyse um einen dichten, sehr feinkristallinen Dolomit handelt (KM 60), befindet sich demnach bei 1287 m, noch 13 m über der eigentlichen Grenze zum Malm Zeta 1. Der deutlich gebankte, harte und feinkristalline Dolomit, welcher die mittlere Einheit einschließt, weist dagegen kaum größere sichtbare Porenräume auf (KM 51 und KM 60) und lässt feine Tonfasern erkennen, was einen höheren primären Tongehalt und den Ausschlag im Gamma Log unterstreicht.

Im Malm Zeta 1 (1300-1364 m; 64 m Mächtigkeit) ist ein weiteres massiges Dolomitpaket anzutreffen, das im Hangenden und Liegenden von dünn gebanktem und plattigem Dolomit umrahmt ist (Abb. 17 und 18; Tab. 2 und 3). Der dort gebankte, feinkristalline braune Dolomit weist dunkle, ebene Schichtfugen auf. Der im mittleren Bereich vorkommende dunkelgraue, feste, splitterige, massive Dolomit (Mächtigkeit ca. 40 m) ist sehr fein- bis feinkristallin und lässt nur sehr wenige größere Hohlräume erkennen (KM 66). Lagenweise sind allerdings hochporöse sehr fein- bis feinkristalline Dolomite eingeschaltet (KM 63 und KM 70), in denen extrem offene Interkristallinporen zu finden sind. Dies kann wahrscheinlich auf die Auslösung von restlichen, calcitischen Bereichen zurückgeführt werden, in denen die ehemals frei im Calcit schwimmenden Dolomithomboeder zurückgeblieben sind. Ausgangsgestein dürfte ein mit idiomorphen Rhomboedern nur unvollständig dolomitierter Kalk gewesen sein. Der meiste hier auftretende Dolomit ist sehr fein- bis feinkristallin und weist deutlich sichtbare Interkristallinporen (KM 75) oder ein dicht verzahntes Kristallgefüge auf (KM 80). Legt man die Grenzen für dieses mittlere, massige Dolomitpaket nach lithologischen und petrophysikalischen Parametern fest, so ergibt sich eine Mächtigkeit von 37 m und das massige Dolomitpaket reicht von 1303-1340 m (Abb. 18). Die liegende Grenze der überwiegend feinkristallinen Einheit des feingebankten Dolomits und Plattendolomits (nach MEYER 1999) befindet sich unverändert bei 1364 m, was der Grenze zum Malm Epsilon entspricht.

Der Malm Delta-Epsilon wird nach MEYER (1994) von 1364 m bis 1462 m (98 m Mächtigkeit) angetroffen. Die Abfolge kann in einen oberen Bereich, der in etwa dem Malm Epsilon, und einen unteren Bereich, der dem Malm Delta entspricht, untergliedert werden. Zum Hangenden wird der Malm Epsilon von dem basalen Plattendolomit des Malm Zeta 1 begrenzt. Die Grenze zum liegenden Malm Delta kann etwa in der Mitte des Schichtpaketes bei ca. 1430 m gezogen werden. Sie trennt dann den liegenden, überwiegend mittel- bis grobkristallinen Dolomit mit Hornstein und Lochreihen von dem hangenden, löchrigen sehr fein- bis feinkristallinen Dolomit. Auch tritt im oberen Bereich noch vermehrt plattiger Dolomit auf. Der obere Dolomit (Malm Epsilon) ist mittel- bis grobkristallin (KM 82) und lässt einige noch offene Gesteinslösungs-poren (Vugs) erkennen, die bis zu 10 cm groß sein können. Dieses Paket wird an der Basis durch etwas plattigen Dolomit begrenzt, der durchweg feinkristallin ist (KM 83). Der weiterhin löchrige, feste, fleckige Dolomit, der

partienweise hellfleckig erscheint (MEYER 1994), ist mittel- bis grobkristallin und zeigt sowohl Kanalporen (channel-porosity; KM 85) entlang von Stylolithen als auch weite, offene Interkristallinporen (KM 88). Ein deutlich dünnflaseriger, fein- bis mittelkristalliner Dolomit (KM 94) besteht aus intensiv verwachsenen Kristallen und zeigt nur wenige noch offene Partikel- und/oder Gesteinslösungsporen, deren Wände mit idiomorphen Enden von Dolomitkristallen bedeckt sind. Mittel- bis grobkristalliner (KM 98) und fein- bis mittelkristalliner Dolomit (KM 101) im unteren Teil der Schichtfolge entspricht dem basalen Teil des Malm Delta. Dieser wird von MEYER (1994) als tafelbankiger Dolomit mit dunkelgrauen horizontalen Schlieren im etwas helleren Dolomit mit horizontalen Lochreihen beschrieben.

Der an der Basis auftretende, mit Tonschlieren durchsetzte sehr fein- bis mittelkristalline Dolomit (Abb. 17) lässt nur noch kleine Lösungsporen erkennen, die fast vollständig mit idiomorph weiter gewachsenem Dolomit verschlossen sind (KM 102). Sie werden auf vereinzelt in einem tonigen, dichten Mikrit schwimmende biogene Komponenten zurückgeführt, die im Verlauf der Diagenese gelöst wurden und offene Molds hinterlassen haben.

Die Schichtfolge des Malm Delta und Epsilon entspricht in der Gesamtheit den aus Aufschlüssen der Südlichen und Nördlichen Frankenalb beschriebenen Beispielen (Abb. 12, 13 und 14). Dies trifft auch auf die gesamte Mächtigkeit zu, die im Dolomitbruch am Bahnhof Eichstätt von MEYER & SCHMIDT-KALER (1984) mit etwa 100 m (einschließlich etwas Malm Zeta 1 im Hangenden) und in der Bohrung Moosburg SC4 von MEYER (1994) mit 98 m angegeben wird.

Der Malm Gamma wird von MEYER (1994) mit einer Mächtigkeit von 38 m angegeben (1462-1500 m). In der Probe KM 103 schwimmen dünne Schalenbruchstücke (Filament-Kalk) neben anderen Bruchstücken von Mikrofossilien in dichtem Mikrit. Dieser Faziestypen tritt in mehreren Bohrungen (z. B. Altensteig 1, POMONI-PAPAIIOANNOU et al. 1989, Schersteten 1 und 2, KOCH et al. 2010) im obersten Malm Gamma bis in den Basisbereich des Malm Delta auf und kann daher als lithostratigraphisch leitend angesehen werden. Der Malm Gamma wird gut durch die beiden stratigraphischen Zonen der *Platynota*- und der *Crussoliensis*-Mergel charakterisiert, die als deutliche Tonbereiche im Gamma-Log zu erkennen sind (Abb. 17).

Der Malm Beta wird von 1500-1514 m angezeigt (14 m Mächtigkeit). Er tritt als heller Werkkalk in Bänken von 10 bis 60 cm mit dünnen schwarzen Fugen auf. In dem dichten Mudstone schwimmen nur vereinzelt feine Fossilreste. Gelegentlich treten feine Tonflaser und Stylolithen auf, entlang derer auch wenige Kanalporen durch Lösung ausgebildet sein können (KM 107). Dichte, fossilführende Mudstones bis Wackestones mit dünnen Tonflasern enthalten Calcisphären, Schwammnadeln und kleine Fossilbruchstücke (KM 111).

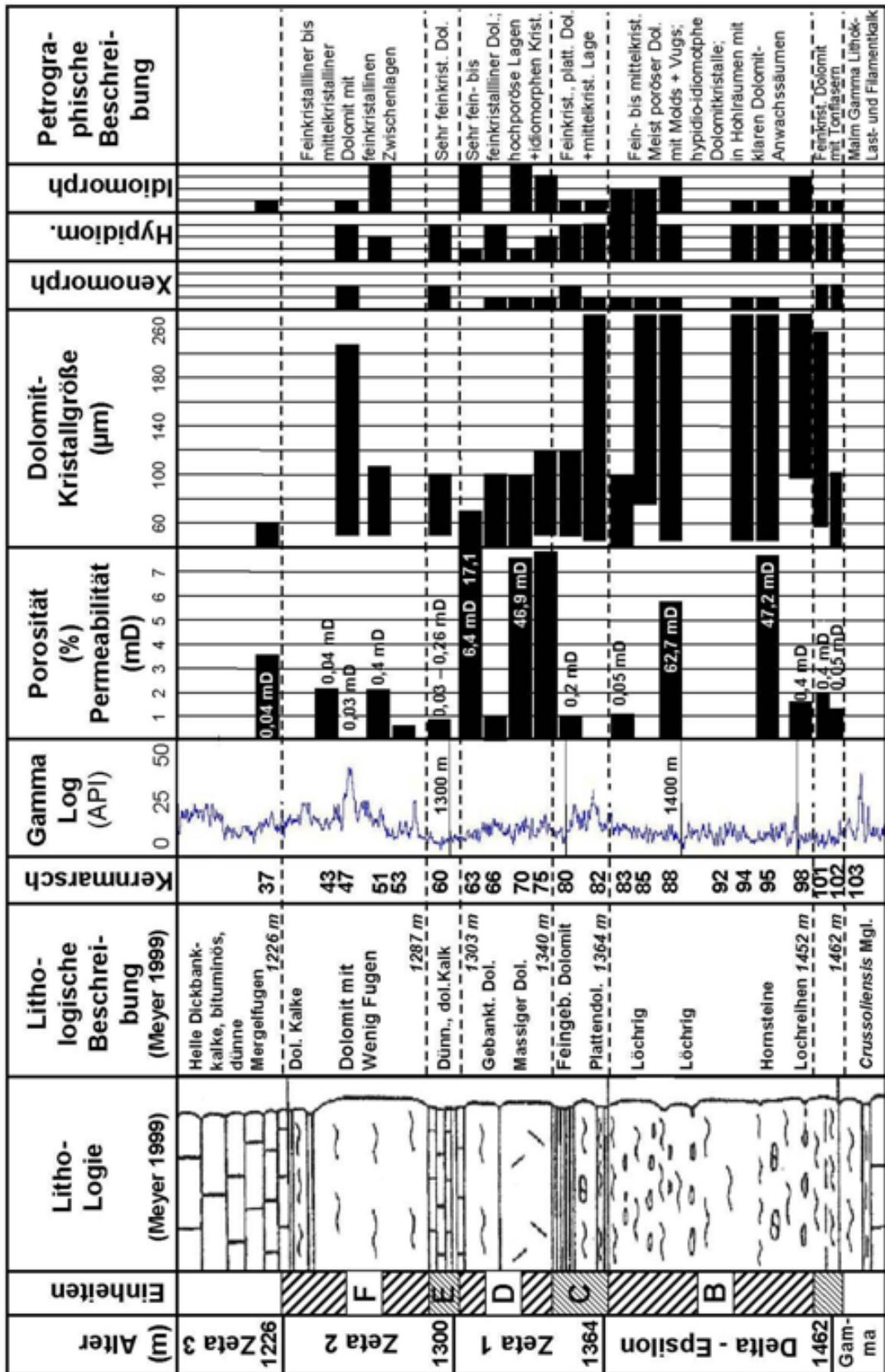


Abb. 18: Die tafelbankige Dolomittfazies des Malm Delta bis Malm Zeta 2 stellt die hydrogeologisch interessante Schichtfolge in der Bohrung Moosburg SC4 dar. Lithologie und Beschreibung nach MEYER (1994); dargestellt sind ferner die Position der Proben verschiedener Kernmärsche, Gamma-Log, gesteinsphysikalische Kenndaten ausgewählter Proben, Morphologie und Größe der Dolomitekristalle, petrographische Beschreibung sowie lithologische Intervalle A – F und Grenzen

Der Malm Beta weist die in vielen Logs sichtbare charakteristische Dreiteilung (z. B. Altensteig 1, POMONI-PAPAIOANNOU et al. 1989, Scherstetten 1 und 2, KOCH et al. 2010) in einen liegenden und hangenden relativ „sauberen“ Bereich (geringe Tonanteile, geringe Gamma-Impulsrate) und einen mittleren, etwas tonigeren Bereich (höhere Gamma-Impulsrate) auf (Abb. 17). Der von MEYER (1994) ausgewiesene Malm Beta mit nur 14 m Mächtigkeit könnte daher nach den Logs anders interpretiert werden, wie von KOCH et al. (2010) am Beispiel der Bohrungen Scherstetten 1 und 2 dokumentiert, und damit eine Mächtigkeit von etwa 35 m erreichen (1500-1535 m).

Der Malm Alpha (1514-1569 m) weist eine Mächtigkeit von 55 m auf, enthält aber im oberen Bereich auch Gesteine, die in den Malm Beta gestellt werden könnten. In dem Lithoklast-Wackestone schwimmen zahlreiche Lithoklasten als dunklere, meist rundliche Komponenten (KM 113). Dabei handelt es sich um Schlamm-Gerölle, wie sie für den basalen Bereich des Malm häufig charakteristisch sind. Das Gamma-Log weist die Entwicklung von toniger, siltiger Basis zu mehr reinen Kalken im Hangenden auf, was sich in der Abnahme der Gamma-Impulsrate deutlich zeigt (Abb. 17).

Der Dogger (1569-ET 1585 m) zeichnet sich durch erhöhte Tongehalte, einige Molluskenbruchstücke und/oder durch karbonatisch gebundene Sandsteine aus (KM 116).

3.4 Die tafelbankigen Dolomite des Malm Delta, Epsilon, Zeta 1 und Zeta 2 als potenzielle Träger für geothermische Wässer

Die tafelbankigen Dolomite des insgesamt etwa 236 m mächtigen Intervalls (1226-1462 m) sind für den potenziellen Zufluss geothermischer Wässer vor allem in Bohrungen des östlichen Molassebeckens von besonderem Interesse (Abb. 18). Hinzu kommt die vertikale Wechsellagerung von Intervallen von Dolomit mit unterschiedlicher Kristallgröße, Porosität und Permeabilität. Darüber hinaus sorgen eingeschaltete Zonen sehr feinkristalliner Dolomite mit deutlichen, horizontalen Tonfasern für vertikale Permeabilitätsbarrieren. Die tafelbankigen Dolomite vom Malm Delta bis zum Malm Zeta 2 stellen in der Bohrung Moosburg SC4 eine alternierende Folge von mittel- bis grobkristallinen Dolomit-Schichten mit zwischengeschalteten sehr fein- bis feinkristallinen Dolomiten dar (Abb. 17, 18 und 19). Diese Abfolge kann daher im lagerstättenkundlichen Sinne als Sandwich-Aufbau (layer-cake) mit bevorzugt horizontalen Wegsamkeiten für Fluide und vertikalen Permeabilitätsbarrieren interpretiert werden.

Die von WOLFGRAMM et al. (2009), BÖHM et al. (2010) und KOCH et al. (2010) diskutierten Gesetzmäßigkeiten, die für die unterschiedliche Ausbildung sehr fein-, fein-, mittel- und grobkristalliner Dolomite und deren gesteinsphysikalische Kenndaten verantwortlich sind, gelten sowohl für den Massendolomit anderer Tiefenaufschlüsse als auch für den tafelbankigen, geschichteten Dolomit der Bohrung Moosburg SC4. Dabei werden massige, dolomitische Körper im Malm des Molassebeckens generell als Zonen mit zu erwartender höherer hydraulischer Durchlässigkeit gesehen (JODOCY & STOBER 2009).

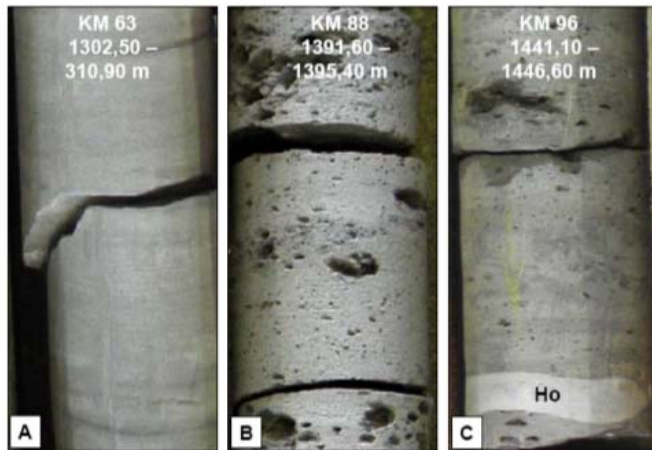


Abb. 19: Charakteristische Kernabschnitte als repräsentative Beispiele für den „Sandwich-Aufbau“ der tafelbankigen Dolomite des Malm Delta, Epsilon, Zeta 1 und Zeta 2 in der Bohrung Moosburg SC4. A) KM 63: Feingebankter Dolomit an der Basis des Malm Zeta 2; B) KM 88: Löchriger Dolomit des Malm Epsilon; C) KM 96: Dolomit mit Lochreihen und Hornsteinknollen (Ho) des Malm Delta (Kern-durchmesser 8 cm)

Die in der Bohrung Moosburg SC4 erschlossene Folge von tafelbankigen Dolomiten kann vom Liegenden zum Hangenden gemäß den petrographischen Charakteristika und den gesteinsphysikalischen Kenndaten in die Abschnitte A - F untergliedert werden (Abb. 18). Die Mächtigkeiten der nutzbaren Einheiten mit wechselnden petrophysikalischen Eigenschaften betragen dabei etwa 106 m für den Malm Delta und Epsilon, 37 m für den Malm Zeta 1 und 61 m für den Malm Zeta 2.

Die an wenigen Proben ermittelten Porositäten betragen zwischen $\ll 1$ und 17,1 % (Abb. 18). Die Permeabilitäten streuen von 0,03 mD bis zu 62,7 mD. Die bei einem derartigen Gestein vorhandenen Zuflüsse können aus der sogenannten Matrix-Porosität und -Permeabilität hergeleitet werden. Die gemessenen Permeabilitäten der Kernproben sind vorwiegend durch die sogenannte Matrix-Porosität bedingt; d. h. die Interkristallporen zwischen den Dolomitkristallen. Dabei spielen sowohl die Morphologie der Dolomitkristalle als auch die der Porenräume eine entscheidende Rolle. Dolomit, der aus großen, idiomorphen Kristallen besteht, weist deutlich sichtbare und größere interkristalline Porenräume auf. Dieser Zusammenhang zwischen Kristallgröße im Dolomit und Permeabilität ist in Abb. 18 dokumentiert. Vor allem im Malm Delta und Epsilon sind fein-, mittel- und grobkristalline Dolomite (bis 300 μm Kristallgröße) anzutreffen, welche dann Permeabilitäten von bis zu 48,0 mD und 62,7 mD aufweisen können. Hier sind neben überwiegend hypidiomorphen auch besonders häufig idiomorphe Kristalle ausgebildet. In den sowohl durch die petrographische Beschreibung als auch durch das Gamma-Log als mehr tonig ausgewiesenen Einheiten sind dagegen überwiegend xenomorphe bis hypidiomorphe Dolomitkristalle geringer Größe anzutreffen (bis 100 μm). Die hier gemessenen Permeabilitäten liegen im Bereich von 0,03 bis 0,26 mD.

Je größer und umso mehr idiomorphe Dolomitkristalle (ohne erhebliche Rekristallisation und/oder Weiterwachsen) vorhanden sind, umso größer sind die Interkristallporen und umso besser ist die Matrix-Permeabilität. Es zeigt sich, dass die Größe der Dolomitkristalle vom Reinheitsgrad (Anteil an Nichtkarbonat) im primären Kalkstein abhängt.

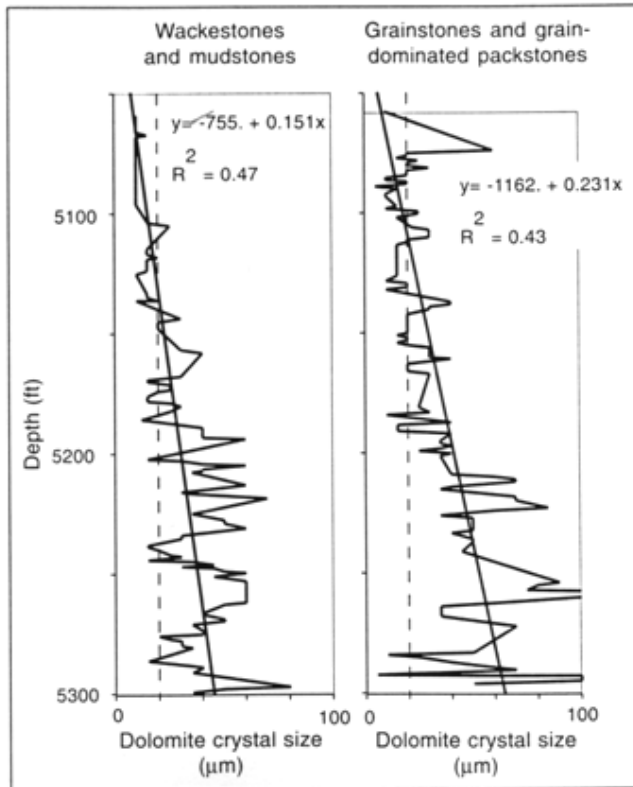


Abb. 20: Kristallgröße des Dolomits in Abhängigkeit vom Faziestyp des Ausgangssediments (aus LUCIA 1999, Seminole San Andreas reservoir, West Texas)

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. 20).

SIBLEY et al. (1994) geben als Grund für den Zusammenhang zwischen Kristallgröße 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.

Die Größe der Dolomitkristalle steuert über die Porenhalsdurchmesser die Permeabilität. Dabei gilt, dass kleine Kristalle kleine Porenhalsweiten und damit geringe Permeabilität bedingen. Große Dolomitkristalle weisen dagegen große Porenhalsweiten auf, was für eine höhere Permeabilität sorgt. Zusätzlich ist zu beachten, dass idiomorphe Dolomitkristalle bessere Permeabilität bedingen als hypidiomorphe oder gar xenomorphe Kristalle. Das heißt, je stärker das Kristallgefüge verzahnt ist, umso 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 sehr geringe Permeabilität aufweist, da die Dolomitkristalle sehr klein und verzahnt sind und daher extrem kleine Porenhalsdurchmesser aufweisen. Mittelkristalline Dolomite mit vorwiegend großen Interkristallinporen weisen dagegen größere Porenhalsdurchmesser 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 wurden, der die Vorgänger-Kristalle als Kristallisationskeime genutzt hat. Diese Kristalle zeigen meist einen klaren, einschlussfreien 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.

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 Interkristallinoporen und damit auch nicht zu höheren Matrix-Zuflussraten (Matrix-Permeabilität).

Diese Zusammenhänge zwischen Dolomit-Kristallmorphologie, Dolomitgefüge und Porosität sind in der Literatur mehrfach beschrieben worden (SIBLEY 1982, GREGG & SIBLEY 1984, SIBLEY & GREGG 1987, LUCIA 1999). Für den Malm im Molasse-Untergrund liegen Daten von LIEDMANN & KOCH (1990), LIEDMANN (1992), REINHOLD & SCHROEDER (1994), REINHOLD (1996), KOCH (2000), BÖHM et al. (2010) WOLFGGRAMM et al. (2009), und KOCH et al. (2010) vor. Die in diesen Arbeiten diskutierten Daten bestätigen darüber hinaus die bereits früher getroffene Feststellung, dass Dolomit vorwiegend in der „Schwamm-Fazies“ gebildet wurde (BAUSCH 1963, LANG 1964, FRITZ 1965). 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, durch welche die Massenkalkkomplexe nach KOCH et al. (1994) überwiegend aufgebaut wurden, perkolieren konnten.

Eine Ausnahme stellen jedoch die in den Proben KM 63 und KM 70 anzutreffenden sehr fein- bis feinkristallinen Dolomite dar. Sie bestehen überwiegend aus idiomorphen Kristallen von nur 20-70 µm Größe, die ein loses Kristallgefüge mit sehr hoher Porosität bilden. Für ihre Bildung wird eine besondere Diagenese angenommen, während relativ früh in einem Mudstone kleine Dolomitkristalle gebildet wurden, die in der Matrix schwammen. Diese feine Kalk-Matrix wurde durch spätere Lösung entfernt, so dass nur noch die Dolomitkristalle, die schwerer löslich sind als der feine Kalk, als poröses „Skelett“ übrig blieben. Dabei kann nach LIEDMANN & KOCH (1990) die frühe Umwandlung von metastabilem Mg-Calcit in stabilen Calcit und das dabei in die Porenlösung abgegebene MgCO₃ eine wesentliche Rolle gespielt haben. Ebenso kann die an Styrolithen gebundene Dolomitisierung bedeutend sein.

All diese verschiedenen, von MEDER (1987, 1989) als „initialer Dolomit“ bezeichneten Bildungen, können während der Versenkungsdiagenese als Nukleation für die weitere Dolomitisierung gedient haben. Bei höheren Temperaturen und erhöhtem Druck reichen geringere Mg/Ca-Verhältnisse im Porenwasser aus (USDOWSKI 1967, 1974, SIBLEY et al. 1994), um stabilen Dolomit zu bilden, der dann als klare, einschlussfreie

Anwachssäume auf früheren, einschlussreichen Dolomitkristallen kristallisiert. Dieser Prozess kann dann auch zur massiven Dolomitisierung in der Versenkungsdiagenese führen.

Generell müssen in den hier untersuchten tafelbankigen Dolomiten der diagenetische Ablauf und besonders die möglicherweise unterschiedlichen Dolomitierungsprozesse zu verschiedenen Zeiträumen im Laufe der gesamten diagenetischen Entwicklung aber neu diskutiert werden. Wertet man Beschreibungen von Aufschlüssen (BAUSCH 1963, MEYER 1972, MEYER 1977a, 1977b, KOCH et al. 2003, KOCH & WEISS 2005) und Bohrungen (STREIT & MEYER 1985, MEYER & SCHMIDT-KALER 1987), in denen tafelbankiger Dolomit und Dickbankkalk vorkommen, auch nur grob aus, so ist auffallend, dass diese in den unterschiedlichsten räumlichen Verbandsverhältnissen stehen. Es kann daher wohl kaum von einem einzigen, alles überprägenden Dolomitierungsprozess während der Versenkungsdiagenese ausgegangen werden. Auch die verschiedenen Modelle, die für die Dolomitisierung von Massenkalken bisher entwickelt wurden (BAUSCH 1962, BAUSCH et al. 1986) deuten darauf hin, dass es verschiedene Bereiche und Pfade einer frühen, initialen Dolomitisierung gegeben haben muss, die im Verlauf der späteren Diagenese überprägt und/oder homogenisiert wurden.

Daten aus Geländeaufnahmen zeigen bereits drei verschiedene Dolomit-Typen (BLANK 1998, HECKERT 1997, KOCH 2000). Es wird schichtgebundener Dolomit im Malm Epsilon angetroffen, der mit scharfer Grenze Kalk überlagert. Ihm gegenüber tritt Dolomit an Störungszonen auf, der anschließend lateral in Kalk des Malm Delta, Epsilon und Zeta vorgedrungen ist. Interessant erscheint auch der Dolomit, der nur im Bereich von kleineren und größeren Schwammriffen und am Rand von Schwammriff-Komplexen auftritt. Dies kann dazu führen, dass vollkommen dolomitische kleine Schwammriffe von nur etwa 1 m Durchmesser isoliert in einer gebankten Kalkfazies schwimmen. Für die geothermische Exploration hat diese partielle Dolomitisierung jedoch keine große Bedeutung.

Es muss insgesamt festgehalten werden, dass hier noch erheblicher Forschungsbedarf über die diagenetischen Abläufe und speziell der Dolomitisierung im Malm des Molassebeckens besteht. Die bisher für den Malm entwickelten Modelle (LIEDMANN & KOCH 1990, LIEDMANN 1992, REINHOLD & SCHROEDER 1994, REINHOLD 1996) müssen unter Berücksichtigung der speziellen Fragestellung überprüft und ergänzt werden. Nur daraus können unter Beachtung der primärfaziellen Gegebenheiten (KOCH et al. 2010) realistische Berechnungsgrundlagen für die Wegsamkeiten hydrothermalen Wässers in den verschiedenen Fazies/Diagenese-Bereichen der Malm-Karbonate ermittelt werden.

Für eine risikominimierte und hinsichtlich der Fündigkeit optimierte Explorationsstrategie von Geothermiebohrungen hat ein zukünftig besseres Verständnis der diagenetischen Abläufe und Dolomitierungsprozesse eine zentrale Bedeutung.

3.5 Bedeutung der Matrixpermeabilität der Dolomite für die potenzielle Produktivität der Bohrung Moosburg SC4

Die an ausgewählten Proben ermittelten gesteinsphysikalischen Kenndaten erlauben die Abschätzung potenzieller Zuflussraten geothermischer Wässer im tafelbankigen Dolomit (dolomitische Dickbankfazies) der Bohrung Moosburg SC4.

Für die einzelnen stratigraphischen Abschnitte der tafelbankigen Dolomite in der Bohrung Moosburg SC4 ergeben sich sehr unterschiedliche theoretische Zuflussraten. Bezogen auf die an den Kernmärschen gemessene Spannweite der Permeabilitäten von 0,03 mD bis 62,7 mD berechnen sich auf einer Bohrstrecke von 1 m bei 1 bar Druckabsenkung unter Reservoirbedingungen (Temp. = 77 °C; $c = 650$ mg/l) „Matrixproduktivitäten“ im Bereich von ca. 0,000008 bis 0,016 l/(s·bar). Die Spannweite reflektiert die hohe Variabilität der „Matrixproduktivität“ aufgrund der wechselnden Verhältnisse im tafelbankigen Dolomit. Die Werte der maximalen Matrixproduktivität liegen im Bereich der aus theoretischen Annahmen ermittelten Werte für den Malmaquifer von 0,01 bis 0,02 l/(s·bar) nach WOLFGRAMM et al. (2009).

Ausgehend von der maximalen „Matrixproduktivität“ von 0,016 l/(s·bar) pro Bohrmeter berechnet sich für die tafelbankigen Dolomite mit einer Mächtigkeit von 236 m ein Produktivitätsindex von $PI = 3,8$ l/(s·bar) für die Bohrung Moosburg SC4. Dieser Wert entspricht dem maximalen Anteil der Matrixpermeabilität an der Gesamtproduktivität der Bohrung. Vergleicht man diese mit der anhand von Pumpversuchsdaten ($Q = 10$ l/s) der Bohrung Moosburg SC4 berechneten Produktivität von $PI = 5,4$ l/(s·bar), so lässt sich ableiten, dass ein signifikanter Zufluss in die Bohrung über tektonisch beanspruchte, geklüftete und verkarstete Bereiche erfolgt. Aus den Überlegungen zur „Matrixproduktivität“ und dem für die Berechnung verwendeten Maximalwert der Matrixpermeabilität von 62,7 mD geht hervor, dass der Anteil des Zuflusses aus tektonischen Elementen und Verkarstung in die Bohrung sogar noch höher anzusetzen ist. Eine exakte Quantifizierung der verschiedenen Zuflussanteile erfordert eine detaillierte und umfassende hydraulische Gesamtbewertung der Bohrung Moosburg SC4, die Gegenstand des aktuellen Forschungsvorhabens zur Charakterisierung des Malmtiefengrundwasserleiters im Süddeutschen Molassebecken (SCHNEIDER et al. 2009) ist.

4 Hydraulische Eigenschaften des Malmaquifers im Süddeutschen Molassebecken und ihre Bedeutung für die geothermische Erschließung

4.1 Einleitung

Die Bundesregierung hat sich das Ziel gesetzt, den Anteil regenerativer Energien an der Gesamtenergieversorgung bis zum Jahr 2020 auf 35 % bei der Bruttostromerzeugung und auf 14 % bei der Wärmebereitstellung auszubauen (BGBl. 2011). In diesem Zusammenhang fördert das Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) im Rahmen des 5. Energieforschungsprogramms Forschungs- und Entwicklungsmaßnahmen auch im Bereich der tiefen Geothermie. Schwerpunkt der Forschung ist eine kostengünstige Erschließung und Nutzung von Strom und Wärme aus geothermischen Reservoiren. Gegenstand der Förderprogramme ist unter anderem die Entwicklung von Methoden und Verfahren, die eine Reduzierung des Fündigkeitsrisikos im Zuge der Exploration ermöglichen. Das Fündigkeitsrisiko wird von SCHULZ et al. (2005) als das Risiko definiert, ein geothermisches Reservoir in einer nicht ausreichenden Quantität oder Qualität zu erschließen. Die Qualität wird dabei über die chemische Eignung des Fluids zur geothermischen Nutzung definiert. Für alle bisher untersuchten hydrogeothermischen Nutzhorizonte in Deutschland kann der Chemismus der Thermalwässer als technisch beherrschbar eingestuft werden (SCHULZ et al. 2007). Die Fündigkeitsprognose hängt folglich in erster Linie von der Quantität der zu erschließenden Lagerstätte ab. Die Quantität basiert auf der Temperatur und Ergiebigkeit des Reservoirs sowie auf den physikalischen Eigenschaften, wie Dichte und Wärmekapazität, des Förderwassers und erlaubt eine Berechnung der installierbaren Leistung und damit der Wirtschaftlichkeit einer geothermischen Anlage. Während die Temperatur entsprechend dem regionalen geothermischen Gradienten in erster Linie von der Tiefenlage des Reservoirs abhängig ist, gestaltet sich die Bestimmung der Ergiebigkeit, welche in erster Linie von der Gebirgsdurchlässigkeit bzw. Transmissivität des Untergrunds abhängig ist, deutlich komplexer. Neben der mineralogischen und faziellen Gesteinsbildung beeinflussen auch tektonische und diagenetische Prozesse die Durchlässigkeit. Eine erste Bestimmung der für das Fündigkeitsrisiko entscheidenden Parameter für ausgewählte Thermalwasserhorizonte auf Basis aller aktuell zur Verfügung stehenden Daten wurde im Projekt GeotIS (Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland; www.geotis.de) in den Jahren 2005 bis 2009 unter der Leitung des Leibniz-Instituts für Angewandte Geophysik (LIAG) in Hannover durchgeführt. Ziel des Projektes war die Qualitätsverbesserung bei der Planung geothermischer Anlagen und die Minimierung des Fündigkeitsrisikos (SCHULZ et al. 2007).

Im Rahmen dieses Projektes wurden neben den tiefen Aquifersystemen im Norddeutschen Becken und im Oberrheingraben vor allem die Karbonatgesteine des Malm (Oberjura) im Süddeutschen Molassebecken hinsichtlich ihres hydrogeothermischen Potenzials erkundet. Die Untersuchungen erfolgten durch die Abteilung Umwelt im Regierungspräsidium Freiburg des Landes Baden-Württemberg (RPF) und das Bayerische Landesamt für Umwelt (LfU) in Kooperation mit der Freien Universität Berlin (FUB). Eine Weiterführung der hydraulischen Charakterisierung ermöglichte das LIAG-Projekt „Geothermische Charakterisierung von karstig-klüftigen Aquiferen im Großraum München“ sowie das Projekt „Entwicklung eines Prognosetools zur Unterstützung standortbezogener Aussagen zur Fündigkeit hydrogeothermischer Projekte in Baden-Württemberg (GeoTool)“ der Abteilung Umwelt im Regierungspräsidium Freiburg des Landes Baden-

Württemberg (RPF). Nachstehend werden die Ergebnisse dieser Untersuchungen vorgestellt und im Hinblick auf das Fündigkeitsrisiko geothermischer Bohrungen im Malmaquifer diskutiert.

4.2 Geologischer und hydrogeologischer Überblick

Die Karbonate des Oberjura (Malm) im Süddeutschen Molassebecken werden hydrostratigraphisch mit den Sedimenten des Purbeck zum sogenannten Malmaquifer zusammengefasst. Aufgrund seiner hohen Ergiebigkeit und der nach Süden zunehmenden Grundwassertemperatur zählt er zu den bedeutendsten hydrothermalen Nutzhorizonten in Europa. Mit Reservoirtemperaturen von über 70 °C kann das Thermalwasser in weiten Teilen des südlichen Molassebeckens ohne Niveauanhebung zur Wärmegewinnung eingesetzt werden. Südlich von München erreichen die Wässer im Malmaquifer die zur Stromproduktion relevanten Temperaturen von über 100 °C (BAY. StWiVT 2010). Die Tiefenlage der jurassischen Sedimente nimmt von der Schwäbischen und Fränkischen Alb nördlich der Donau bis zum Alpenrand auf über 5 km zu. Mehrheitlich bilden die mergeligen, gering durchlässigen Sedimente des tieferen Malm die Sohle des Grundwasserleiters. Stellenweise wird die Basis des Aquifers jedoch auch von den Sedimenten des Doggers oder des kristallinen Grundgebirges aufgebaut (LEMCKE 1974).

Die karbonatischen Sedimente des Malmaquifers, die sich im Liegenden der tertiären Ablagerungen des Molassetrogs über mehr als 40.000 km² vom Bodensee bis zum Kristallin des Bayerischen Waldes erstrecken, können nach MEYER & SCHMIDT-KALER (1996) regional in die drei Großfaziesräume der Schwäbischen, Fränkischen und Helvetischen Fazies unterschieden werden (Abb. 21). Die Schwäbische Fazies im Westen des Molassebeckens ist aus massigen Kalksteinen und Dolomiten des Schwäbischen Schwammriffs und der mergelreichen Abfolge des Schwäbischen Mergelbeckens aufgebaut. Im Südwesten gehen die Ablagerungen des flachen Schelfmeers ohne scharfe Grenze in die pelagische Helvetische Fazies über (SELG & WAGENPLAST 1990). Im tieferen Schelfbereich lagerten sich hier vor allem dichte, bituminöse Kalke mit geringer Durchlässigkeit ab (KOSCHEL 1991). Innerhalb der Riffplattformen der Schwäbischen und Fränkischen Fazies lassen sich zwei charakteristische Lithofaziestypen ausweisen (MEYER & SCHMIDT-KALER 1989). In die Bank-Fazies (Schicht-Fazies) mit ihren mikritischen Kalksteinen, Plattenkalken und Mergellagen sind die massigen, ungeschichteten Bereiche der Riff-Fazies (Massen-Fazies) eingeschaltet (MEYER & SCHMIDT-KALER 1996, KOCH 1997). Diese „buildups“, bestehend aus Schwämmen, Cyanobakterien-Krusten und lokal auftretenden Korallen, erreichen ihre größte Ausdehnung im Malm (ki₂) (GWINNER 1971, ZIEGLER 1977, MEYER & SCHMIDT-KALER 1989, SCHÄDEL 1962, SELG & WAGENPLAST 1990). Im Bereich dieser Algen-Schwamm-Riffe lassen sich verschiedene Stadien diagenetischer Abfolgen erkennen, welche in zahlreichen Arbeiten beschrieben werden (LIEDMANN & KOCH 1990, LIEDMANN 1992, REINHOLD 1996, KOCH 1997, BÖHM et al. 2010, KOCH et al. 2010). Für die Gebiete südlich von München beschreiben WOLFGGRAMM et al. (2012) eine dreiphasige Diagenese nach dem Modell von REINHOLD (1996). Anhand von Bohrkleindünnschliffen können eine marin-phreatische Frühdiagenese, eine hydrothermale Phase während einer flachen Versenkungsdiagenese und eine meteorische Verkarstungsdiagenese unterschieden werden.

Die Fazies und die diagenetische Überprägung der Karbonate haben dabei einen direkten Einfluss auf die Gebirgsdurchlässigkeit, da die Grundwasserdynamik in Karbonaten vor allem vom Grad der Verkarstung abhängig ist (LUCIA 2007). Diese wiederum setzt verstärkt dort ein, wo bereits diagenetische und tektonische Prozesse Wegsamkeiten für Fluide innerhalb des Kristallverbundes angelegt haben (REINHOLD 1996, KOCH 2010, BÖHM et al. 2011). Die dolomitisierte Riff-Fazies neigt aufgrund ihrer Klüftigkeit und hohen Porosität daher stärker zur Verkarstung als die Bank-Fazies. In der Bank-Fazies findet die Verkarstung vor allem entlang von Schichtflächen statt, während die Lösungsvorgänge in den Dolomiten auch an den Korngrenzen und entlang der Klüfte einsetzen konnten und zu einer intensiven Verkarstung der bis zu 500 m mächtigen Massenfazies führten (ANDRES 1985, STIER & PRESTEL 1991). Vor allem dem kavernenösen Lochfelshorizont in der Schwäbischen Fazies und dem Frankendolomit der südbayerischen Karbonatplattform kommt dabei die Rolle als Hauptgrundwasserleiter zu. Beide sind lokal stark differenziert und variieren in Mächtigkeit und Durchlässigkeit (STOBER 1986, STIER & PRESTEL 1991).

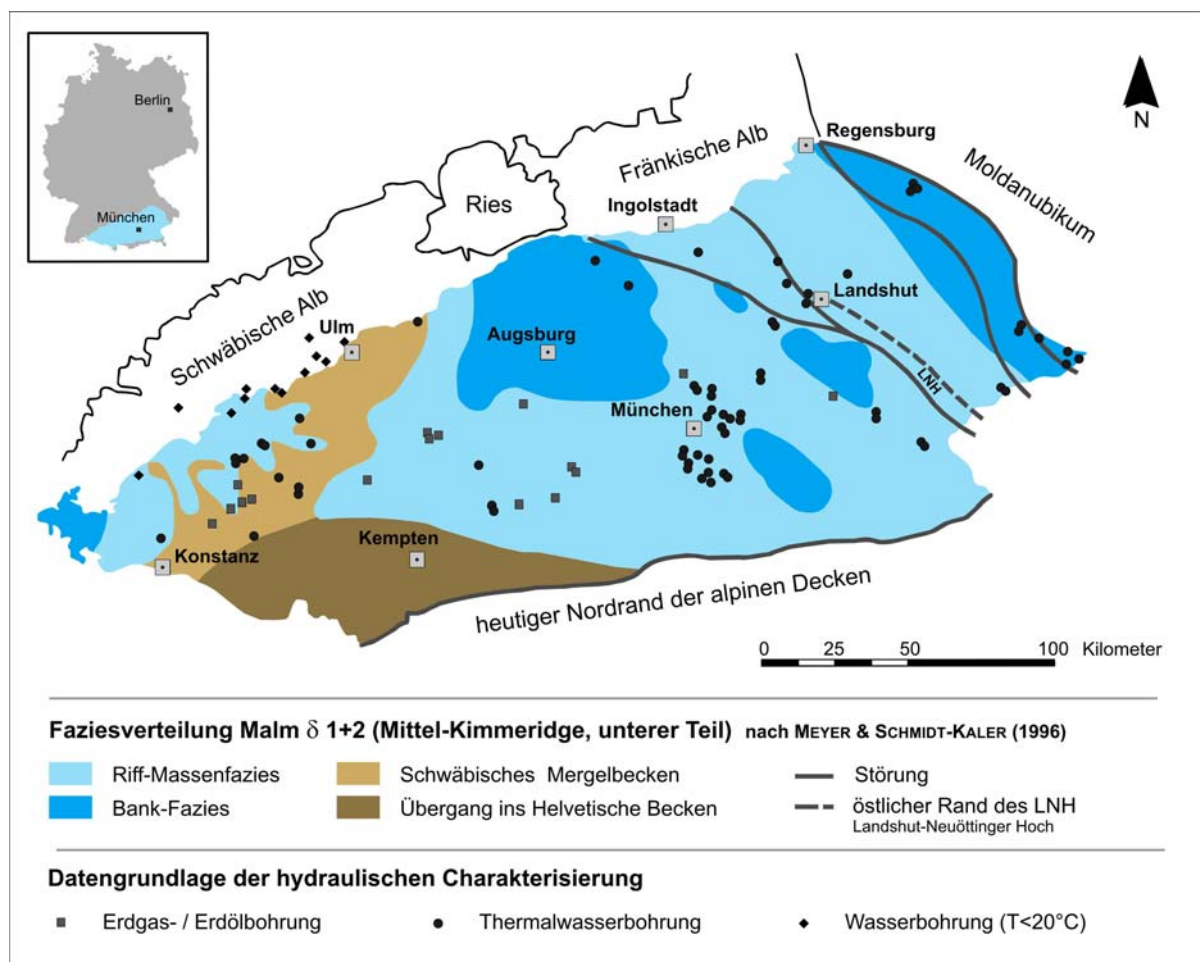


Abb. 21: Verbreitung des Malmaquifers im Süddeutschen Molassebecken mit Lage der zur hydraulischen Charakterisierung verwendeten Bohrungen (Stand 2011). Lithofazielle Gliederung der oberjurassischen Karbonate (Malm Delta 1 + 2; ki2) nach MEYER & SCHMIDT-KALER (1996)

Die strukturelle Entwicklung im Molassebecken lässt sich vereinfachend in eine saxonische Phase mit herzynisch (NW-SE) und eggisch (NNW-SSE) streichenden Extensionsbrüchen vor allem im östlichen Becken und eine alpidisch geprägte Phase mit alpenparallelen syn- und antithetischen Abschiebungen unterteilen (LEMCKE 1988). Letztere fallen mit 50-70° ein, besitzen Sprunghöhen bis zu 200 m und sind das Ziel vieler

geothermischer Explorationsmaßnahmen. Ihre Entstehung ist im Zusammenhang mit der seit dem Obereozän wirksamen Flexur des Molassebeckens im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung zu sehen (BACHMANN et al. 1987, BERTLEFF 1986, JODOCY & STOBER 2009). Aufgrund des aktuellen Spannungsregimes mit N-S gerichteter Hauptspannungsachse werden diese Störungen lokal von sinistralen NE-SW streichenden Transtensions-/Transpressionsstörungen begleitet (REINECKER et al. 2010, WOLFGGRAMM et al. 2012). Ein hydraulisch bedeutendes Strukturelement des Molassebeckens bildet das NW-SE streichende Landshut-Neuöttinger Hoch (LNH) zusammen mit der sich südlich anschließenden Zentralen Schwellenzone. Diese kristalline Schwelle wird unmittelbar von tertiären Sedimenten überlagert und gliedert den Malmaquifer in das Niederbayerische Teilbecken im Osten und die Wasserburger Senke im Westen (LEMCKE & TUNN 1956, LEMCKE 1976, LEMCKE 1988).

Die Grundwasserströmung im östlichen Teil des Malmaquifers wird maßgeblich von der Barrierewirkung des LNH und der Zentralen Schwellenzone beeinflusst (ANDRES & FRISCH 1981, ANDRES 1985, FRISCH & HUBER 2000). Während das Thermalwasser westlich der Kristallinschwelle von München in nordöstlicher Richtung in die Region Regensburg fließt, wird im Niederbayerischen Becken ein Abströmen nach SSE postuliert (FRISCH & HUBER 2000). Die Grundwasserpotenziale aus den neuen Geothermiebohrungen im Umfeld von München lassen hingegen ein SSE bis SE gerichtetes Grundwassergefälle auch westlich des LNH erkennen, was den bisherigen Vorstellungen widerspricht (WAGNER et al. 2009). In Baden-Württemberg trennt eine Grundwasserscheide von Meßkirch über Pfullendorf bis Ravensburg einen südwestlich gerichteten Abstrom in Richtung Bodensee von einem nach Osten gerichteten Hauptabfluss in das östliche Molassebecken (BERTLEFF & WATZEL 2002, STOBER & VILLINGER 1997, BERTLEFF 1986, BERTLEFF et al. 1988). Der Grundwasserzufluss im Malmaquifer erfolgt über die Grundwasserneubildung im Bereich der Schwäbischen Alb und durch Zusickerung aus den hangenden Schichten des Tertiärs im nördlichen Molassebecken (BERTLEFF et al. 1988, FRISCH & HUBER 2000).

4.3 Datengrundlage und Methodik

4.3.1 Datengrundlage

Im Rahmen der Projekte „GeotIS“ und „Geothermische Charakterisierung von karstig-klüftigen Aquiferen im Großraum München“ wurden hydraulische Testdaten aus dem Malmaquifer im Süddeutschen Molassebecken zur hydraulischen Charakterisierung des geothermischen Nutzhorizonts zusammengestellt und nach aktuellem Stand der Forschung ausgewertet. Entsprechend der Zielsetzung konzentrierten sich die Untersuchungen auf Tiefbohrungen, welche den Oberjura mit einer Bohrlochlänge von mindestens 10 m und einer Grundwassertemperatur über 20 °C erschließen. Im baden-württembergischen Teil des Untersuchungsgebietes wurden die Daten aus dem Beckeninneren um 9 Tiefbohrungen ergänzt, die überwiegend am Albsüdrand angesiedelt sind und Endteufen über 200 Meter erreichten. Insgesamt standen Daten aus 98 Bohrungen (20 Kohlenwasserstoff (KW) -Bohrungen und 78 Mineral-/Thermalwasserbohrungen bzw. Forschungsbohrungen) in Bayern, Baden-Württemberg und aus der angrenzenden Schweiz zur Verfügung (Abb. 21). Aus 7 aktuellen Bohrungen flossen die vorläufigen Ergebnisse in die Kartendarstellung mit ein, wurden aber in der Statistik nicht berücksichtigt. Die hydraulischen Informationen aus Bohrungen der Wassererschließung und der Kohlenwasserstoff-exploration unterschieden sich hierbei vor allem hinsichtlich der eingesetzten Testverfahren,

der Testdauer, der Länge der Teststrecke und des zu erschließenden Reservoirs. In der Kohlenwasserstoffindustrie werden überwiegend Drill-Stem-Tests (DST) mit Teststreckenlängen von nur wenigen Metern zur Bestimmung geohydraulischer Parameter eingesetzt, um potenzielle Speicherhorizonte für Erdöl/Erdgas zu charakterisieren. Dazu wird der Testhorizont abgepackert, wobei die Druck-, ggf. auch die Temperaturaufzeichnungen im Bereich des Testhorizontes erfolgen. Dies hat den entscheidenden Vorteil, dass die Druckaufzeichnungen der KW-Industrie direkt für die Auswertung benutzt werden können. Während die hydraulischen Tests in KW-Bohrungen meist innerhalb von Minuten bis wenigen Stunden durchgeführt werden, dauern Tests in Geothermie- und Thermalwasserbohrungen oft über einen Zeitraum von Tagen bis Wochen. Tests aus der KW-Industrie erlauben daher nur Aussagen zu horizontal und vertikal eng begrenzten Abschnitten eines Reservoirs. Allerdings wurden in der KW-Industrie mehrfach verschiedene Horizonte innerhalb des gleichen Aquifers getestet.

Bei der Wassererschließung hingegen kommen vor allem hydrologische Pumpversuche und Leistungspumpversuche zum Einsatz, welche in der Regel Teststreckenlängen von mehreren 10er bis 100er Metern untersuchen. Ziel dieser Bohrungen ist es, einen oder mehrere stark durchlässige Bereiche eines Gesteinskomplexes zu erschließen, um eine möglichst hohe Produktivität zu erreichen. Die Förderung des Wassers erfolgt hierbei mit Unterwassermotorpumpen oder Drucklufthebeverfahren (Air-/Gaslift), deren häufig stark schwankende Förderrate, vor allem zu Beginn der Versuche, einen nachteiligen Einfluss auf die geohydraulische Auswertung hat. Da es sich bis auf die aktuellen Versuche im Großraum München fast ausschließlich um Einbohrlochtests handelt, ist eine belastbare Bestimmung des Speicherkoeffizienten nur in Ausnahmefällen möglich. Bei hydrogeothermalen Projekten wurden auch Injektions- und Zirkulationsversuche durchgeführt, um das Injektions- und Langzeitverhalten der Dublettensysteme zu testen. Aufgrund der nicht auszuschließenden Druckbeeinflussung zwischen Injektions- und Förderbohrung einer Dublette während eines Zirkulationsversuchs wurden in der Regel die hierbei erhobenen Daten nicht zur Berechnung geohydraulischer Parameter herangezogen.

Die Aufzeichnung der Druckverläufe während der Versuche erfolgte zum Teil mittels digitaler und manueller Druckmessgeräte auf Höhe des Reservoirs (Basisdruck). Bei Pumpversuchen älteren Datums wurden die Absenkungen und Wiederanstiege mit oberflächennah eingebauten Druckmessgeräten oder durch Abstichmessungen mit einem Lichtlot beobachtet. Insbesondere bei den untersuchten Thermalwässern mit hohen Temperaturen und Gesamtlösungsinhalten ergibt sich dadurch bei der Verwendung von Wasserspiegelhöhen und oberflächennahen Druckdaten die Notwendigkeit einer Korrektur der Messdaten (STOBER 1986, STOBER & VILLINGER 1997, STRAYLE et al. 1994).

4.3.2 Korrektur des Temperatureinflusses

Vor der hydraulischen Auswertung der Testdaten werden Standrohrspiegelhöhen, welche durch Abstichmessungen und oberflächennahe Drucksonden ermittelt werden, in Basisdruckwerte umgerechnet, um den thermischen Einfluss auf die Standrohrspiegelhöhe zu eliminieren. Abstichmessungen älteren Datums können ohne diese Korrektur nicht ausgewertet werden, da während der Förderung häufig keine Absenkung, sondern ein Anstieg des Wasserspiegels in der Bohrung beobachtet wird. Wie stark dieser Effekt ausgeprägt ist,

hängt von der Förderrate sowie der Temperatur und dem damit verbundenen Dichteunterschied zwischen dem Wasser in der Bohrung vor Beginn des Versuchs und der Temperatur des gefördertem Wassers ab. Umgekehrt sinkt der Wasserspiegel während des Wiederanstiegs, da sich die Wassersäule in der Bohrung langsam abkühlt (STOBER 1986), (Abb. 22). Um diese Einflüsse zu eliminieren, werden die thermisch beeinflussten Wasserstände in Basisdrücke p , unter Verwendung der mittleren Dichte ρ der warmen Wassersäule h , umgerechnet (Gl. 1).

$$p = \rho \cdot g \cdot h \quad (\text{Gl. 1})$$

Die Dichte ρ des Thermalwassers ist von Temperatur, Druck und Lösungsinhalt abhängig und kann vereinfacht als die Summe aus der Dichte in Abhängigkeit von der Temperatur der warmen Wassersäule ρ_T , der Änderung der Dichte $\Delta\rho_p$ aufgrund des Drucks der Wassersäule und dem Lösungsinhalt des Thermalwassers (Gl. 2) dargestellt werden. Um die mittlere Dichte der Wassersäule zu berechnen, wird hierbei vereinfachend von einer linearen Temperatur- und Druckzunahme zwischen Messpunkt (Grundwasseroberfläche/Drucksonde) und Grundwasserdeckfläche (Oberkante Purbeck/Malm) ausgegangen. Der aus Analysen während der Förderung bekannte oder aus Leitfähigkeitsmessungen abgeleitete Gesamtlösungsinhalt c_{ges} hat bei hoch mineralisierten Thermalwässern einen signifikanten Einfluss auf die Dichte, spielt aber bei den Wässern des Beckenzentrums mit Lösungsinhalten unter 1,5 g/l nur eine untergeordnete Rolle (BIRNER et al. 2011).

$$\rho = \rho_T + \Delta\rho_p + c_{ges} \quad (\text{Gl. 2})$$

Die Virialgleichung (Gl. 3) nach BETTIN & SPIEWECK (1990) ermöglicht, durch die Annahme einer linearen Temperaturzunahme in der Wassersäule, eine Berechnung der mittleren Dichte ρ_T aus der mittleren Temperatur für ein luftfreies Wasser bei ca. 1 bar mit Temperaturen bis zu Temp. = 150 °C.

$$\rho_T = \frac{(a_0 + a_1 \cdot T + a_2 \cdot T^2 + a_3 \cdot T^3 + a_4 \cdot T^4 + a_5 \cdot T^5)}{1 + b \cdot T} \quad (\text{Gl. 3})$$

mit: $a_0 = 9,9983952 \cdot 10^2 \text{ kg/m}^3$; $a_1 = 1,6952577 \cdot 10^1 \text{ }^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{kg/m}^3$; $a_2 = -7,9905127 \cdot 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-2} \cdot \text{kg/m}^3$;
 $a_3 = -4,6241757 \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-3} \cdot \text{kg/m}^3$; $a_4 = 1,0584601 \cdot 10^{-7} \text{ }^\circ\text{C}^{-4} \cdot \text{kg/m}^3$;
 $a_5 = -2,8103006 \cdot 10^{-10} \text{ }^\circ\text{C}^{-5} \cdot \text{kg/m}^3$; $b = 1,6887236 \cdot 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$

Aus der so berechneten Dichte in Abhängigkeit von Temperatur und Gesamtlösungsinhalt wird nun ein vorläufiger Basisdruck p' bestimmt, welcher als Initialwert des Iterationsprozesses zur Quantifizierung der Änderung der Dichte $\Delta\rho_p$ aufgrund des Druckes dient. Dieser wird, basierend auf den Tabellenwerten von LANDOLT-BÖRNSTEIN (1980), für die Beziehung von Druck p [Pa], Temperatur und Dichte wie folgt berechnet (Gl. 4).

$$\Delta\rho_p = p' \cdot 4,0625 \cdot 10^{-7} \quad (\text{Gl. 4})$$

Der Betrag der Dichteänderung wird zur Bestimmung des Basisdrucks nach Gleichung 1 verwendet und der Prozess so lange durchlaufen, bis die berechneten Basisdruckwerte konvergieren. Die so ermittelten Basisdruckwerte, wie auch die manuell und digital registrierten Basisdrücke, werden für die Testauswertung mit der Software AqteSolv Pro in Standrohrspiegelhöhen umgerechnet. Hierbei wird eine Wasserdichte von $\rho = 1000,227 \text{ kg/m}^3$ angesetzt, was einem Wasser mit einer Temperatur von $Temp. = 10 \text{ }^\circ\text{C}$, bei einem Druck von $p = 1 \text{ bar}$ und einer Mineralisation von $c = 0,5 \text{ kg/m}^3$ entspricht.

4.3.3 Auswerteverfahren

Da bei den meisten hydraulischen Tests im Malmaquifer Grundwassermessstellen fehlen und damit Informationen zur raumzeitlichen Druckverteilung im Grundwasserleiter, muss für die Auswertung auf die Druckverläufe aus den Förderbrunnen zurückgegriffen werden. Dabei ist in der ersten Phase der Förderung und des Wiederanstiegs der Druckverlauf nicht von den geohydraulischen Eigenschaften des Grundwasserleiters abhängig, sondern wird vom Ausbau der Bohrung und der Anbindung an das Reservoir geprägt (STRAYLE 1983). Aussagen zu Transmissivität, Speicherkoeffizient und Randbedingungen sind daher erst nach einer Mindestförderdauer möglich (STOBER 1986). Zur Auswertung werden gerne dann Wiederanstiege herangezogen, wenn technische Effekte, wie Schwankungen der Förderraten und Gaslifteffekte, eine Auswertung der Absenkungsphase erheblich beeinflussen. Von Vorteil ist hierbei, dass die Speichereigenschaften in gespannten Systemen, wie dem Malmaquifer im Molassebecken, von wenigen Ausnahmen abgesehen, proportional zum Druck verlaufen. Dies erlaubt eine Auswertung der Wiederanstiege in Analogie zur Förderphase und daher qualitativ hochwertige Aussagen zu den hydraulischen Leitfähigkeiten und Speichereigenschaften des Grundwasserleiters.

Die Auswertung der hydraulischen Tests setzt eine möglichst genaue Kenntnis der geologischen Situation im Grundwasserleiter voraus, um eine theoretische Modellvorstellung an die gemessenen Daten anzupassen. Für die Bohrungen stehen in der Regel zwar detaillierte Ausbaudaten zur Verfügung, über die Eigenschaften des Malmaquifers im Umfeld der Bohrungen ist meist aber nur wenig bekannt. Die Identifikation des Strömungsmodells basiert daher u. a. auch auf einer Derivatanalyse der Druckverläufe nach BOURDET (2002).

Die Daten der KW-Exploration liegen als analoge Druckaufzeichnungen von Drill-Stem-Tests (DST) vor, welche vor der Auswertung digitalisiert und konvertiert wurden. Geohydraulisch können die Fließphasen als Slugtest interpretiert und z. B. nach dem Verfahren von HVORSLEV (1951), PAPADOPULOS et al. (1973), RAMEY et al. (1975), BLACK (1985) ausgewertet werden. Die Druckaufbauperioden bei DST-Tests werden nach dem Wiederanstiegsverfahren als sogenannte Horner-Plots (HORNER 1951) auf der Basis der Theis'schen Modellvorstellung (THEIS 1935) ausgewertet, welches auch bei der Auswertung der Wiederanstiege von Pumpversuchen eingesetzt wird. Bei der Bestimmung der geohydraulischen Parameter aus den Absenkungsdaten von Pumpversuchen kommt neben den klassischen analytischen Lösungsansätzen nach THEIS (1935) und COOPER & JACOB (1946) z. B. auch das Verfahren von BERKALOFF (1967) und GRINGARTEN & WITHERSPOON (1972) für Kluftgrundwasserleiter zum Einsatz. Gemein ist diesen Verfahren, dass sie auf der Auswertung von Druckverläufen aus Grundwassermessstellen basieren und nur eingeschränkt auf Daten aus Einbohrlochtests angewendet werden können. Eine belastbare Berechnung der Transmissivität

aus der radialen Fließperiode ist uneingeschränkt möglich, eine Bestimmung des Speicherkoeffizienten setzt aber die Kenntnis des Skinfaktors (S_F) voraus. Dieser konstante hydraulische Druckverlust, oder im Falle eines Wiederanstiegs der Druckaufbau, ist abhängig vom Förderstrom und lässt sich nach VAN EVERDINGEN (1953) mathematisch als Folge einer unendlich dünnen ringförmigen Zone veränderter Durchlässigkeit um das Bohrloch beschreiben. Der Skinfaktor kann negativ oder positiv sein und reicht von $-\infty$ für stimulierte Bohrlöcher bis zu $+\infty$ für vollständig dichte Teststrecken. Die Bestimmung des Skinfaktors ist u. a. aus Absenkungsdaten und frühen Zeitwerten des Wiederanstiegs nach den Verfahren von MATTHEWS & RUSSEL (1967) und BAMBERG & HÄFNER (1985) möglich. Allerdings muss für dessen Bestimmung der Speicherkoeffizient bekannt sein. Der Skinfaktor kann jedoch auch aus der Dauer der Brunnenspeicherung bestimmt werden (STOBER 1986, STOBER & BUCHER 2005), so dass damit eine Berechnung des Speicherkoeffizienten möglich ist.

Eine Quantifizierung von Brunnenspeicherung und Skin-Effekt bei Einbohrlochtests in unvollkommenen Brunnen mit finiten Durchmessern erlauben die Verfahren von PAPADOPULOS & COOPER (1967) und von DOUGERTHY & BABU (1984). Letzteres Verfahren erlaubt bei Stufenpumpversuchen auch eine Ermittlung von linearen und turbulenten Brunneneintrittsverlusten, wobei diese Parameter überwiegend nach den Verfahren von BIRSCHENK (1964), RORABAUGH (1953), SHEAHAN (1971), LABADI & HELWEG (1975) und MILLER & WEBER (1983) berechnet werden, falls die Brunnentests entsprechend DVGW (1997) durchgeführt wurden. Sofern keine instationären Druckverläufe zur Verfügung stehen, wurde die Transmissivität stationär nach THIEM (1906) bestimmt.

4.4 Pumpversuche im Malmaquifer

4.4.1 Forschungsbohrung Altdorf

Die 796 m tiefe Forschungsbohrung Altdorf erschließt in einer Tiefe von 400,60 m u. GOK die 380 m mächtige Karbonatabfolge des Malm Alpha-Zeta (ox1-joo) und endet nach weiteren 12 m im Dogger. Die Wassertemperatur am TOP Malm lag bei der Messung vom 01.09.2000 bei ca. 54 °C und im Bereich der Endteufe bei ca. 71 °C (WROBEL et al. 2002). Die Bohrung ist in zweierlei Hinsicht von Interesse. Es wurde nicht nur ein nahezu unreduziertes Malmprofil auf dem nördlichen Landshut-Neuöttinger Hoch erbohrt, sondern auch eine positive Temperaturanomalie innerhalb des Malmaquifers detektiert. Die vergleichsweise hohen Temperaturen führten allerdings dazu, dass die Druck- und Abstichdaten des Pumpversuches damals nicht ausgewertet werden konnten, da anstelle einer Absenkung während der Pumpphase ein Ansteigen der Standrohrspiegelhöhe beobachtet wurde (Abb. 22).

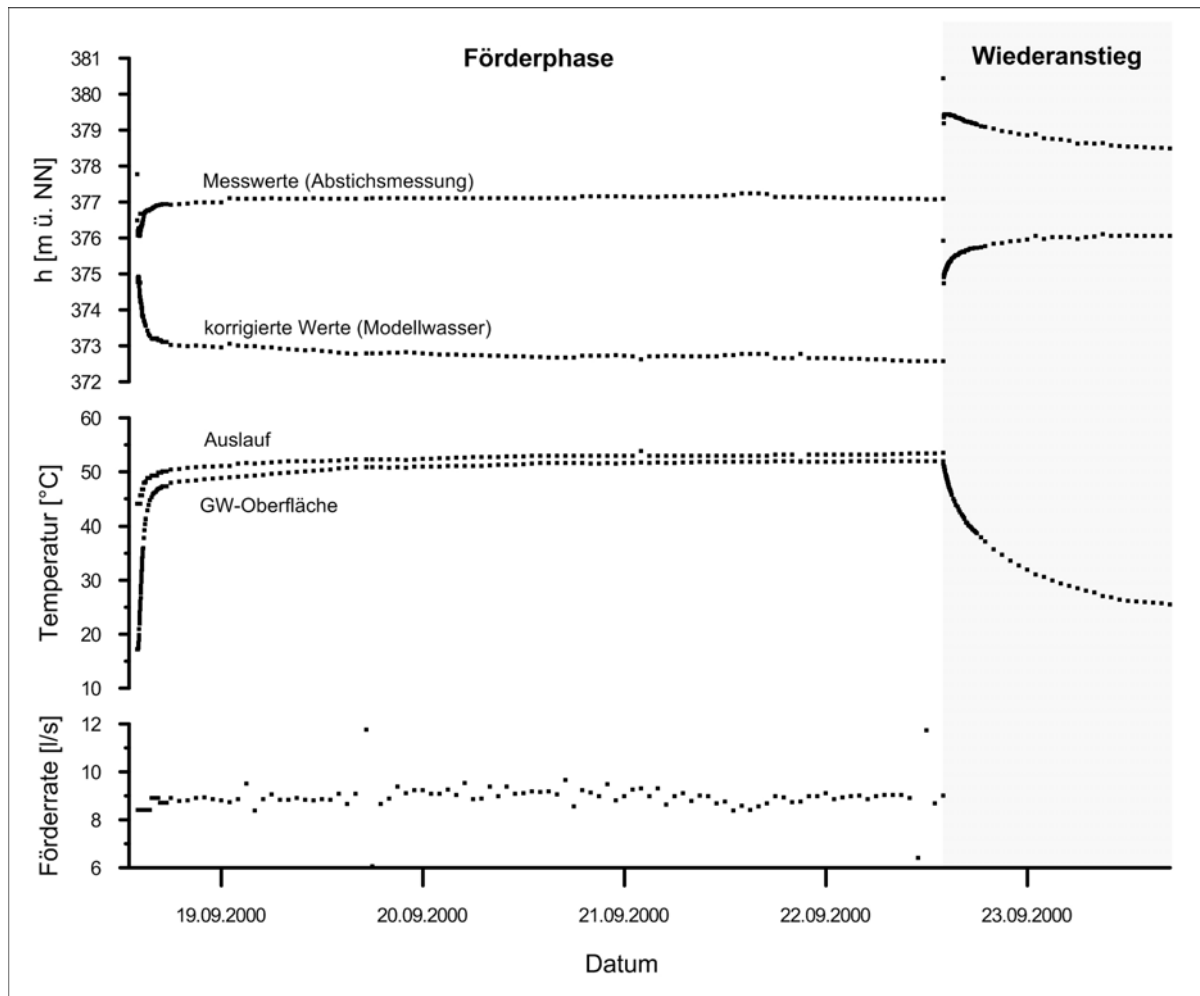


Abb. 22: Zeit-Absenkungs-Diagramm des Pumpversuches vom 18.09.-23.09.2000 in der Forschungsbohrung Altdorf. Neben den gemessenen Standrohrspiegelhöhen und den korrigierten Werten (Modellwasser) sind auch die zur Korrektur verwendeten Temperaturverläufe am Auslauf und auf Höhe der Grundwasseroberfläche dargestellt; die Förderrate ist im unteren Abschnitt aufgetragen

An den Daten des Pumpversuches vom 18.09.-23.09.2000 wird exemplarisch die Funktionsweise des vorgestellten Korrekturverfahrens gezeigt. Nach einmaligem Austausch des Bohrlochvolumens ($t = 12$ min) kann vereinfachend davon ausgegangen werden, dass sich die Auslauftemperatur in etwa den thermischen Verhältnissen auf Höhe des Grundwasserleiters angleicht. Entsprechend wird zur Korrektur die Auslauftemperatur und die Temperatur der Grundwasseroberfläche verwendet. Nach dem Abschalten der Pumpe wird für die Temperatur auf Höhe des Grundwasserleiters ein konstanter Wert von $\text{Temp.} = 53,5$ °C angenommen, was der Auslauftemperatur am Ende der Förderung entspricht. Die Förderrate der in 100 m u. GOK eingebauten 6“ Unterwasserpumpe variierte aufgrund von Leistungsschwankungen und der Reduzierung des Förderstroms für Probenahmen um einen mittleren Wert von 8,95 l/s. In Abbildung 22 ist neben den gemessenen Wasserständen auch das Ergebnis der Umrechnung der Standrohrspiegelhöhen auf Modellwasserbedingungen ($\text{Temp.} = 10$ °C; $p = 1$ bar; $c = 0,5$ kg/m³; $\rho_{MW} = 1000,227$ kg/m³) dargestellt. Die ersten Messwerte bis $t = 12$ min können für eine Interpretation des hydraulischen Modells nicht herangezogen werden, da hier die oben getroffene Annahme nicht erfüllt ist. Ab diesem Zeitpunkt zeigt sich in Abbildung 23 ein Kurvenverlauf, wie er für eine Bohrung mit Brunnenspeicherung in einem homogenen Grundwasserleiter charakteristisch ist. Nach einer Phase der Brunnenspeicherung zu Beginn des Pumpversuches gehen die Absenkungswerte in eine semilogarithmische Gerade über. Auch an der Stabilisierung der Ableitung der

Absenkungswerte nach der Methode von BOURDET et al. (1989) auf einer Horizontalen lässt sich die radiale Fließperiode identifizieren. Dieser Abschnitt wird zur Berechnung der Transmissivität von $T = 5,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ nach der Methodik von DOUGHERTY & BABU (1984) verwendet. Die Ableitungswerte wurden für die Darstellung über ein logarithmisches Intervall von $L = 0,8$ geglättet, um das Rauschen der Werte zu reduzieren. Die Auswertung des Wiederanstiegs nach THEIS (1935) ergibt eine etwas geringere Transmissivität von $T = 2,8 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$.

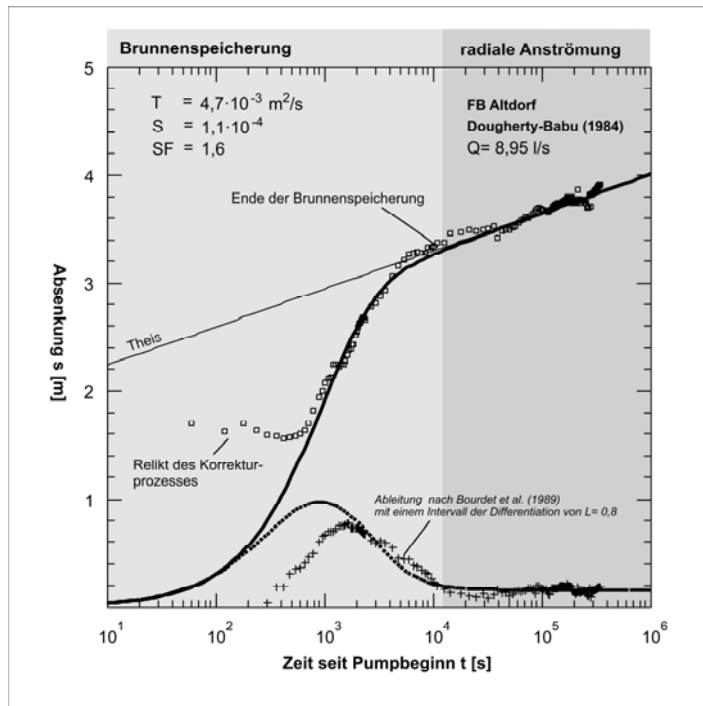


Abb. 23: Auswertung der Absenkungsphase des Pumpversuches in der Forschungsbohrung Altdorf nach dem Verfahren von DOUGHERTY & BABU (1984). Kurvenanpassung an die korrigierten Absenkungsdaten (oben) und die Ableitung der Absenkungswerte nach BOURDET et al. (1989) für ein Ableitungsintervall von $L = 0,8$ einer log-Dekade (unten)

4.4.2 Bad Buchau

Die Thermalwasserbohrung Bad Buchau 1 erschließt Karstwasser aus den Malmkalken Malm Delta-Zeta (Mittlerer bis Oberer Weißjura, kil-joo). Innerhalb des Malmaquifers lassen sich geologisch und thermisch zwei bevorzugte Wasserzutritte erkennen. Die Aquifertemperatur beträgt $46,7 \text{ }^\circ\text{C}$.

Im Jahre 1983 wurde im Zeitraum 27.06.-01.07.1983 ein Pumpversuch mit konstanter Förderrate von $30,5 \text{ l/s}$ gefahren. Während des Pumpversuches wurde sowohl der Druck als auch der Wasserspiegel gemessen. Allerdings konnte die Drucksonde, bedingt durch den Brunnenausbau, nur bis auf Höhe der Pumpe abgehängt werden und lieferte keinen zufriedenstellenden Datensatz. Die Auswertung musste sich daher auf die Wasserspiegelmessungen beschränken, die nach dem in STOBER (1986) und STOBER & VILLINGER (1997) beschriebenen Verfahren korrigiert wurden. Da die Temperatursonde, die die zur Korrektur der Wasserspiegelhöhe erforderlichen Messdaten aufzeichnete, unmittelbar oberhalb der Pumpe in ca. 100 m Tiefe u. GOK. abgehängt war und somit nicht zeitnah das frisch anströmende erwärmte Wasser erfassen konnte, wurden beim Anpumpen zunächst zu niedrige Wassertemperaturen registriert. Der dadurch resultierende Fehler bei der Korrektur des Wasserspiegels verringerte sich jedoch rasch mit zunehmender Dauer des Pumpversuches (Abb. 24).

Nach Korrektur der Wasserstände folgen die Messdaten zwei Geraden, wobei eine Gerade die doppelte Steigung der anderen besitzt. Der Absenkungsverlauf wurde nach der Modellvorstellung der hydraulischen Reaktion von Leit- und Speicherschichten (BERKALOFF 1967) ausgewertet. Die Transmissivität der Leitschicht errechnet sich als Mittel aus den einzelnen Geradensteigungen zu $T = 3,8 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (Abb. 24).

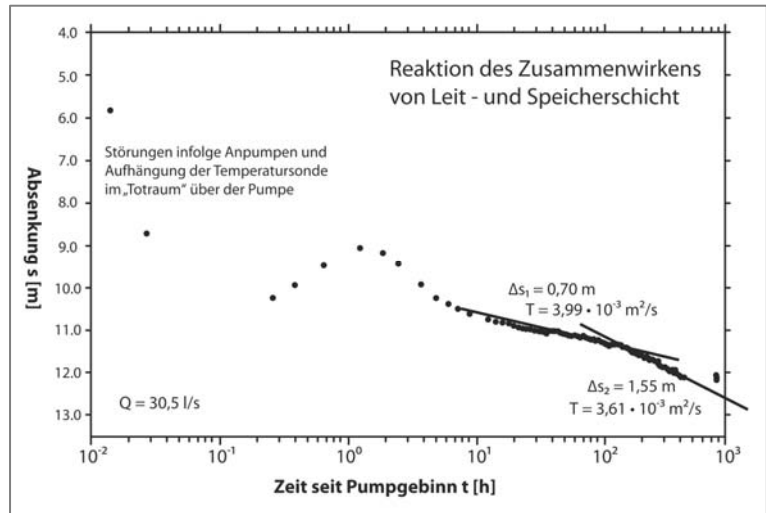


Abb. 24: Auswertung des Pumpversuches Bad Buchau nach dem Verfahren von BERKALOFF (1967) bzw. COOPER & JACOB (1946)

4.5 Gebirgsdurchlässigkeit des Malmaquifers

4.5.1 Geohydraulische Kennwerte

Die aus hydraulischen Tests abgeleiteten Aussagen zur Durchlässigkeit erlauben wegen der Anisotropie und Heterogenität des karbonatischen Grundwasserleiters nur für großräumige Betrachtungen belastbare Aussagen. Auf lokaler Ebene kann sich die Durchlässigkeit innerhalb kürzester Entfernung um mehr als den Faktor 10 ändern. Dies kann sowohl zwischen den beiden Bohrungen einer geothermischen Dublette (Straubing Th1/Th2, Riem Th1/Th2, Saulgau GB3/TB2) als auch zwischen benachbarten Geothermiestandorten (z. B. Unterhaching/Pullach) beobachtet werden. Ein repräsentativer Vergleich der Durchlässigkeit ist zudem nur dann gewährleistet, wenn die Teststrecken der einzelnen Bohrungen größere Teufenabschnitte des Grundwasserleiters erfassen und die ermittelten Durchlässigkeiten somit einen Durchschnittswert des gesamten Aquifersystems darstellen (STOBER & VILLINGER 1997). Der Auswertung liegen entsprechend nicht die häufig nur geringmächtigen Hauptzuflussbereiche der Bohrungen zugrunde, sondern die gesamte offene oder verfilterte Teststreckenlänge. Es empfiehlt sich daher die Verwendung des Terminus Gebirgsdurchlässigkeit (T/H), welche sich aus dem Quotienten von Transmissivität (T) und der Länge der Teststrecke (H) berechnet (STOBER & VILLINGER 1997). Die Teststreckenlängen variieren allerdings von nur wenigen Metern bis 10er Metern in Explorationsbohrungen der Kohlenwasserstoffindustrie bis hin zu über 1000 Metern in Geothermiebohrungen im Südwesten von München. Die vergleichsweise langen Teststrecken bei der geothermischen Erschließung erklären sich durch die Ablenkung der Bohrungen im Reservoir. Diese haben den Vorteil, dass größere Abschnitte des Grundwasserleiters in den Bohrungen aufgeschlossen werden und damit die Wahrscheinlichkeit steigt, mehrere höher durchlässige Bereiche zu erfassen. Zur Berechnung der Durchlässigkeit wurden die Bohrlängen der abgelenkten Bohrungen (m MD) und nicht die vertikalen Tiefenunterschiede (m TVD) von Oberkante Malm bis zur Endteufe der Bohrungen angesetzt. Trotz unterschiedlicher

Teststreckenlängen und repräsentativer Einheitsvolumen liefern DST-Tests der Kohlenwasserstoffindustrie und Pumpversuche vergleichbare Gebirgsdurchlässigkeiten, vor allem, wenn beide nebeneinander eingesetzt werden (STOBER & VILLINGER 1997). Ferner ist zu beachten, dass die Transmissivität einer Bohrung nicht nur von der Permeabilität des Gesteins, sondern auch von den physikalischen Eigenschaften des Wassers, vor allem der Viskosität, abhängig ist. Auf eine Umrechnung in Permeabilitätswerte wird bewusst verzichtet, um die thermischen Bedingungen im Aquifer bei der Betrachtung der regionalen Durchlässigkeit nicht zu vernachlässigen (STRAYLE et al. 1994, STOBER 1994).

4.5.2 Gebirgsdurchlässigkeit des Malmaquifers im Süddeutschen Molassebecken

In Abbildung 25 ist die Häufigkeitsverteilung der aus hydraulischen Tests ermittelten Gebirgsdurchlässigkeiten des Malmaquifers im Süddeutschen Molassebecken dargestellt. Die Verteilung folgt keiner idealen Normalverteilung, sondern ist leicht linksschief verteilt mit einem Medianwert von $T/H_{MED} = 1,9 \cdot 10^{-6}$ m/s. Die Spannweite der T/H-Werte reicht von $7,5 \cdot 10^{-9}$ bis $4,7 \cdot 10^{-4}$ m/s (1. und 3. Quartil) und ist entsprechend der Heterogenität des karbonatischen Grundwasserleiters sehr hoch. Die Berechnung der Quartile erfolgte anhand der logarithmierten Werte. Nach DIN 18130-1 werden sowohl schwach und sehr schwach durchlässige Gesteine, welche nach der Klassifikation der AD-HOC-AG HYDROGEOLOGIE (1997) als Grundwassergeringleiter eingestuft werden, wie auch durchlässige und stark durchlässige Einheiten angetroffen. Aus der räumlichen Verteilung, wie sie in Abbildung 26 dargestellt ist, lässt sich eine regionale Zonierung der Gebirgsdurchlässigkeit ableiten. Die Abgrenzung der einzelnen Durchlässigkeitsbereiche beruht hierbei auf den hydraulischen Daten aus den zur Verfügung stehenden Bohrungen (Abb. 21). Die Datendichte ist im tieferen Untergrund bis auf das Umfeld von München gering, weshalb die Aussagen auf einer Interpretation der großräumigen Verteilung beruhen und die T/H-Werte mancher Bohrung vom regionalen Wert abweichen können. Trotz dieser Einschränkungen ist es möglich, Trends herauszuarbeiten.

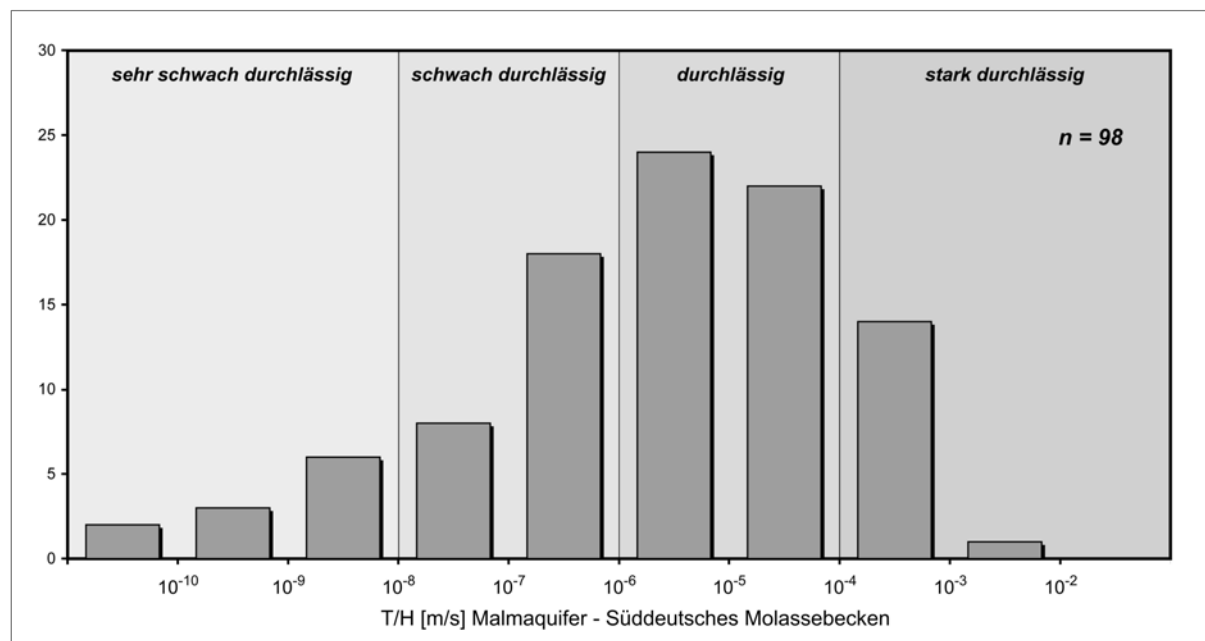


Abb. 25: Häufigkeitsverteilung der Gebirgsdurchlässigkeiten T/H [m/s] im Malmaquifer des Süddeutschen Molassebeckens. In die Statistik fließen T/H-Werte aus hydraulischen Tests in 98 Bohrungen ein (T = Transmissivität [m²/s]; H = Teststreckenlänge); Einteilung nach DIN 18130-1

Ergänzend fließen in die Karte Informationen zu Spülungsverlusten aus 143 nicht dargestellten Bohrungen ein, da insbesondere totale Spülungsverluste Hinweise auf erhöhte Durchlässigkeiten sind (BAY. STWIVT 2010, VILLINGER 1988, BERTLEFF et al. 1988).

Im nördlichen Randbereich des Malmaquifers in Bayern, der mit Grundwassertemperaturen von unter 20 °C nicht Gegenstand der Untersuchungen war, basiert die Kartendarstellung auf den Angaben von BÜTTNER et al. (2002), HARTMANN (1994), ANDRES (1985) und FRISCH (1981). Im überdeckten Malm entlang der Donau sind in den Abschnitten von Günzburg bis Dillingen und von Bad Gögging bis Regensburg Gebirgsdurchlässigkeiten von 10^{-5} bis 10^{-4} m/s dokumentiert. Im Ingolstädter Becken liegen die T/H-Werte im Bereich von 10^{-4} bis 10^{-2} m/s und sind mit den Ergebnissen von Pumpversuchsauswertungen des offenen tieferen Karsts in der südlichen Frankenalb vergleichbar. Diese Gebiete im vorflutnahen Bereich der Donau werden als stark verkarstet beschrieben (ANDRES 1985). Entsprechende Untersuchungsergebnisse sind auch für den nördlichen Bereich des Baden-Württembergischen Malmaquifers belegt (STOBER & VILLINGER 1997, BERTLEFF 1986, BERTLEFF et al. 1987, 1988). Wie weit sich die mit der Verkarstung einhergehende hohe Durchlässigkeit nach Süden erstreckt, kann aufgrund der geringen Datenbasis nur abgeschätzt werden. Südwestlich von Ingolstadt dienen die Befunde der Forschungsbohrung Hollenbach bei Ehekirchen und der Bohrung Schrobenhausen TWB zur Abgrenzung des T/H-Bereichs von 10^{-6} bis 10^{-5} m/s gegenüber dem nördlichen Bereich von 10^{-5} bis 10^{-4} m/s. Südöstlich von Ingolstadt erfolgt die Grenzziehung auf Basis der Gebirgsdurchlässigkeit der Forschungsbohrungen Geisenfeld (T/H = $5 \cdot 10^{-4}$ m/s) und Furth (T/H = $1 \cdot 10^{-6}$ m/s) sowie der Bohrung Pfeffenhausen P2. Dem Grenzverlauf südlich von Regensburg liegen die Durchlässigkeiten der Bohrungen Köfering und Schierling (beide nicht dargestellt) zu Grunde. Auch die Ergebnisse der Pumpversuchsauswertungen von 2 Bohrungen in Bad Gögging (nicht dargestellt) sind in die Interpretation mit eingeflossen.

Aus dem Niederbayerischen Becken, östlich des Landshut-Neuöttinger Hochs, liegen überwiegend Gebirgsdurchlässigkeiten aus den östlichen und südöstlichen Randbereichen vor (Abb. 26). Im östlichen Randbereich wurden nach MEYER & SCHMIDT-KALER (1989) im Malm Delta (ki2) dickbankige Dolomite und Hornsteinkalke abgelagert. Diese haben Gebirgsdurchlässigkeiten von 10^{-6} bis 10^{-5} m/s. Vergleichbare Durchlässigkeiten liegen für die westlich anschließende Kehlheim-Landshuter-Korallenriff-Schwelle aus dem Raum Landshut vor. Im Südosten des Niederbayerischen Beckens wurden in mehreren Bohrungen Gebirgsdurchlässigkeiten von 10^{-4} bis 10^{-3} m/s bestimmt.

Der westliche und zentrale Teil des Molassebeckens, von der Iller im Westen bis zum Landshut-Neuöttinger Hoch im Osten, kann anhand der regionalen Gebirgsdurchlässigkeit grob in zwei Großräume untergliedert werden. Nordöstlich einer Linie, die von Neuburg an der Donau über Augsburg und den südwestlichen Stadtteilen von München nach Osten verläuft, wurde fast ausschließlich durchlässiger bis stark durchlässiger Malm erbohrt. Mit Gebirgsdurchlässigkeiten von 10^{-6} bis 10^{-3} m/s kann dieser Bereich als Grundwasserleiter im engeren Sinne bezeichnet werden. In der Region westlich dieser Linie bis zur Iller und nach Süden bis zum Alpenkörper wurden aus den hydraulischen Tests mit einer Ausnahme nur Gebirgsdurchlässigkeiten von T/H < 10^{-6} m/s ermittelt. Diese entsprechen nach der Einteilung der AD-HOC-AG HYDROGEOLOGIE (1997) einem Grundwassergeringleiter. Aus der Helvetischen Fazies im Südwesten des Beckens liegen keine Testdaten vor. Allerdings darf aufgrund der faziellen Ausprägung der helvetischen Fazies mit hoher Wahrscheinlichkeit

davon ausgegangen werden, dass diese Region nur sehr schwach durchlässig ist (Abb. 26). Außerdem lassen die Durchlässigkeiten im westlichen Teil des Molassebeckens eine sukzessive Abnahme nach Südosten in Richtung helvetischer Fazies erkennen. Es ergibt sich dementsprechend eine Gliederung in einen nordwestlichen und nordöstlichen Grundwasserleiter- und einen südlichen Grundwassergeringleiterkomplex.

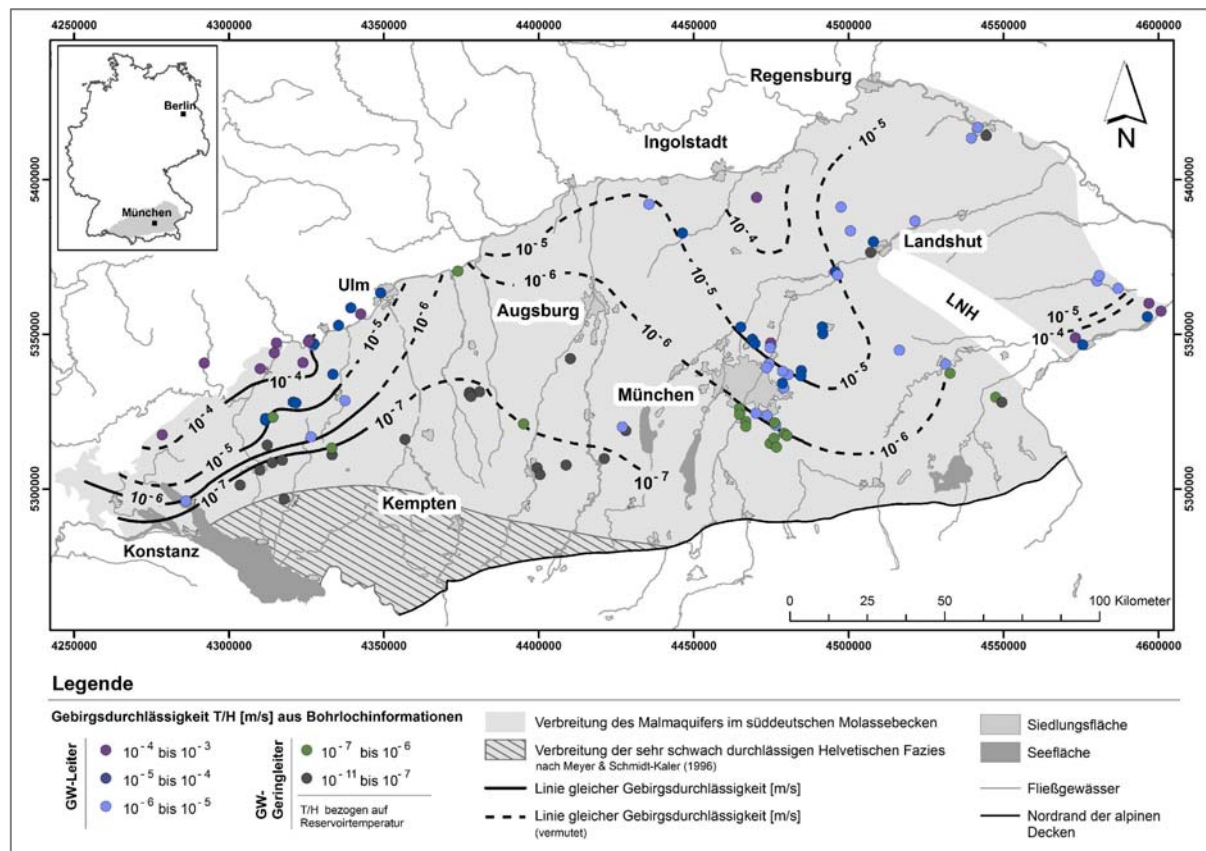


Abb. 26: Gebirgsdurchlässigkeiten T/H [m/s] des Malmaquifers im Süddeutschen Molassebecken, bezogen auf Reservoirtemperatur. Für nicht fündige Bohrungen (n = 5) wird ein T/H << 10⁻⁷ m/s angesetzt.

In Letzterem ist in Bayern, wie auch in Baden-Württemberg, eine tendenzielle Abnahme der Gebirgsdurchlässigkeit zur Helvetischen Fazies hin zu erkennen, obwohl sich die Ries-Wiesent-Schranke mit ihren bis zu 600 m mächtigen Riffkörpern nach MEYER & SCHMIDT-KALER (1989) von der Fränkischen Alb bis in den Raum von Kempten erstreckt. Dennoch scheinen hier nur geringe Gebirgsdurchlässigkeiten vorzuherrschen, was darauf hindeutet, dass die Riffe hier keine nennenswerte Porenraumerweiterung im Laufe der Diagenese (Dolomitisierung/Dedolomitisierung) oder durch Lösungsvorgänge erfahren haben dürften. Die Ursache hierfür könnte möglicherweise ein Toneintrag aus dem Schwäbischen Mergelbecken sein, was zur Ablagerung von überwiegend unreinen Kalken geführt haben könnte. Die Größe der Dolomitkristalle (und damit die Größe der Porenräume) wird wiederum vom Reinheitsgrad der primären Kalke bestimmt, da nach KOCH (2010) fein verteilte Tonpartikel das Wachstum größerer Dolomitkristalle behindern. Vergleichbare Prozesse beschreibt BAUSCH (1968) für die Rekristallisation von Kalken, was ebenfalls zu geringeren Permeabilitäten und zu einem geringeren Speichervermögen der Matrix führen könnte. Die Ergebnisse der Bohrungen Mauerstetten Gt1 und Gt1a deuten darauf hin, dass auch große Störungszonen ohne Anschluss an Gebirgsbereiche mit entsprechenden Kluft- oder Matrixporositäten ihre hydraulische Wirksamkeit verlieren.

Das von MEYER & SCHMIDT-KALER (1989) beschriebene Zementmergelbecken an der Grenze zwischen Bayern und Baden-Württemberg dürfte ebenfalls einen Grundwasseringeleiter darstellen (Abb. 26). Diese Interpretation wird durch die geringen Durchlässigkeiten der Bohrung Günzburg BKH und einiger Bohrungen im Erdölfeld Arlesried gestützt. Die Gebirgsdurchlässigkeit liegt in diesem Bereich vermutlich flächenhaft unter $T/H = 10^{-6}$ m/s und nimmt zum helvetischen Becken auf T/H-Werte in der Größenordnung von unter 10^{-8} m/s ab.

Auffällig ist der Bereich zwischen Ingolstadt und München mit Gebirgsdurchlässigkeiten von 10^{-4} bis 10^{-3} m/s im weiteren Umfeld des Ingolstädter Beckens und T/H-Werten von 10^{-5} und 10^{-4} m/s im südlichen Anschluss bis nordöstlich von München. Diese Werte entsprechen den Werten aus den Bereichen entlang der Donau und deuten darauf hin, dass auch in dieser Region eine Verkarstung der Gesteine vorliegt. Indizien für eine Verkarstung, wie zum Beispiel große Lösungshohlräume, sind in mehreren Bohrungen dieses Abschnittes zu beobachten. So wird in der Bohrung Unterföhring Gt2 von BÖHM et al. (2012) ein ca. 8 m mächtiger Karsthohlraum 200 m MD unterhalb der Schichtobergrenze des Malm beschrieben. Auch in weiteren Bohrungen im Nordosten von München traten totale Spülungsverluste im Bereich von 200 bis 300 m unterhalb der Malmoberkante auf. In den geophysikalischen Bohrlochmessungen lassen sich in den Verlustbereichen größere Kaliberausbrüche und zum Teil kavernöse Horizonte ausmachen, welche wohl zum größten Teil auf Verkarstung zurückzuführen sind. Die Verkarstung tritt vor allem in den Massenfaziesbereichen auf (STEINER et al. 2011), was auch Untersuchungen an Bohrkernen der Bohrung Moosburg SC4 bestätigen (BIRNER 2012).

4.5.3 Einfluss der paläogeographischen Entwicklung auf die Durchlässigkeitsverteilung im zentralen Becken

Im Folgenden wird versucht, die Verkarstung im tieferen Becken in einen Bezug zur paläogeographischen Entwicklung des Molassebeckens seit dem Oberjura zu setzen und den Einfluss von Tektonik, Faziesausbildung und Hydrologie auf die Lösungsprozesse zu erörtern.

Am Ende des Oberjuras zieht sich das Meer aufgrund der Hebung des Rheinischen Schildes nach SW und S in den Bereich des heutigen Alpenkörpers zurück und das gesamte Süddeutsche Molassebecken wird Festland (LEMCKE 1988). Östlich von München bildet sich zwischen dem Rheinischen Schild und der Böhmisches Masse die sogenannte Ostbayernsenke aus, in welche sich der Schwerpunkt der Sedimentation (Purbeck) verlagert (ILLIES 1965, BARTHEL 1969). Der nordöstliche Flügel dieser Senke, welcher in etwa dem heutigen Niederbayerischen Becken entspricht, wird durch den Aufstieg der Böhmisches Masse gehoben und unterliegt für einen Zeitraum von 40 Mio. Jahren einer mehrere 100 m tiefgreifenden Abtragung und Verkarstung (NATHAN 1949, CRAMER 1953, GUDDEN & ZIEGLER 1965). Im Obercenoman kommt es zu einer Umformung dieser ursprünglichen Hochfläche in eine NW-SE streichende Pultscholle, welche entlang des Donaurandbruchs und dessen südlicher Fortsetzung, dem Pockinger Abbruch, gegenüber der Böhmisches Masse absinkt und entlang dem Landshut-Neuöttinger Hoch (LNH) auftaucht (LEMCKE 1988). Das LNH trennt nun den Niederbayern-Trog (Braunauer Trog) im Osten von der Wasserburger Senke im Westen, wobei beide Teiltröge flache West- und steile Ostflanken aufweisen. Die Trogachsen steigen nach N und NW an und treffen sich im Raum Kehlheim-Regensburg (OSCHMANN 1963, BÜRCEL 1949). Während dieser Zeit entstehen in weiten Teilen des Senkungsgebietes herzynisch streichende Extensionsbrüche (UNGER 2005).

Man kann ferner davon ausgehen, dass während der Unterkreide sowohl der östliche Teil des Rheinischen Schildes, als auch die westliche Böhmisches Masse in die Ostbayernsenke entwässern (Abb. 27). Die Richtung der Oberflächenentwässerung der Böhmisches Masse erfolgt aus N und NE, was die von FÜCHTBAUER (1964) beschriebenen Schüttungsrichtungen der Gault-Sande andeuten. Nach der Differenzierung in zwei getrennte Tröge entwässert wohl ein großer Teil der Böhmisches Masse vor allem in den Niederbayern-Trog. Der Rheinische Schild und auch nördliche Teile der Böhmisches Masse drainieren wahrscheinlich entlang der Westflanke des LNH weiterhin in den Wasserburger Trog. Die Entwässerung in den Wasserburger Trog erfolgt bereits seit der Unterkreide und endet erst mit der Transgression des Meeres im Cenoman, während der Niederbayern-Trog seine Rolle als Hauptzuflussgebiet erst mit der Umformung der ursprünglichen Hochfläche zur Pultscholle erhält. Es ist anzunehmen, dass sich die Entwässerungssysteme an den herzynisch streichenden Störungssystemen orientieren. Entlang der Bruchzonen gelangt das Oberflächenwasser wahrscheinlich auch in den Untergrund und verkarstet dort vor allem die durchlässigen, zum Teil stark zerklüfteten Dolomite der Massenfazies im Umfeld der Störungssysteme. Der Grad der Verkarstung wird dabei, wie von STRAYLE (1970) beschrieben, stark vom hydraulischen Gradienten beeinflusst, d. h., die Klüfte, die parallel zu der von Norden nach Süden gerichteten Grundwasserfließrichtung streichen, werden stärker erweitert. Die Verkarstung scheint vor allem im Übergangsbereich von Malm Delta-Epsilon (ki2-ki3), etwa 200 bis 300 m unterhalb der Malmoberfläche anzusetzen, wo möglicherweise bereits eine Porenraumerweiterung während einer synsedimentären meteorisch-phreatischen bis vadosen Diagenese stattgefunden hat (SCHÄDEL 1962, VILLINGER 1988, LIEDMANN 1992). Diese ist vermutlich an eine von LIEDMANN (1992) und BAUSCH et al. (1986) postulierte

Auftauchphase des Malm nahe des regressiven Maximums an der Wende Malm Delta-Epsilon (ki1-ki2) gebunden. Es wäre somit möglich, dass bereits während der Sedimentation ein Horizont mit erhöhter Durchlässigkeit angelegt wurde, welcher nun als Abflussbahn für die infiltrierten Grundwässer fungiert und über lange Zeiträume einer intensiven Verkarstung unterlag. Hinweise auf die Existenz eines derartigen Horizontes geben Zuflussbereiche, die insbesondere im Raum München in Massenkalken auf Höhe eines kavernösen Horizontes im Übergangsbereich Malm Delta-Epsilon (ki1-ki2) angetroffen wurden (BÖHM et al. 2012, BIRNER 2012, HUBER 2012).

Diese Prozesse wirken aufgrund der mehrfachen Transgression der Tethys in die südlichen Beckenteile verstärkt im nördlichen Teilbereich, wobei von KÖWING (1968) auch im Süden eine Verkarstung beschrieben wird, die zum Kreidemeer am heutigen Alpennordrand allerdings allmählich ausklingen dürfte. Möglicherweise bedingt durch den hohen Wasserumsatz, die tektonische Zerrüttung und das ausgeprägte Relief kommt es im Verlauf der Kreide im Senkungsgebiet des Wasserburger Trogs, vor allem im Nordteil, zu einer wesentlich stärkeren Verkarstung als auf dem Rheinischen Schild, wo aufgrund des fehlenden Reliefs und tiefgreifender Störungen nur eine oberflächennahe Verkarstung stattfinden konnte (Abb. 27).

Ab dem Obereozän setzt durch die alpidische Gebirgsbildung großräumig eine allmähliche Flexur des gesamten Molassebeckens ein und es bilden sich syn- und antithetische Extensionsbrüche parallel zum heutigen Alpenrand (BACHMANN et al. 1987, REINECKER et al. 2010). Strukturgeologisch dominieren Monoklinalstrukturen, d. h. mehr oder weniger alpenparallel streichende Schollentreppen überwiegend antithetischer Abschiebungen mit zum Teil flexurartigen Umbiegungen der nach Südosten eingesunkenen Schichten. Die Einsenkung des Beckenbodens führte durch die auflastbedingte Subsidenz im Beckeninneren zu einer Aufweitung. Die daraus resultierende Auflockerungstektonik äußert sich in antithetischen Abschiebungen von teilweise beträchtlicher räumlicher Ausdehnung wie z. B. bei Pfullendorf-Bad Saulgau oder der Markt-Swabener Verwurf südlich von München. Diese werden meist von zahlreichen Brüchen geringeren Versatzbetrages und „riedel shears“ begleitet, welche aufgrund des transpressiven Regimes vor allem in der Tiefscholle entstehen. Zusammen mit den schwäbisch bis erzgebirgisch streichenden Großstrukturen zerlegen sie die Sedimenttafel in zahlreiche Schollen (BERTLEFF 1986, UNGER 2005, LÜSCHEN et al. 2011, WOLFGRAMM et al. 2012). Mit der intensiven tektonischen Beanspruchung treten nun im gesamten Molassebecken tiefgreifende Wasserwegsamkeiten auf. Eine meteorische Verkarstung entlang dieser neu angelegten Strukturen kann aber nur in geringerem Maße erfolgen, da bereits ab der Wende Eozän/Oligozän die Transgression der Unteren Meeresmolasse einsetzt und weite Teile des Molassebeckens überflutet.

Eine weitere wichtige Rolle für die Horizontausprägung spielen fazielle Einflüsse. Die in nordwestlichen Beckenregionen anzutreffende Schwäbische Fazies ist aus massigen, teils geschichteten Kalksteinen und Dolomiten aufgebaut (SCHÄDEL 1962, VILLINGER 1988, STÖBER & VILLINGER 1997). Die Unteren und Oberen Felsenkalken sowie die Liegenden Bankkalken zeichnen sich insbesondere im Bereich eines aus Schwamm-Algen-Riffen aufgebauten beckenparallelen Gürtels, der sich von Konstanz-Singen über die Region Pfullendorf und Aulendorf bis zur Iller erstreckt, durch kavernöse Gesteine mit starker Lochfelsbildung in den Riffen und entsprechend i. d. R. erhöhter Durchlässigkeit aus (BERTLEFF 1986, BERTLEFF et al. 1988).

Die im Nordosten von München beobachtete Verkarstung des Malm kann möglicherweise im Zusammenhang mit Mischungskorrosion gesehen werden. Bei dieser Art der Verkarstung, welche auch im tiefen Untergrund auftreten kann, kommt es beim Aufeinandertreffen von zwei Gleichgewichtswässern zu einem CO₂-Überschuss, wodurch zusätzliches CaCO₃ gelöst werden kann (BÖGLI 1978). Mischungskorrosion tritt dort auf, wo Wässer mit unterschiedlicher Ca²⁺-Konzentration aufeinander treffen, wie dies im Raum NE und E von München vorstellbar ist. Dort kam es nach dem Beginn der Eintiefung des Molassetrogs und vor dem Wirksamwerden der Donau als Vorfluter möglicherweise zum Zusammenfluss von Wässern aus dem Bereich der heutigen Donau mit Grundwässern, welche aus westlicher Richtung vom Rheinischen Schild entlang der neu entstandenen, alpenparallelen Zerrüttungszonen nach Osten zum Beckentiefsten abfließen. Die Durchlässigkeitsverteilung im Großraum München und darüber hinaus lässt darauf schließen, dass diese Verkarstung vor allem im NE und E von München wirksam war (Abb. 26).

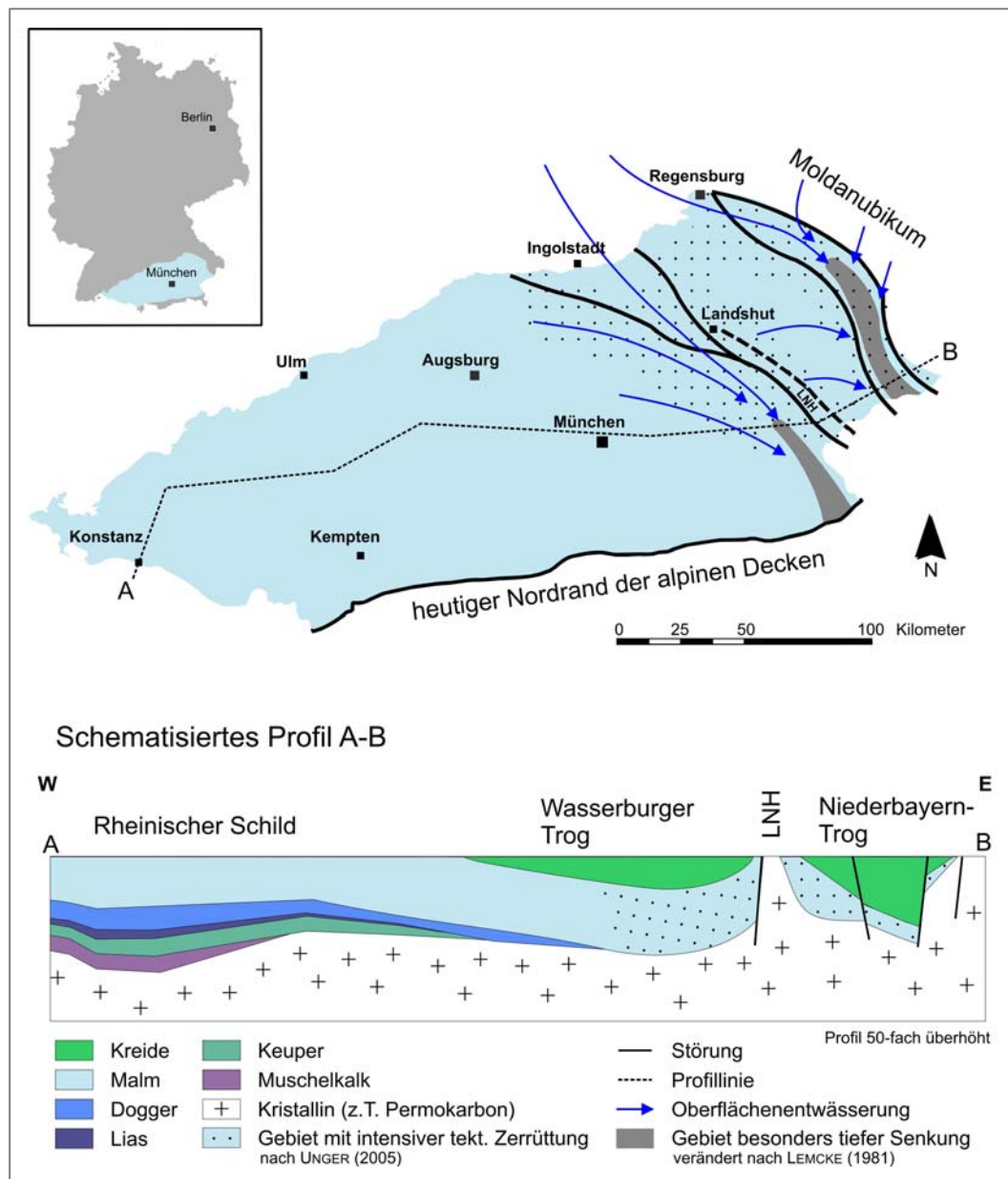


Abb. 27: Paläohydrologie des Süddeutschen Molassebeckens in der Kreide. Profilschnitt verändert nach LEMCKE (1974)

4.5.4 Gebirgsdurchlässigkeit des Malmaquifers im Großraum München

Der Abbildung 28 ist die Häufigkeitsverteilung der Gebirgsdurchlässigkeit im Großraum München zu entnehmen. Es lässt sich eine dreigipflige Häufigkeitsverteilung mit einer Spannweite von $T/H = 1 \cdot 10^{-7}$ bis $5 \cdot 10^{-4}$ m/s und einem deutlichen Maximum im Wertebereich von $T/H = 1 \cdot 10^{-7}$ bis $5 \cdot 10^{-7}$ m/s erkennen. Die beiden weiteren lokalen Maxima liegen bei $T/H = 1 \cdot 10^{-6}$ bis $5 \cdot 10^{-6}$ m/s und $T/H = 1 \cdot 10^{-5}$ bis $5 \cdot 10^{-5}$ m/s. Die drei Maxima lassen sich unterschiedlichen Regionen im Großraum von München zuordnen (Abb. 29). Die geringsten Gebirgsdurchlässigkeiten von $T/H = 1 \cdot 10^{-7}$ bis $6 \cdot 10^{-7}$ m/s finden sich im Südwesten. Die Varianz der auf Teststreckenlängen bezogenen Transmissivitäten ist hier gering und es lässt sich ein Bereich mit vergleichsweise ähnlichen Durchlässigkeiten südwestlich einer Linie Pullach-Taufkirchen-Brunnthal ausweisen (Abb. 29). Nordöstlich dieser Linie wurden zum Teil vergleichbare Werte, aber auch höhere Gebirgsdurchlässigkeiten im Bereich von $T = 1 \cdot 10^{-6}$ bis $2 \cdot 10^{-6}$ m/s bestimmt. Aus dem sich weiter nordöstlich anschließenden Gebiet liegen aktuell nur wenige hydraulische Informationen vor, es deutet sich aber ein Anstieg der Gebirgsdurchlässigkeit auf T/H -Werte bis zu $5 \cdot 10^{-6}$ m/s an, wobei je nach lokaler Situation die Durchlässigkeit in diesem Abschnitt auch bei benachbarten Bohrungen um mehr als eine logarithmische Dekade schwanken kann. Trotz der größeren Heterogenität wurden in diesem Bereich in keiner Bohrung T/H -Werte von unter $1 \cdot 10^{-6}$ m/s ermittelt (Abb. 29). Nordöstlich einer Linie Oberschleißheim-Ismaning-Kirchheim bei München finden sich fast nur noch Bohrungen, die hohe Gebirgsdurchlässigkeiten über $1 \cdot 10^{-5}$ m/s erbrachten. Die Ausnahme bildet eine Bohrung, deren Gebirgsdurchlässigkeit 1,5 logarithmische Dekaden unter dem T/H -Wert der Nachbarbohrung liegt. Obwohl diese beiden Bohrungen nur wenige Kilometer voneinander entfernt liegen, stellen ihre T/H -Werte das Minimum beziehungsweise das Maximum der Spannweite der Gebirgsdurchlässigkeit in diesem nordöstlichen Gebiet dar. Auch hier zeigt sich nochmals die lokale Heterogenität der Durchlässigkeit im Malmaquifer.

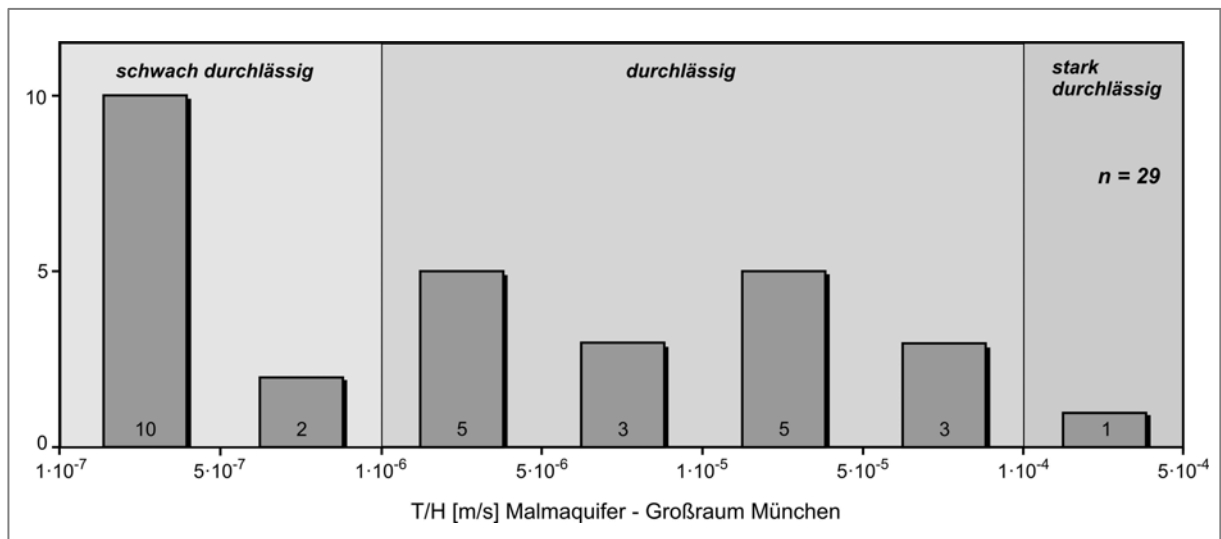


Abb. 28: Häufigkeitsverteilungen der Gebirgsdurchlässigkeiten T/H des Malmaquifers im Großraum München basierend auf den Ergebnissen der Auswertung hydraulischer Testdaten aus 29 Bohrungen (T = Transmissivität [m^2/s]; H = Teststreckenlänge); Einteilung nach DIN 18130-1

Trotz der lokalen Schwankungen ist es möglich, einen regionalen Trend abzuleiten, welcher sich auch in der Verteilung der Transmissivitäten im Großraum von München widerspiegelt (Abb. 29). So sind Transmissivitäten von $T = 1 \cdot 5 \cdot 10^{-4} m^2/s$ ein charakteristischer Wert für Bohrungen im Südwesten von München, während signifikant höhere Transmissivitäten von $T = 1 \cdot 5 \cdot 10^{-3} m^2/s$ vor allem im Nordosten von München

vorkommen (Abb. 29). Die Zunahme der Gebirgsdurchlässigkeit lässt sich, wie in Kapitel 4.5.3 beschrieben, möglicherweise darauf zurückführen, dass der Malm nordöstlich von München intensiver verkarstet ist als im Südwesten.

Für eine Verkarstung sprechen im Nordosten nicht nur die absolute Größe der T/H-Werte, die mit Werten aus dem tieferen Karst der Fränkischen oder Schwäbischen Alb vergleichbar sind (HARTMANN 1994, VILLINGER 1988), sondern auch das Vorkommen von kavernen Gesteinsformationen ähnlich der Lochfelshorizonte und des Frankendolomits. Größere Kalibererweiterungen und die von BÖHM et al. (2012) erwähnten Hohlräume können hier häufig in Zusammenhang mit massiven Spülungsverlusten gebracht werden. Entsprechend der abnehmenden Gebirgsdurchlässigkeit scheint die Verkarstung der Malmkarbonate nach Südwesten nachzulassen. Zwar beschreiben LÜSCHEN et al. (2011) anhand neuer 3D-Seismikdaten auch hier typische Karststrukturen an der Oberfläche des Malmaquifers, diese scheinen jedoch nur in geringerem Umfang am Wasserumsatz beteiligt zu sein. Größere Hohlräume werden für diesen Abschnitt in Bohrungen nicht beschrieben, obwohl auch hier vermutlich Klüfte einen hohen Anteil am Zufluss der Bohrungen einnehmen.

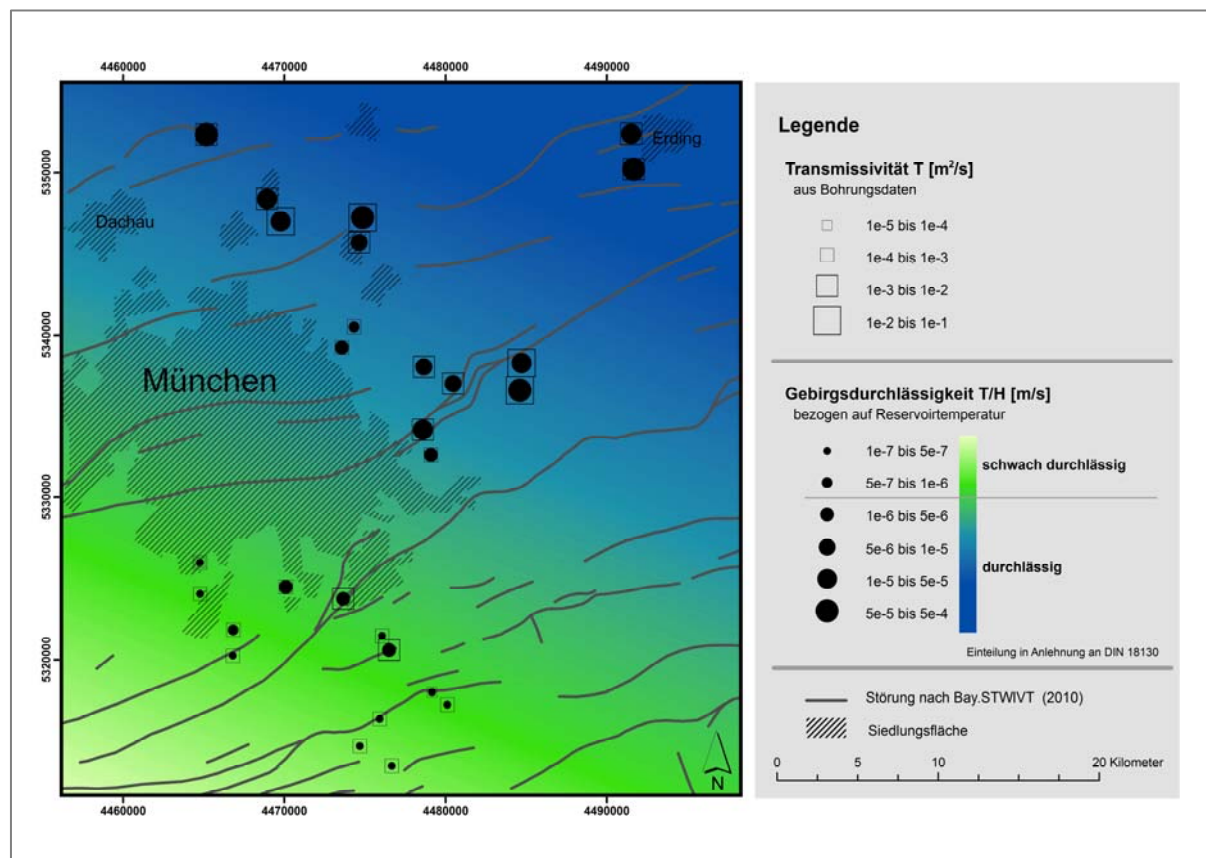


Abb. 29: Gebirgsdurchlässigkeiten T/H [m/s] und Transmissivitäten T [m²/s] des Malmaquifers im Großraum München, bezogen auf Reservoirtemperatur. Die Platzierung der Symbole orientiert sich an der Lage des Landepunktes der Bohrungen auf der Oberfläche des Malm; die Klassifikation der Gebirgsdurchlässigkeit erfolgt nach DIN 18130-1

Zu klären bleibt die Frage, inwieweit sich die Verteilung der Gebirgsdurchlässigkeit als Summe von Matrix-, Kluft- und Karstpermeabilität nicht auch auf die fazielle Ausprägung der Karbonate und/oder die Strukturgeologie zurückführen lässt, wie dies im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes beobachtet wurde (BERTLEFF et al. 1988, STOBER & VILLINGER 1997). Bei der Betrachtung der Geologie des Malm in der Region von München fällt auf, dass die von MEYER & SCHMIDT-KALER (1996) beschriebene Flachwasserplattform mit

nur kleinen Wannenzügen des Malm Delta-Zeta (ox1-joo) den gesamten Kartenausschnitt umfasst. Die Daten der Geothermiebohrungen bestätigen dieses Bild. Überwiegend werden dolomitische Massenkalkte erschlossen, untergeordnet finden sich auch Bohrungen mit größeren Bankfaziesbereichen (BÖHM et al. 2010, BÖHM et al. 2012, WOLFGGRAMM et al. 2012). Eine Großgliederung anhand von Lithofaziesbereichen scheint aber für die Region nicht möglich zu sein. Die Verteilung der Lithofaziesbereiche kann somit keine hinreichende Erklärung für die regionale Verteilung der Gebirgsdurchlässigkeit liefern. Böhm et al. (2011) beschreibt zwar eine Korrelation von Dolomitanteil und Transmissibilität einzelner Bohrungen, dennoch bleibt offen, warum die Bohrungen im Nordosten von München, welche größtenteils nicht in die Korrelation mit einbezogen wurden, bei vergleichbaren Dolomitgehalten wesentlich höhere Durchlässigkeiten aufweisen. Vielmehr zeigen im Nordosten auch Bohrungen, welche mehrheitlich kalkreiche Bank-Fazies erschließen und daher nur einen geringen Dolomitanteil aufweisen, immer noch weitaus höhere Gebirgsdurchlässigkeiten als dolomitreiche Bohrungen im Südwesten. Auch die vorliegenden Daten zur Strukturgeologie erlauben keine regionale Differenzierung, da sich weder die Häufigkeit der Störungen mit großen Versatzbeträgen, noch die Orientierung zum aktuellen Spannungsfeld im Nordosten von dem im Südwesten unterscheidet (BAY.STWIVT 2010).

4.6 Diskussion der Hydrogeologie des Malmaquifers im Hinblick auf die geothermische Erschließung

Die Verteilung der Gebirgsdurchlässigkeiten erlaubt eine Abschätzung der reservoirspezifischen Ergiebigkeit einer geplanten geothermischen Anlage. Zusammen mit der Grundwassertemperatur kann bereits im Vorfeld der Erschließung eine erste Abschätzung der installierbaren Leistung erfolgen. Während Gebirgsdurchlässigkeiten größer $1 \cdot 10^{-6}$ m/s bei Absenkungen von nur wenigen 10er bis 100er Metern Förderraten von über 100 l/s ermöglichen, ist eine Fördermenge von über 100 l/s in Gebieten mit Gebirgsdurchlässigkeiten kleiner $1 \cdot 10^{-6}$ m/s nur bei einer fundierten Erkundung, entsprechend langen Filterstrecken und hohen Absenkungen darstellbar. Gebirgsdurchlässigkeiten $< 10^{-8}$ m/s ermöglichen bei technisch noch darstellbaren Druckabsenkungen nur Förderraten von wenigen Litern pro Sekunde. Zu beachten ist, dass sich die Wassersäule in der Bohrung bei hohen Wassertemperaturen im Vergleich zu einer 10 °C warmen Wassersäule um mehrere Prozent ausdehnen kann. Dies hat einen entscheidenden Einfluss auf die Dimensionierung der Pumpe, da geringere Absenkungen benötigt werden, als dies für kälteres Wasser notwendig wäre. Vereinfachend gilt, dass sich die Produktivität einer Bohrung mit der Temperatur des Fluids erhöht. Hohe Grundwassertemperaturen sind im Molassebecken aber an große Erschließungstiefen gebunden und bedingen tiefe Bohrungen mit langen Förderrohren und entsprechend hohen Rohrreibungsverlusten. Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass im Malmaquifer das quantitative Fündigkeitsrisiko vor allem in Richtung Südwesten zur Helvetischen Fazies ansteigt. Die übrigen Gebiete des Malmaquifers im Süddeutschen Molassebecken haben entsprechend der Temperaturen und Gebirgsdurchlässigkeiten ein sehr hohes geothermisches Potenzial.

Neben der Quantität wird das Fündigkeitsrisiko auch über die chemische Eignung des Fluids für eine geothermische Nutzung definiert. In Abbildung 30 ist die Verteilung der unterschiedlichen Wassertypen im Malmaquifer dargestellt. Im nördlichen Teil des Beckens finden sich, wie auch in der Schwäbischen und Fränkischen Alb, vor allem gering mineralisierte Ca-(Mg)-HCO₃-Wässer. Südlich davon werden Ionenaustauschwässer des Na-Ca-Mg-HCO₃-Typs angetroffen, deren Chemismus sich durch Zusickerung von NaCl-Wässern aus den tertiären Einheiten oder tiefer liegender Einheiten im Beckentiefen zum Na-Ca-HCO₃-Cl-Typ ändert. Der Übergang ist fließend, weshalb die Abgrenzung der beiden Wassertypen in Abbildung 30 nur durch eine gestrichelte Linie angedeutet wird. Generell handelt es sich bei allen bisher beschriebenen Wassertypen um Süßwässer mit einer Gesamtmineralisation von unter 1 g/l.

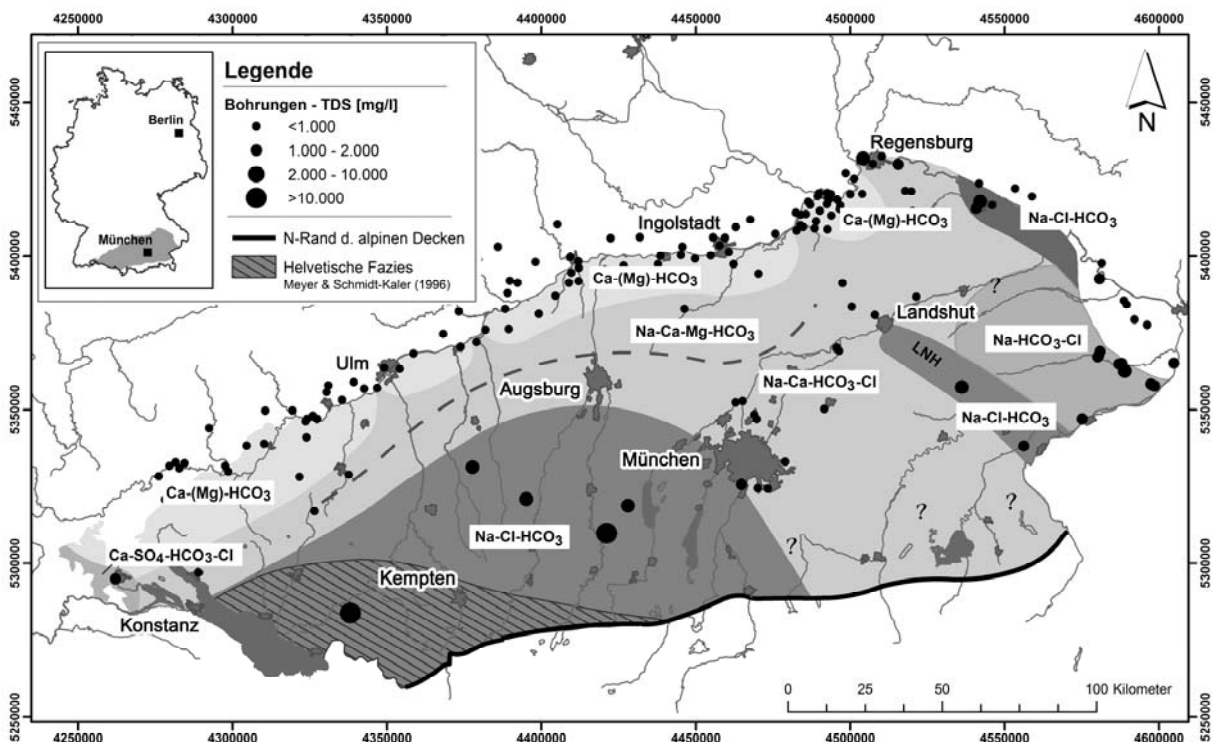


Abb. 30: Verbreitung der hydrochemischen Wassertypen im Malmaquifer des Süddeutschen Molassebeckens. Die hydrochemische Abgrenzung (gestrichelte Linie) zwischen den Wassertypen Na-Ca-Mg-HCO₃ und Na-Ca-HCO₃-Cl entspricht in ihrem Verlauf weitestgehend der Grundwasserscheide nach FRISCH & HUBER (2000); Punktgröße abhängig vom Gesamtlösungsinhalt [mg/l]

Charakteristisch für die Na-HCO₃-Cl-Wässer mit Gesamtlösungsinhalten von 1-1,5 g/l des Niederbayerischen Beckens sind sehr geringe Erdalkali-/Alkali-Verhältnisse mit hohen HCO₃-Gehalten (BIRNER et al. 2011). Im nordöstlichen Becken lässt sich eine weitere Gruppe von Wässern (Na-Cl-HCO₃) ausweisen, die durch einen Zustrom von Tiefenwässern aus dem Kristallin des Bayerischen Waldes geprägt werden. Im äußersten Südwesten treten Ca-SO₄-HCO₃-Cl-Wässer auf (Abb. 30). In der Helvetischen Fazies im Südwesten nimmt der Gesamtlösungsinhalt auf Werte bis zu 35 g/l zu (STOBER & JODOCY 2011). Hier werden, wie auch im Bereich des Landshut-Neuöttinger Hochs, vor allem Na-Cl-HCO₃-Wässer mit zum Teil erhöhten Kohlenwasserstoff-Anteilen angetroffen (BIRNER et al. 2011). Auch unter Berücksichtigung der von BIRNER et al. (2011) und MAYR et al. (2011) beschriebenen Vorkommen von Schwefelwasserstoff in den tieferen Teilen des Beckens kann das Grundwasser im Malmaquifer aus technischer Sicht als unproblematisch eingestuft werden.

5 Synthese und hydrogeologische Modellvorstellung des Malm

Ziel dieser Arbeit war die hydraulische und hydrogeochemische Charakterisierung des Malmaquifers im bayerischen Teil des Süddeutschen Molassebeckens anhand hydraulischer Testdaten, petrophysikalischer Laboruntersuchungen an Bohrkernen und hydrochemischer Wasseranalysen. Basierend auf den Ergebnissen der Kapitel 2, 3 und 4 sollen in diesem Abschnitt die wichtigsten Resultate zusammengefasst und ein hydrogeologisches Modell des Malmaquifers im Süddeutschen Molassebecken entwickelt werden. Die hydraulische und hydrogeochemische Charakterisierung ermöglicht eine Gliederung des Malm in laterale und vertikale hydrostratigraphische Großeinheiten mit vergleichbaren Eigenschaften. Nur untergeordnet Berücksichtigung findet hierbei der Einfluss von tektonischen Strukturelementen, da entsprechende Aussagen auf der Grundlage der vorhandenen Daten nur bedingt möglich sind.

Der Malm kann lateral in einen nördlichen Grundwasserleiterkomplex und einen südlichen Grundwassergeringleiter gegliedert werden. Der Übergang zwischen beiden Zonen ist fließend und kann anhand der wenigen Aufschlussbohrungen nicht exakt festgelegt werden. Der nördliche Grundwasserleiterkomplex ist in einen westlichen (schwäbischen) und einen östlichen (bayerischen) Teil unterteilt (Abb. 31). In beide Teilgebiete des Grundwasserleiters sind gering leitende Schichten in Schichtfazies mit zum Teil beträchtlicher Ausdehnung eingeschaltet, weshalb für diese Bereiche die Bezeichnung Grundwasserleiterkomplex verwendet wird, um den lokalen Unterschieden Rechnung zu tragen. Die hohe Variabilität der Durchlässigkeit stellt auf lokaler Ebene die größte Schwierigkeit beim Definieren homogener Einheiten dar, doch regional lässt sich der Malmaquifer sowohl hydraulisch als auch hydrochemisch entsprechend den beschriebenen hydrostratigraphischen Großeinheiten differenzieren. An dieser Stelle muss erläutert werden, dass der Begriff Malmaquifer in der vorliegenden Arbeit die Gesamtheit aller Karbonate aus dem Oberjura und Purbeck (unterste Unterkreide) zusammenfasst und entsprechend sowohl für die gering leitenden Schichten als auch für die durchlässigen Bereiche verwendet wird.

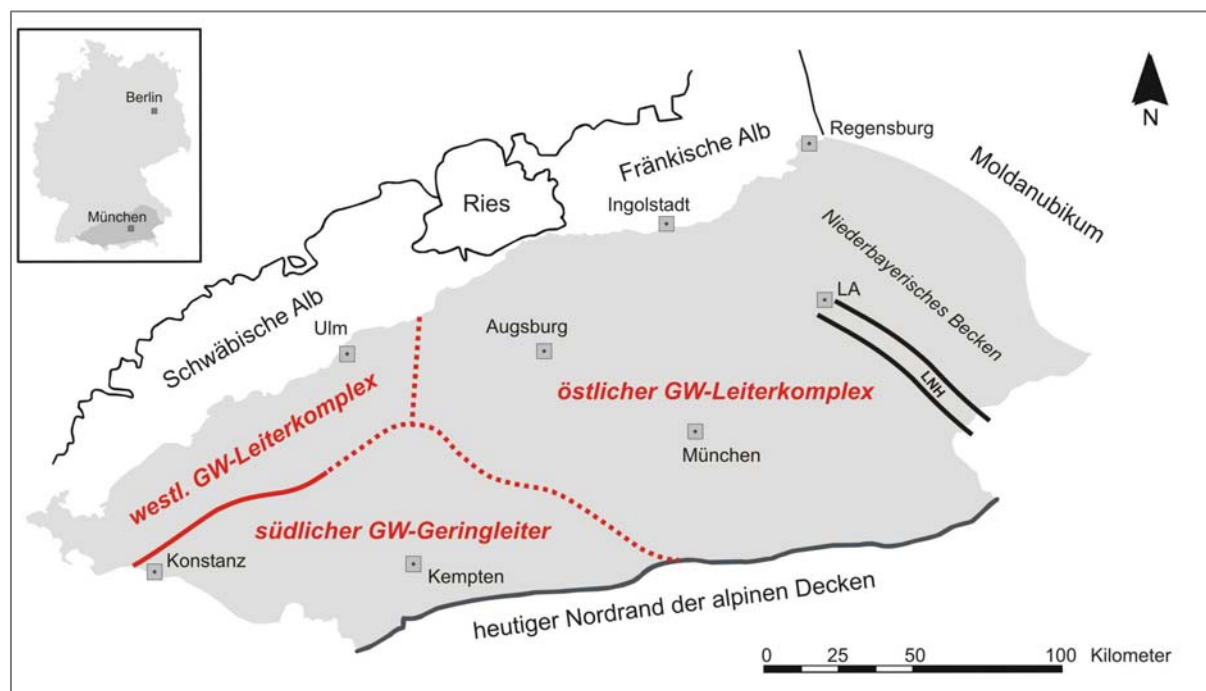


Abb. 31: Laterale Großeinheiten des Malm im Süddeutschen Molassebecken

Vertikal werden die Bereiche des 500 bis 600 m mächtigen Grundwasserleiterkomplexes in einen tieferen Abschnitt mit geringer Durchlässigkeit (ca. 100-150 m), einen mittleren durchlässigen Abschnitt (ca. 100-200 m) und einen höheren Abschnitt (ca. 200-400 m) mit lateral stark variierender Durchlässigkeit untergliedert (Abb. 32). Die Teilbereiche entsprechen vereinfachend den lithostratigraphischen Einheiten des Malm Alpha-Gamma (Unterer Malm), Delta-Epsilon (Mittlerer Malm) und Zeta (Oberer Malm). Diese Gliederung beruht in erster Linie auf den Ergebnissen der neueren Geothermiebohrungen im Großraum München und dem hydrostratigraphischen Typprofil nach HUBER (2012). Die Gliederung besitzt daher nur für die durchlässigen Teile des Malm Gültigkeit, welche den Grundwasserleiter im bayerischen Teil des Molassebeckens bis zum Landshut-Neuöttinger Hoch aufbauen. Die Frage, inwieweit sich diese Ergebnisse auf das westliche Molassebecken übertragen lassen, kann nicht endgültig beantwortet werden, doch auch dort bilden die dolomitisierten und verkarsteten Massenkalk des Malm Delta-Epsilon den Grundwasserleiter im Hangenden der undurchlässigen Kalk-Mergel-Wechselfolge des Malm Alpha-Gamma (STOBER 1986). Den Hauptwasserträger bildet in beiden Teilen des Grundwasserleiterkomplexes ein hoch poröser Horizont im Übergangsbereich Malm Delta-Epsilon. Dieser als Lochfels oder Frankendolomit bezeichnete Horizont erfuhr bereits während der Ablagerung eine erste Porenraumerweiterung, welche durch Diagenese und Verkarstung zu der heute beobachteten hohen Durchlässigkeit des Gesteins führte.

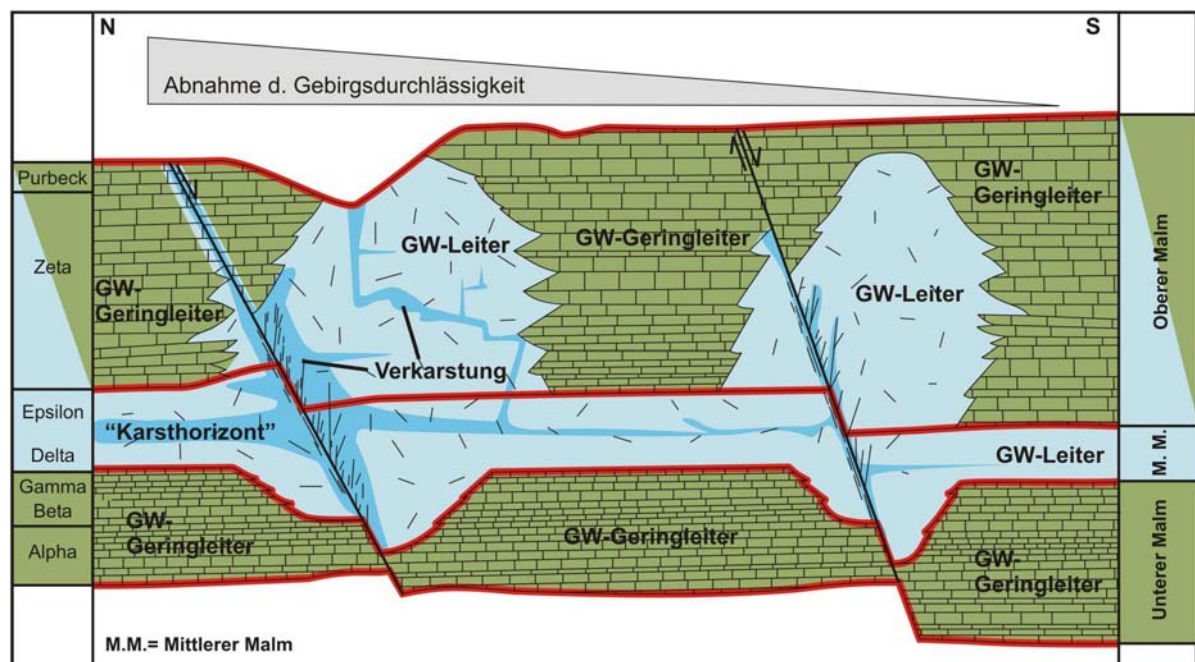


Abb. 32: Vertikale Groseinheiten und hydrostratigraphische Gliederung des Malmaquifers

Auf eine Weiterentwicklung der Grundwassergleichenkarte für den tieferen Malm wird in dieser Arbeit bewusst verzichtet, da die neuen Erkenntnisse im tieferen Malm sich zu keinem belastbaren Bild zusammenführen lassen und dies auch nicht Ziel dieser Arbeit war. Dennoch soll an dieser Stelle auf die Problematik kurz eingegangen werden. Die hydraulischen Potenziale, wie sie sich aus korrigierten Abstichmessungen und Basisdruckmessungen im Großraum München ergeben, deuten im Großraum München auf eine Grundwasserströmung in südöstliche Richtung hin. Hydraulisch wäre diese Vorstellung denkbar, wenn die „Zentrale Schwellenzone“ im Süden des Landshut-Neuöttinger Hochs überströmt werden würde und somit Wasser nahe dem Alpenrand aus dem Zentralen Becken in das Niederbayerische Becken strömen könnte

(DIAZ 2011). Diesem Modell widerspricht aber unter anderem die Temperaturverteilung im Malmaquifer. Südöstlich von München werden bei vergleichbarer Tiefenlage des Aquifers deutlich niedrigere Grundwassertemperaturen als im Großraum München beobachtet. Würde man annehmen, dass Wasser aus München nach Südosten abströmt, so müssten die Temperaturen auch dort ähnliche Werte aufweisen, zumindest aber nicht, wie bisher in 2 Bohrungen beobachtet, sprunghaft abnehmen. Ein weiterer Grund, warum auf eine Potenzialdarstellung verzichtet wird, ist, dass eine anthropogene Beeinflussung des gesamten Großraums München aufgrund der älteren Bohrungen, welche z. T. nur Wasser entnehmen, ohne es zu reinjizieren, einen signifikanten Einfluss auf das Potenzialbild haben dürfte. Das numerische Modell des Großraums München zeigt klar, dass dies nicht auszuschließen ist (SCHULZ & THOMAS 2012).

5.1 Vertikale Großeinheiten

Tieferer Malm (Malm Alpha-Gamma)

Aus hydrostratigraphischer Sicht stellen die im Malm Alpha-Gamma weit verbreiteten Mergel und Bankkalke, bis auf wenige Bereiche mit Riffstrukturen, einen Grundwassergeringleiter dar und bilden die Sohlfläche des Grundwasserleiterkomplexes (Abb. 32). Durch den zyklischen Eintrag von tonigem Material zur Zeit der Ablagerung kam es zu keiner nennenswerten Dolomitisierung während der Diagenese, da unreine Kalke mit hohen Tonanteilen das Wachstum von Dolomitekristallen behindern (KOCH 2010). Entsprechend werden in keiner der untersuchten Bohrungen im tieferen Abschnitt signifikante Zuflüsse beobachtet. Eine andere paläogeographische Entwicklung fand im Niederbayerischen Becken statt. Entlang der Küstenlinie der Böhmisches Masse begann das Riffwachstum bereits im Malm Alpha. Es kam zur Ablagerung von reinen Kalken, was darauf hindeutet, dass in diesem Gebiet auch im tieferen Malm mit einer gewissen Wasserführung gerechnet werden kann. Detaillierte Aussagen hierzu sind allerdings nicht möglich, da aus den Bohrungen in diesem Raum keine Zuflussprofilierungen vorliegen.

Mittlerer Malm (Malm Delta-Epsilon)

Die flächenhafte Verbreitung von Riffstrukturen im Malm Delta-Epsilon führt dazu, dass in diesem Abschnitt in weiten Teilen der Süddeutschen Karbonatplattform Massenkalke mit erhöhter Durchlässigkeit angetroffen werden (MEYER & SCHMIDT-KALER 1989, LEMCKE 1988), welche zudem stärker zur Verkarstung und Dolomitisierung neigen. Die Verkarstung scheint vor allem im Übergangsbereich von Malm Delta-Epsilon, etwa 200 bis 300 m unterhalb der Malmoberfläche anzusetzen, wo eine synsedimentäre Porenraumerweiterung während einer meteorisch-phreatischen bis vadosen Diagenese stattgefunden hat (SCHÄDEL 1962, VILLINGER 1988, LIEDMANN 1992, REINHOLD 1996). Diese ist vermutlich an eine von BAUSCH et al. (1986) und LIEDMANN (1992) postulierte Auftauchphase des Malm nahe des regressiven Maximums an der Wende Malm Delta-Epsilon gebunden. Im Westen setzen die hochporösen Lochfelshorizonte bereits im Übergangsbereich Malm Gamma-Delta ein (freundl. mündl. Mitteilung STÖBER). Dieser bereits während der Ablagerung angelegte Karsthorizont stellte in der Folgezeit eine präferierte Wasserwegsamkeit dar, und es erscheint plausibel, dass die Porenräume bevorzugt in diesem Bereich durch Lösungsprozesse geweitet wurden (Abb. 32). Hinweise auf die Existenz eines Karsthorizontes, vergleichbar mit dem Lochfels oder Frankendolomit, im Übergangsbereich Malm Delta-Epsilon finden sich in zahlreichen Tiefbohrungen bis in den Raum München (BÖHM et al. 2012, BIRNER 2012). Die Mächtigkeit des Verkarstungshorizontes ist häufig auf wenige Meter beschränkt und von großen Kaliberausbrüchen begleitet. Eine Untersuchung dieses Abschnitts

war anhand der Bohrkern der Bohrung Moosburg SC4 möglich. In dieser Bohrung findet sich im Übergangsbereich Malm Delta-Epsilon ebenfalls ein mehrere Meter mächtiger Abschnitt mit löchrigen, grobkristallinen Dolomiten (Abb. 33). Permeameteruntersuchungen am Kernmarsch KM 89 ermöglichten erstmalig eine Bestimmung der horizontalen und vertikalen Durchlässigkeit dieses Horizontes im Bohrlochmaßstab. Die sehr hohe horizontale Durchlässigkeit von $k_{f_{MED}} = 7 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ – dieser Wert liegt fast um den Faktor 1000 höher als die vertikale Durchlässigkeit – lässt sich darauf zurückführen, dass in dieser Richtung das Fließgeschehen durch einen Lösungshohlraum geprägt wird, der den Kern vollständig in subhorizontaler Richtung durchzieht (Abb. 33).

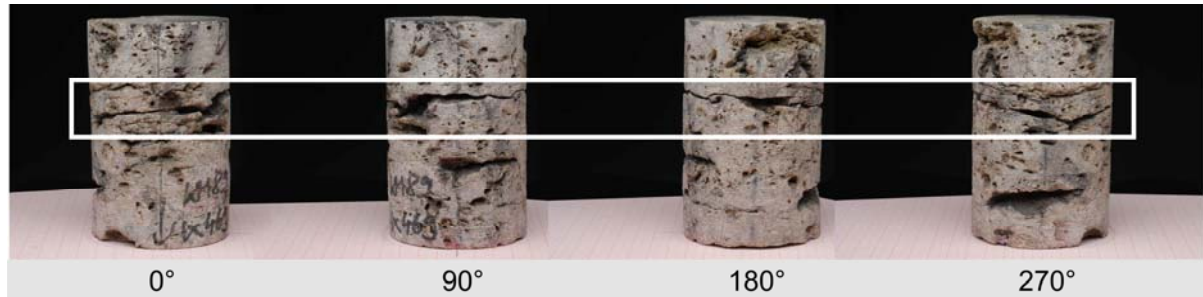


Abb. 33: Rundumsicht des Bohrkerns KM 89 mit einer Höhe von 13 cm und einem Durchmesser von 7,8 cm. Der Kern stammt aus einer Tiefe von 1396 m MD. Der fleckig beige, zuckerkörnige Dolomit weist zahlreiche große Kavernen auf, wie sie für die sogenannte Lochfelsfazies/Frankendolomit charakteristisch sind. Weiß markiert ist ein Lösungshohlraum, der den Kern subhorizontal durchzieht.

Inwieweit sich diese Durchlässigkeit auf weitere Bereiche übertragen lässt, ist anhand der vorliegenden Daten nicht zu quantifizieren, jedoch lässt das unbeeinflusste Temperaturprofil vom 12.12.2000 aufgrund des sprunghaften Anstiegs der Temperatur im untersuchten Bohrungsabschnitt einen Hauptzustrombereich erkennen (BIRNER 2012). In der Bohrung Moosburg SC4 lässt sich daher relativ eindeutig ein hydraulisch effektives Netzwerk aus Lösungshohlräumen (Karst) als Hauptzustrombereich im Malm identifizieren. Entsprechend seiner Ausprägung ist dieser Bereich mit der Lochfelsfazies und dem Frankendolomit zu vergleichen und belegt die von STOBER (1986, 1991) beschriebene Funktion dieses Abschnittes als „Hauptwasserhorizont“ auch für den Malm im bayerischen Teil.

Höherer Malm (Malm Zeta)

Nach MEYER & SCHMIDT-KALER (1989, 1996) und MEYER (1994) schalten sich im Malm Zeta in die ausgedehnten Riffgebiete der südbayerischen Karbonatplattform wieder verstärkt Wannengebiete in Bankfazies ein. Die Verbreitung von Massen- und Bankfazies hat wiederum einen direkten Einfluss auf die Verkarstung, da vor allem die dolomitisierten Massenkalken zur Verkarstung neigen (STIER & PRESTEL 1991, KOCH 2010). In der Massenfazies entstanden bei der Dolo-/Dedolomitierung Wegsamkeiten im Kristallverband, welche von meteorischen Wässern während der Kreide durch Lösungsprozesse geweitet wurden. Entsprechend sollte sich vor allem in diesen Bereichen die von vielen Autoren beschriebene Verkarstung des höheren Malm finden (u. a. NATHAN 1949, CRAMER 1953, LEMCKE & TUNN 1956, KÖWING 1968). Sind diese Einheiten in Bankfazies ausgeprägt, kann die Verkarstung nur an Trennfugen ansetzen und führt zu keiner tiefgreifenden Verkarstung der Kalken. Entsprechend finden sich in diesen Wannengebieten keine hohen Durchlässigkeiten (Abb. 32). Dies trifft weitestgehend auch auf die Kalken des hangenden Purbeck zu, wenn auch in wenigen Bohrungen Zuflüsse aus diesem Abschnitt dokumentiert sind.

5.2 Laterale Großeinheiten

Lokal variieren die hydraulischen Eigenschaften entsprechend der lithofaziellen Ausprägung, der Diagenese, der Klufthufigkeit und der Verkarstung von gering durchlässigen, ungeklüfteten Bankkalken bis hin zu sehr gut durchlässigen, verkarsteten Bereichen. Die Ausführungen zur regionalen Verteilung hydrogeologischer Parameter in den tieferen Abschnitten des Malmaquifers beruhen auf den Informationen weniger Bohrungen. Vor allem aus den alpennahen Gebieten liegen bisher fast keine Daten vor. Das Verteilungsmuster basiert in diesen Gebieten daher auf einer Extrapolation aus Bereichen mit hoherer Aufschlusssdichte und der Interpretation von Gesteinsausprgung und palohydrogeologischer Entwicklung (Kap. 4). Jede weitere Bohrung wird das Bild vom tiefen Untergrund präzisieren, in regionalem Maßstab kann jedoch entsprechend der Gebirgsdurchlässigkeit und Hydrochemie eine Gliederung des Malmaquifers in zwei hydrostratigraphische Großeinheiten erfolgen: Ein nördlicher Grundwasserleiterkomplex, welcher durch das schwäbische Mergelbecken in einen nordwestlichen und einen östlichen Grundwasserleiter unterteilt wird, sowie ein südlicher Grundwassergeringleiter. Die Differenzierung erfolgt im Gegensatz zu Kapitel 4 nicht nach DIN 18130, sondern nach geothermischen Gesichtspunkten. Entsprechend den zahlreichen erfolgreichen Erschließungsmaßnahmen in Gebieten mit einer Gebirgsdurchlässigkeit von 10^{-7} m/s werden diese in Abbildung 31 den Grundwasserleiterkomplexen zugeordnet.

5.2.1 Nördlicher Grundwasserleiterkomplex

Der nördliche Grundwasserleiterkomplex ist die direkte Fortsetzung der tiefliegenden Karstgrundwasserleiter der Schwäbischen und Fränkischen Alb unter die Molasse. Durch das schwäbische Mergelbecken, welches sich von der Donau bei Ulm bis in den Übergangsbereich zur Helvetischen Fazies im Süden erstreckt, wird er in einen westlichen – schwäbischen – und einen östlichen – bayerischen – Teil untergliedert (Abb. 31). Beiden Teilgebieten ist gemein, dass sich die hohen Karstdurchlssigkeiten von $T/H = 10^{-5}$ bis 10^{-4} m/s bis südlich der Donau fortsetzen (BÜTTNER et al. 2002, STOBER & VILLINGER 1997, HARTMANN 1994, ANDRES 1985, FRISCH 1981). Während die Verkarstung in Schwaben in südlicher Richtung rasch abnimmt, lassen sich die hohen Gebirgsdurchlässigkeiten in Bayern südlich von Ingolstadt bis weit ins Molassebecken verfolgen.

Im bayerischen Teil trennt das Landshut-Neuöttinger Hoch das Niederbayerische Becken im Osten der Kristallinschwelle vom zentralen Teil im Westen ab (Abb. 31). Aus dem Niederbayerischen Teilbecken liegen vor allem Testdaten aus den östlichen und südöstlichen Randbereichen vor, wo im Malm Delta überwiegend dickbankige Dolomite zur Ablagerung kamen. Deren Gebirgsdurchlässigkeit von $T/H = 10^{-6}$ bis 10^{-5} m/s lässt sich mit den Ablagerungen der Kehlheim-Landshuter-Korallenriff-Schwelle vergleichen. Im Südosten des Niederbayerischen Beckens wurden in mehreren Bohrungen Gebirgsdurchlässigkeiten von 10^{-4} bis 10^{-3} m/s aus Pumpversuchen bestimmt.

Relativ gut aufgeschlossen ist der Malmaquifer im Großraum von München, wo sich ein klarer NE-SW-Trend bei der Gebirgsdurchlässigkeit ableiten lässt. Gebirgsdurchlässigkeiten von $T/H = 1 \cdot 10^{-7}$ bis $6 \cdot 10^{-7}$ m/s sind charakteristisch für Bohrungen im Süden und Südwesten von München, während nordöstlich entlang einer Linie Oberschleifheim-Ismaning-Kirchheim bei München signifikant hoher Gebirgsdurchlässigkeiten über $1 \cdot 10^{-5}$ m/s ermittelt werden. Im Nordosten deuten die Gebirgsdurchlässigkeiten, die mit Werten aus dem

tiefere Karst der Fränkischen oder Schwäbischen Alb vergleichbar sind (HARTMANN 1994, VILLINGER 1988), sowie das Vorkommen von kavernen Gesteinsformationen und größeren Hohlräumen, wie sie von BÖHM et al. (2012) beschrieben werden, auf eine intensive Verkarstung des überdeckten Malm hin. Die Verkarstung scheint in süd-südwestlicher Richtung nachzulassen, was nicht nur die Verringerung der Gebirgsdurchlässigkeit, sondern auch ihre geringere Variabilität erklären würde. Weitere Indizien für eine geringere Verkarstung sind die geringere Häufigkeit größerer Kavernen, kaverner Horizonte und totaler Spülungsverluste. Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass im Nordosten von München und in den gut durchlässigen Gebieten allgemein die Durchlässigkeit vor allem auf Verkarstungsstrukturen beruht, wohingegen in den geringer durchlässigen Gebieten auch die Matrixpermeabilität und Kleinklüfte einen nicht zu vernachlässigenden Anteil am Wasserumsatz haben.

All diese Beobachtungen deuten darauf hin, dass im Großraum München die Grenze zwischen dem gering verkarsteten Malm im Bereich der Struktureinheit des Rheinischen Schildes, der Region westlich von München und dem intensiv verkarsteten Paläosenkungsgebiet östlich von München verläuft. Mit Ausbildung der Senke ab dem späten Oberjura verlagerte sich nicht nur der Schwerpunkt der Sedimentation in dieses Gebiet, sondern auch die Entwässerung weiter Teile der Böhmisches Masse. Wie der nordöstliche Flügel dieser Senke (NATHAN 1949, CRAMER 1953, GUDDEN & ZIEGLER 1965), welcher in etwa dem heutigen Niederbayerischen Becken entspricht, unterlag auch das Gebiet des heutigen Wasserburger Trogs für einen Zeitraum von 40 Ma einer mehrere 100 m tief greifenden Verkarstung. Es ist anzunehmen, dass sich die Entwässerungssysteme an den von UNGER (2005) beschriebenen, herzynisch streichenden Extensionsbrüchen orientierten. Der Grad der Verkarstung wird dabei stark vom hydraulischen Gradienten beeinflusst, d. h. die Klüfte, die parallel zu der von Norden nach Süden gerichteten Grundwasserfließrichtung streichen, wurden stärker geweitet. Diese Prozesse wirken aufgrund der mehrfachen Transgression der Tethys in die südlichen Beckenteile verstärkt im Norden der Senke. Ab dem Obereozän setzt durch die alpidische Gebirgsbildung eine allmähliche Flexur des gesamten Molassebeckens ein, und es bilden sich syn- und antithetische Extensionsbrüche von teilweise beträchtlicher räumlicher Ausdehnung parallel zum heutigen Alpenrand (BACHMANN et al. 1987, REINECKER et al. 2010). Zusammen mit den schwäbisch bis erzgebirgisch streichenden Großstrukturen zerlegen sie die Sedimenttafel in zahlreiche Schollen (BERTLEFF 1986, UNGER 2005, LÜSCHEN et al. 2011, WOLFGRAMM et al. 2012). Mit der intensiven tektonischen Beanspruchung treten nun im gesamten Molassebecken tiefgreifende Wasserwegsamkeiten auf. Eine meteorische Verkarstung entlang dieser neu angelegten Strukturen konnte aber aller Wahrscheinlichkeit nach nur in geringerem Maße erfolgen, da bereits ab der Wende Eozän/Oligozän die Transgression der Unteren Meeresmolasse einsetzte und weite Teile des Molassebeckens überflutete. Die im Nordosten von München beobachtete Verkarstung des Malm ist daher wohl auf Mischungskorrosion zurückzuführen. Diese tritt dort auf, wo Wässer aus dem Bereich der heutigen Donau mit Grundwässern, welche aus westlicher Richtung vom Rheinischen Schild her entlang der neu entstandenen, alpenparallelen Zerrüttungszonen nach Osten flossen, zusammentrafen. Die Durchlässigkeitsverteilung im Großraum München und darüber hinaus lässt darauf schließen, dass diese Verkarstung vor allem im NE und E von München wirksam war und nach Südwesten abklingt. Entsprechend dieser Modellvorstellung erfolgte die Abgrenzung zu den geringer durchlässigen Schichten im Süden, welche den südlichen Grundwassergeringleiter aufbauen.

Die Verteilung der Gebirgsdurchlässigkeit hat einen direkten Einfluss auf die Hydrogeochemie. Während im Bereich des Grundwassergeringleiters überwiegend NaCl-reiche Formationswässer erbohrt werden, können im Grundwasserleiterkomplex sechs verschiedene hydrochemische Provinzen unterschieden werden. Aus den Neubildungsgebieten in der Schwäbischen Alb strömen dem Malmaquifer südlich der Donau gering mineralisierte, sauerstoffreiche Ca-(Mg)-HCO₃-Wässer mit variierenden Ca/Mg-Verhältnissen zu. Die $\delta^2\text{H}$ -Werte von -78,5 bis -69,2 ‰ und ^{18}O -Werte von -11,0 bis -9,8 ‰ am nördlichen Beckenrand deuten auf rezente Klimabedingungen während der Grundwasserneubildung hin. Bereits mehrere Kilometer südlich der Donau macht sich die Zusickerung von Ionenaustauschwässern aus dem Tertiär anhand eines signifikant höheren Erdalkali/Alkali-Äquivalentverhältnisses von 14,1 gegenüber 0,6 am Beckenrand bemerkbar. Diese Zusickerung spiegelt sich auch im Potenzialbild wider und ist nach den vorliegenden Erkenntnissen die Ursache für die nördlich von Augsburg verlaufende, donauparallele Grundwasserscheide im Grundwassergleichenplan nach FRISCH & HUBER (2000). Während hier die überlagernden Bausteinschichten des Tertiärs durchlässig sind und Süßwasser führen, wird der Malm weiter südlich von gering permeablen Schichten, welche überwiegend Salzwasser enthalten, überdeckt. Entsprechend dem nach unten gerichteten Potenzialgefälle infiltrieren auch diese Wässer - wenn auch in viel geringerem Maße - ebenfalls in den Malmaquifer. Dieser Prozess macht sich daher nicht mehr im Potenzialbild, wohl aber in der chemischen Zusammensetzung der Wässer bemerkbar. Die Salzwässer erhöhen nicht nur das Cl/Br-Verhältnis im südlichen Teil des Beckens auf Werte von 300 bis 500 und den Gesamtlösungsinhalt auf über 600 mg/l, sondern beeinflussen auch die Ionenäquivalentverhältnisse. Während im nördlichen Bereich des zentralen Beckens noch Ionenaustauschwässer des Na-Ca-Mg-HCO₃-Typs angetroffen werden, dominieren im südlich anschließenden Teil des zentralen Beckens Grundwässer des Na-Ca-HCO₃-Cl-Typs. Die Isotopensignaturen im zentralen Becken mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von -11,9 bis -10,4 ‰ und ^2H -Werten von -88,0 bis -73,5 ‰ weisen auf eine Grundwasserneubildung unter kaltzeitlichen Klimabedingungen hin. Auch die Edelgastemperaturen sind typisch für niedrige Bodentemperaturen während der Infiltration der Wässer (BERTLEFF & WATZEL 2002). Es kann daher davon ausgegangen werden, dass sie im Laufe des Pleistozäns in den Aquifer infiltrierten. Hieraus lässt sich ableiten, dass sowohl die Grundwasserfließgeschwindigkeit als auch der Stoffumsatz im tieferen Becken sehr gering sind. Für Grundwässer im schwäbischen Teil des Malmaquifers mit ähnlichen Signaturen der stabilen Isotope berechnet BERTLEFF (1986) anhand der ^{14}C -Modellalter Verweilzeiten in der Größenordnung von einigen tausend bis zehntausend Jahren.

Nach dem Grundwassergleichenplan von FRISCH & HUBER (2000) strömt das Grundwasser aus der Region von München in nordöstliche Richtung ab. Hydrochemisch findet dieses Strömungsbild eine gewisse Bestätigung durch die Zusammensetzung der Wässer im Raum Regensburg. Dort werden in mehreren Brunnen Wässer des Na-Ca-HCO₃-Cl-Typs angetroffen. Diese haben große Ähnlichkeit mit den Wässern im Großraum München und sind ein Indiz für einen Zustrom von thermalen Tiefenwässern aus dem südlichen zentralen Becken. Damit im Einklang stehen erhöhte Heliumgehalte und Isotopenverhältnisse, welche denen des südlichen Bereiches des zentralen Beckens entsprechen. Zu beachten ist, dass sich für den Raum Regensburg isotopenhydrologisch kein einheitliches Bild ergibt. Neben kaltzeitlich gebildeten Grundwässern werden auch unterschiedliche Mischungen von kalt- und warmzeitlich gebildeten Wässern beobachtet (WEISE et al. 1991).

Die östlich des Landshut-Neuöttinger Hochs (LNH) angetroffenen Na-HCO₃-Cl-Wässer sind mit Gesamtlösungsinhalten von ca. 1,1 bis 1,5 g/l höher mineralisiert als die Wässer des zentralen Beckens. Sie nehmen im Molassebecken aufgrund des als hydraulische Barriere wirkenden LNH eine Sonderstellung ein und sind nach UDLUFT (1975) nicht direkt an den Wasserumsatz des zentralen Beckens gekoppelt. Es handelt sich um Ionenaustauschwässer mit sehr geringen Erdalkali-Alkali-Verhältnissen von 0,01 bis 0,06. GOLDBRUNNER (1988) berichtet von Wässern dieses Typs auch aus dem Oberösterreichischen Becken, welches sich im Südosten an das Niederbayerische Becken anschließt. Die Ionenverhältnisse der Wässer des Niederbayerischen Beckens entsprechen in etwa denen der tertiären Grundwässer im Hangenden, was einen hydraulischen Kontakt nahe legt (PRESTEL 1991). In den Wässern wurde kein ³H und ¹⁴C nachgewiesen, was darauf hindeutet, dass es sich um vergleichsweise alte Grundwässer handelt (WEISE et al. 1991). Die δ²H-/δ¹⁸O-Werte liegen unterhalb der globalen meteorischen Wasserlinie, wobei ein zunehmend warmzeitlicher Charakter zu beobachten ist, welcher auch in den ⁴He-Konzentrationen Bestätigung findet.

An den Rändern des Malmaquifers finden sich sowohl im äußersten Südosten als auch im Nordosten Wässer, deren Herkunft mit der Randlage in Zusammenhang steht. Während die Herkunft der Ca-SO₄-HCO₃-Cl-Wässer westlich des Bodensees nicht endgültig geklärt werden kann, weisen die Na-Cl-HCO₃-Wässer in der Region von Straubing auf eine Zusickerung von Tiefengrundwasser des Na-Cl-HCO₃-Typs aus dem Kristallin des Bayerischen Waldes hin. Die im Nordosten erschlossenen Grundwässer entsprechen bei geringerer Mineralisation den von STÖBER (1994) und KANZ (1987) beschriebenen Tiefenwässern (> 300 m Tiefe) aus kristallinen Grundgebirgen und nehmen mit einem molaren Cl/Br-Verhältnis von 200 bis 300 eine Sonderstellung im Molassebecken ein. Die hohen ⁴He-Gehalte dieser Wässer lassen sich nach WEISE et al. (1991) auf die natürliche Radioaktivität im kristallinen Grundgebirge zurückführen. Auch hydraulisch ist eine Zusickerung von kristallinen Wässern über NW-SE streichende Bruchstrukturen, wie von BAY. LFW (1999) beschrieben, anhand des Potenzialunterschiedes zwischen Malmaquifer und Kristallin plausibel.

5.2.2 Südlicher Grundwassergeringleiter

Der südliche Grundwassergeringleiter unterscheidet sich vom nördlichen Grundwasserleiterkomplex nicht nur anhand seiner geringeren hydraulischen Durchlässigkeit. Die aus hydraulischen Testdaten ermittelten Gebirgsdurchlässigkeiten (T/H) liegen hier generell unter $1 \cdot 10^{-7}$ m/s; auch die angetroffenen Thermalwässer haben eine andere hydrochemische Signatur und signifikant höhere Gesamtlösungsinhalte.

Das Verbreitungsgebiet erstreckt sich nach den vorliegenden Informationen am Alpennordrand vom Bodensee im Westen bis in die Region südlich des Ammersees (Abb.31). Über den weiteren Verlauf in östlicher Richtung ist nichts bekannt, allerdings liefern weder die Verteilungskarten nach MEYER & SCHMIDT-KALER (1989), noch die Informationen zu Lithologie und Spülungsverlusten aus Bohrungen Hinweise auf eine Fortsetzung nach Osten. Der Übergang zu dem sich im Norden anschließenden Grundwassergeringleiter ist fließend und eine genaue Grenzziehung nur schwer möglich, dennoch wird hier eine Abgrenzung vorgenommen, deren Verlauf sich aber mit jeder neuen Bohrung präzisieren wird. Die Grenze des Geringleiters folgt einer nach Norden ausgewölbten, bogenförmigen Linie von Überlingen am Bodensee über Bad Waldsee, Arlesried und Bad Wörishofen bis nach Weilheim in Oberbayern (Abb. 31). In Richtung der Helvetischen Fazies im Süden sinken

die Gebirgsdurchlässigkeiten relativ schnell auf T/H-Werte $< 10^{-8}$ m/s, was sich vor allem anhand mehrerer Bohrungen in Baden-Württemberg nachvollziehen lässt (STOBER & VILLINGER 1997). Auch im bayerischen Raum deutet sich dies an. Die geringe Durchlässigkeit lässt sich vermutlich auf die primäre Gesteinsausprägung, die diagenetische Entwicklung und auf eine geringe Verkarstung zurückführen.

Im südlichen Grundwassergeringleiter finden sich überwiegend NaCl-reiche Wässer mit Gesamtlösungsinhalten von 2 bis 35 g/l, wobei die Mineralisation entsprechend der abnehmenden Gebirgsdurchlässigkeit in Richtung Südwesten zunimmt. Im SW setzt die Helvetische Fazies des Malm ein. Das molare Cl/Br-Verhältnis von 600 bis 800 der Grundwässer entspricht in etwa dem Wert von Meerwasser (Cl/Br = 655), was neben der maximalen Konzentration von 35 g/l darauf hindeutet, dass es sich um relikthisches Meerwasser handeln könnte, das aufgrund der geringen Durchlässigkeit der Schichten bis heute nicht komplett ausgesüßt ist. Auch die Isotopenverhältnisse von $\delta^2\text{H}$ und $\delta^{18}\text{O}$ unterscheiden die Wässer des Grundwassergeringleiters von den übrigen Wässern im Malmaquifer und ähneln aufgrund ihrer relativen Anreicherung von $\delta^{18}\text{O}$ den tertiären Tiefenwässern des Molassebeckens, welche ebenfalls marinen Ursprungs sind.

5.3 Offene Fragen und Ausblick

Die Erkundung des Malmaquifers zur Erschließung von Thermalwasser ermöglicht detaillierte Einblicke in den tiefen Untergrund des Molassebeckens. Dabei zeigt sich aber auch, dass viele Fragen gegenwärtig noch nicht beantwortet werden können. Offen bleiben muss zum Beispiel die Frage, welche hydraulische Funktion den Störungssystemen im Malm zukommt. Während in einigen Bohrungen die Hauptzuflüsse aus Bereichen mit intensiver Klüftung kommen, kann in anderen Bohrungen kein Nachweis für einen erhöhten Zustrom aus einem Störungsbereich erbracht werden. Die Öffnungsweite von Klüften und damit die Durchlässigkeit hängen vor allem von der Orientierung der Klüfte zum Hauptspannungsfeld ab, was bereits eine Erklärung für die unterschiedlichen Durchlässigkeiten der Störungszonen liefert. Andererseits werden die Ausbildung und die Häufigkeit von Klüften auch von den petrophysikalischen Eigenschaften des Gesteins bestimmt. Entsprechend unterschiedlich sind Störungszonen in Kalksteinen und Dolomiten ausgebildet. Des Weiteren bieten offene Klüfte in Karbonaten eine Möglichkeit der Zirkulation von Fluiden, welche wiederum eine Dolo-/Dedolomitisierung oder Verkarstung entlang der Klüfte bewirken kann. Ein generelles Muster lässt sich bisher für den tieferen Malm nicht ableiten. Belastbare Aussagen zur hydraulischen Wirkung der großen Störungssysteme sind erst dann möglich, wenn bei einem Test in einer Störungszone auch hydraulische Druckreaktionen aus zwei oder mehreren Bohrungen, welche dieselbe Struktur erschließen, vorliegen. Zur Klärung der komplexen Zusammenhänge wären speziell auf diese Fragestellung abgestimmte hydraulische Tests hilfreich, welche eine abschnittsweise Untersuchung des Grundwasserleiters ermöglichen (Packer-Tests). Auch tektonische Analysen des Spannungsfeldes und weiterführende Arbeiten zur Diagenese und Verkarstung des Malm könnten einen wichtigen Beitrag zur Charakterisierung des geothermischen Reservoirs liefern. Über Analogiestudien im nicht überdeckten Malm der Fränkischen und Schwäbischen Alb lassen sich wertvolle Hinweise zu Genese und Durchlässigkeit einzelner lithostratigraphischer Horizonte ableiten.

Auf der Basis der bisherigen Arbeiten wäre eine großräumige Modellierung des Strömungs- und Stofftransports im Malmaquifer anhand der vorliegenden Untersuchungsergebnisse und der neuen Potenzialdaten sinnvoll, um weitere offene Fragen zur Temperaturverteilung, dem Stoffumsatz und der hydraulischen Funktion des Landshut-Neuöttinger Hochs zu klären. Die Rolle des Alpenkörpers, der damit einhergehenden großräumigen Überschiebungsbahnen und der potenziellen Wasserwegsamkeiten für die Wasserbilanz ist bisher nicht hinreichend erforscht. Durchaus denkbar wäre zum Beispiel eine relativ schnelle Zusickerung von vergleichsweise kühlen Wässern in die Wasserburger Senke entlang großer tektonischer Störungsbahnen als Erklärungsansatz für die Kälteanomalie in diesem Bereich des Malmaquifers.

6 Literatur

- AD-HOC-AG HYDROGEOLOGIE (Hrsg.) (1997): Hydrogeologische Kartieranleitung.- Geol. Jahrbuch, Reihe G, **2**: 9-157.
- ALCALÁ, F. J. & CUSTODIO, E. (2008): Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal.- *Journal of Hydrology*, **359**: 189-207.
- ANDRES, G. (1985): Fränkische Alb und Malmkarst des Molassebeckens.- In: Grundwassergleichenkarte von Bayern 1 : 500.000 mit Erläuterungen.- Schriftreihe Bayer. L.-Amt 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, G. & M. WEGGEN, K. (1987): Evolution of the Molasse Basin (Germany, Switzerland).- In: P. A. ZIEGLER (ed.): *Compressional intraplate deformations in the Alpine Foreland, Tectonophysics*, **137**: 77-92.
- BAMBERG, H. F. & HÄFNER, F. (1985): Grundwasserleitertests an Versuchsbrunnen (Pumpversuch).- *Wiss.-Tech. Informationsdienst des ZGI*, **1**: 67-74.
- BARTHEL, K. W. (1969): Die obertithonische, regressive Flachwasser-Phase der Neuburger Folge in Bayern.- *Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl. N.F.*, **142**: 147 S.
- BAUMANN, M. & QUENTIN, K.-E. (1981): Hydrochemische Ergebnisse und Beurteilung des Thermal- und Schwefelwassers; In: ANDRES, G. & WIRTH, H. (Hrsg.): *Die Thermal- und Schwefelwasservorkommen von Bad Gögging*.- Schriftenreihe Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, **15**: 108-117.
- 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.
- BAUSCH, W. M. (1968): Outlines of Distribution of Strontium in Marine Limestones.- In: MÜLLER, G. & FRIEDMANN, G. M. (eds.): *Recent development in carbonate sedimentology in central Europe*: 106-115.
- BAUSCH, W. M., ECKSTEIN, G.-O. & HOEFS, J. (1986): Zur Genese der „Braunkalke“ des fränkischen Malm.- *Geologica Bavarica*, **89**: 189-207.
- BAY. LFW (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT, MÜNCHEN (Hrsg.) (1999): *Das Thermalwasservorkommen im Niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken – Hydrogeologisches Modell und Thermalwasser-Strömungsmodell im Auftrag des Freistaates Bayern und der Republik Österreich*: 20 S.; München.
- BAY. STWIVT (BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFT, INFRASTRUKTUR, VERKEHR UND TECHNOLOGIE) (Hrsg.) (2010): *Bayerischer Geothermieatlas*; 87 S.; München.
- BERKALOFF, E. (1967): Interprétation des pompages d'essai. Cas de nappes captives avec une strate conductrice d'eau privilégiée.- *Bull. B.R.G.M. (deuxième série)* **3/1**: 33-53.
- BERNER, R. A. (1981): A new geochemical classification of sedimentary environments.- *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**: 359-365.
- BERTLEFF, B. (1986): Das Strömungssystem der Grundwässer im Malm-Karst des West-Teils des Süddeutschen Molassebeckens.- *Abhandlungen Geol. L.-Amt Baden- Württemberg*, **12**: 1-271.
- BERTLEFF, B., HAMMER, W., JOACHIM, H., KOZIOROWSKI, G., STOBER, I., STRAYLE, G., VILLINGER, E. & WERNER, J. (1987): Hydrogeothermiebohrungen in Baden-Württemberg. Eine Übersicht.- *Z. dt. geol. Ges.*, **138**: 411-423.
- BERTLEFF, B., HEDIN, K., STOBER, I., STRAYLE, G., WERNER, J., EICHINGER, L., MOSER, H., RAUERT, W. & STICHLER, W. (1986): Flow Systems Investigations in the Karstified Thermal Malm Aquifer in the Western Part of the South German Molasse Basin.- *5th Intern. Symp. on Underground Water Tracing, Athens, Greece*: 363-372.

- BERTLEFF, B., JOACHIM, H., KOZIOROWSKI, G., LEIBER, J., OHMERT, W., PRESTEL, R., STOBER, I., STRAYLE, G., VILLINGER, E. & WERNER, J. (1988): Ergebnisse der Hydrogeothermiebohrungen in Baden-Württemberg.- Jh. Geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **30**: 27-116.
- BERTLEFF, B. & WATZEL, R. (2002): Tiefe Aquifersysteme im südwestdeutschen Molassebecken. Eine umfassende hydrogeologische Analyse als Grundlage eines zukünftigen Quantitäts- und Qualitätsmanagements.- Abh. L.-Amt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg, **15**: 75-90.
- BETTIN, H. & SPIEWECK, F. (1990): Die Dichte des Wassers als Funktion der Temperatur nach Einführung der Internationalen Temperaturskala von 1990.- PTB-Mitteilungen, **100**: 195-196.
- BGBL - Bundesgesetzblatt I (2011): Gesetz für den Vorrang Erneuerbarer Energien (Erneuerbare-Energien-Gesetz – EEG) vom 25. Oktober 2008 (BGBl. I S. 2074), das durch Artikel 1 des Gesetzes vom 28. Juli 2011 (BGBl. I S. 1634) geändert worden ist: 36 S.; Köln (Bundesanzeiger).
- BIERSCHENK, W. H. (1964): Determining well efficiency by multiple step-drawdown tests.- Int. Ass. of Scientific Hydrogeology, **64**: 493-507.
- BIRNER, J. (2012): Reservoircharakterisierung mittels Permeabilitätsmessungen und Porenraumanalysen an Bohrkernen der Bohrung Moosburg SC4.- In: SCHNEIDER, M. & THOMAS, L. (Hrsg.): Wissenschaftliche und technische Grundlagen zur strukturgeologischen und hydrogeologischen Charakterisierung tiefer geothermisch genutzter Grundwasserleiter am Beispiel des Süddeutschen Molassebeckens (Endbericht - BMU Forschungsvorhaben 0327671); 237 S., Berlin.
- BIRNER, J., JODOCY, M., FRITZER, T., SCHNEIDER, M. & STOBER, 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 im bayerischen Teil des Süddeutschen Molassebeckens.- Z. geol. Wiss., **39/3-4**: 291-308.
- BLACK, J. H. (1985): The interpretation of slug tests in fissured rocks.- Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, **18/2**: 161-171.
- BLANK, C. (1998): Stratigraphische Neuaufnahme und Fazieskartierung 1 : 5000 des Gebietes Eberswang, Dollnstein, Breitenfurt.- Unveröffentlichte Diplomkartierung 104 S., Univ. Erlangen.
- BÖGLI, A. (1978): Karsthydrographie und physische Speläologie.- 292 S.; Berlin (Springer).
- 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., **39/2**: 117-157.
- 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.
- BÖHM, F., SAVVATIS, A., STEINER, U., SCHNEIDER, M. & KOCH, R. (2012): Lithofazielle Reservoircharakterisierung zur geothermischen Nutzung des Malm im Großraum München.- Grundwasser, **17**: 1-11.
- 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.- Geothermische Energie, **55**, 14-16.
- BOURDET, D. (2002): Well test analysis – The use of advanced interpretation models.- 426 S.; Amsterdam (Elsevier).
- BOURDET, D., AYOUB, J. A. & PIRARD, Y. M. (1989): Use of pressure derivative in well-test interpretation.- SPE Formation Evaluation, June 1989: 293-302.
- BUCHER, K. & STOBER, I. (2002): Water-rock reaction experiments with Black Forest gneiss and granite.- In: STOBER, I. & BUCHER, K. [eds.] - Water-Rock Interaction (Kluwer academic publishers): 61-96.
- BÜTTNER, G., DIEPOLDER, G., DOBNER, A., FRITZER, T., PUKOWITZ, C., SETTLES, E., SPÖRLEIN, T. & WAGNER, B. (2002): Geowissenschaftliche Landesaufnahme in der Planregion 10 Ingolstadt.- Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte 1 : 100.000; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- CAROTHERS, W. W. & KHARAKA, Y. K. (1980): Stable carbon isotopes of HCO₃⁻ in oil-field waters- implications for the origin of CO₂.- Geochimica et Cosmochimica Acta, **44**: 323-332.

- CHOQUETTE, P. W., PRAY, L. C. (1970): Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates.- AAPG Bull., **54**: 207-250.
- CLAYTON, R. N., FRIEDMAN, I., GRAFF, D. L., MAYEDA, T. K., MEENTS, W. F. & SHIMP, N. F. (1966): The origin of saline formation waters - 1. Isotopic composition.- Journal of Geophysical Research, **71**: 3869-3882.
- COOPER, H. H. & JACOB, C. E. (1946): A generalized graphical method for evaluation formation constants and summarizing well field history.- Trans. Am. Geoph. Union, **27**: 526-534.
- CRAMER, H. (1953): Thermalwasser aus tiefliegenden Karsthöhlen des bayerischen Innviertels.- Geol. Bavarica, **17**: 164-177.
- DIAZ, S. (2011): Numerisches Strömungsmodell des Malmaquifers im süddeutschen Molassebecken: Masterarbeit, Freie Universität Berlin, 74 S., Berlin (unveröffentlicht).
- DIN 18130-1 (1998): Bestimmung des Wasserdurchlässigkeitsbeiwerts – Laborversuche; 20 S.; Berlin (Beuth).
- DOUGHERTY, D. E. & BABU, D. K. (1984): Flow to a Partially Penetrating Well in a Double-Porosity Reservoir.- Water Resour. Res., **20**/8: 1116-1122.
- DUNHAM, R. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture.- In: HAM, W. E. (ed.): Classification of carbonate rocks; AAPG Mem., **1**: 108-121.
- DVGW-ARBEITSBLATT W 111 (1997): Planung, Durchführung und Auswertung von Pumpversuchen bei der Wassererschließung; 37 S.; Berlin (Beuth).
- FOLK, R. L. (1962): Spectral subdivision of limestone types.- In: HAM, W. E. (ed.): Classification of carbonate rocks; AAPG Mem., **1**: 62-84.
- FRISCH, H. & WERNER, J. (1991): Zusammenfassung und Ausblick.- In: BAY. L.-AMT WASSERWIRTSCHAFT & GEOL. L.-AMT BADEN-WÜRTTEMBERG (Hrsg.) - Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im Süddeutschen Molassebecken (Schlussbericht - Forschungsvorhaben 03 E 6240 A/B): 140 S.; München, Freiburg.
- 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.
- FRISCH, H. (1981): Pumpversuche.- In: ANDRES, G. & WIRTH, H.: Die Thermal- und Schwefelwasservorkommen von Bad Gögging; Schriftenreihe Bayer. L.-Amt für Wasserwirtschaft, **15**: 30-38.
- 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. TH Stuttgart, 100 S.
- FÜCHTBAUER, H. (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen.- Eclogae Geol. Helv., **57**: 157-298.
- FURTAK, H. & LANGGUTH, H.-R. (1967): Zur hydrochemischen Kennzeichnung von Grundwässern und Grundwassertypen mittels Kennzahlen.- Mem. IAH-Congress, 1965, **7**: 89-96; Hannover.
- GOLDBRUNNER, J. E. (1988): Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken.- Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, **39**: 5-94.
- GREGG, J. M. & SIBLEY, D. F. (1984): Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture.- J. Sed. Petrol., **54**: 908-931.
- GRINGARTEN, A. C. & WITHERSPOON P. A. (1972): A method of analyzing pump test data from fractured aquifers.- Int. Soc. Rock Mechanics and Int. Ass. Eng. Geol., Proc. Symp. Rock Mechanics, Stuttgart, **3/B**: 1-9.
- GUDDEN, H. & ZIEGLER, J. H. (1965): Die Thermalwasserbohrungen Füssing 2 und 3 und ihre geologischen Befunde.- Geol. Bavarica, **55**: 216-230.
- 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.
- GWINNER, M. P. (1976): Origin of the Upper Jurassic of the Swabian Alb (Southwest Germany).- Contrib. Sedimentol., **5**: 1-75.

- HÄNEL, R., KLEEFELDT, M. & KOPPE, I. (1984): Geothermisches Energiepotential. Pilotstudie: Abschätzung der geothermischen Energievorräte an ausgewählten Beispielen in der Bundesrepublik Deutschland (Abschlussbericht), Archiv-Nr. 96276, Band 1-5; Hannover.
- HARTMANN, J. W. (1994): Untersuchungen zur Grundwasser-Durchlässigkeitsverteilung des Malmaquifers der Südlichen Frankenalb unter Anwendung hydrogeologischer, gefügekundlicher und fernerkundlicher Methoden; Diss. Univ. München, 118 S.; München.
- HECKERT, M. (1997): Stratigraphische und fazielle Kartierung des Malm auf Blatt Dollnstein.- Unveröffentlichte Diplomkartierung 69 S., Univ. Erlangen.
- HORNER, D. R. (1951): Pressure Build-ups in Wells.- Proc. Third World Pet. Cong., Leiden II, 503-521.
- HOTH, P., SEIBT, A. & KELLNER, T. (1997): Geowissenschaftliche Grundlagen - 4. Hydrochemische Charakterisierung mesozoischer Tiefenwässer, Geowissenschaftliche Bewertungsgrundlagen zur Nutzung hydrothermaler Ressourcen in Norddeutschland (Scientific Technical Report 97/15 - GFZ Potsdam): 81-108; Potsdam.
- HUBER, B. (2012): Hydrostratigraphisches Typprofil für den Malm.- In: SCHULZ, R. & THOMAS, R. [Hrsg.] - Geothermische Charakterisierung von karstig-klüftigen Aquiferen im Großraum München (Endbericht - BMU Forschungsvorhaben 0325013A), LIAG Archiv-Nr. 0130392: 49-51; Hannover.
- HVORSLEV, M. J. (1951): Time Lag and Soil Permeability in Ground-Water Observations.- Bull. Waterways Exper. Sta. Corps of Engrs., **36**: 1-50.
- ILLIES, H. (1965): Bauplan und Baugeschichte des Oberrheingrabens.- Oberhein. geol. Abh., **14**: 1-54.
- ISO 15156-2 (2003): Petroleum and natural gas industries - Materials for use in H₂S-containing environments in oil and gas production - Part 2: Cracking-resistant carbon and low alloy steels, and the use of cast irons.
- JODOCY, M. & STOBER, I. (2009): Geologisch-geothermische Tiefenprofile für den südwestlichen Teil des Süddeutschen Molassebeckens.- Z. dt. Ges. Geowiss., **160/4**: 359-366.
- KANZ, W. (1987): Grundwasserfließwege und Hydrogeochemie in tiefen Graniten und Gneisen.- Geologische Rundschau, **76**: 265-283.
- KHARAKA Y. K., HULL, R. W., CAROTHERS, W. W. (1985): Water rock interactions in sedimentary basins.- In: GAUTIER, D. L., KHARAKA Y. K., SURDAM, R. C. (eds.): Relationship of organic matter and mineral diagenesis; SEPM Short Course Notes, Vol. **17**: 79-176.
- KNAUSS, K. G., WOLERY, T. J. & JACKSON, K. J. (1990): A new approach to measuring pH in brines and other concentrated electrolytes.- Geochimica et Cosmochimica Acta, **54**: 1519-1523.
- 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. (2000): Die neue Interpretation der Massenkalk des Süddeutschen Malm und ihr Einfluß auf die Qualität von Kalksteinen für technische Anwendungen.- Archaeopteryx, **18**: 43-65.
- 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., **38/5-6**: 327-351.
- KOCH, R., HORNING, T., PFEIFENBERGER S., WAGNER, K. & WEISS, C. (2003): Becken-Hang-Plattform-Übergänge im Kimmeridge 1 - 3 der Nördlichen Frankenalb (Exkursion F am 24. April 2003).- Jahresbericht Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F., **85**: 169-201.
- 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.
- KOCH, R. & SCHORR, M. (1986): Diagenesis of Upper Jurassic Sponge-Algal-Reefs in SW Germany.- In: SCHROEDER, J. H. & PURSER, B. H. (eds.): Reef Diagenesis: 224-244; Berlin (Springer).
- KOCH, R. & WEISS, C. (2005): Basin-Platform Transitions in Upper Jurassic Limestones and Dolomites of the Northern Franconian Alb (Germany).- Zitteliana, **B26**: 43-56, München.
- KOSCHEL, G. (1991): Geologischer Überblick – Hydrogeologische Randbedingungen.- In: BAY. L.-AMT WASSERWIRTSCHAFT & GEOL. L.-AMT BADEN-WÜRTTEMBERG (Hrsg.): Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im Süddeutschen Molassebecken (Schlussbericht - Forschungsvorhaben 03 E 6240 A/B); 12 S.; München, Freiburg.

- KÖWING, K. (1968): Der tiefere Untergrund – Beschreibung der Schichtenfolge.- In: Erl. z. Geol. Karte v. Bayern 1 : 25.000, Bl. 7837 Markt Schwaben: 16-40.
- LABADI, J. W. & HELWEG, O. J. (1975): Step-drawdown test analysis by computer.- Ground Water, **13/5**: 438-444.
- LANDOLT-BÖRNSTEIN (1980): Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaften und Technik. HELLWEGE, K.-H. (Hrsg.): Gruppe IV – Makroskopische und technische Eigenschaften der Materie – Bd. 4: Eigenschaften der Materie bei hohen Drücken: 427 S.; Berlin (Springer).
- 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. (1973): Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes.- Geologica Bavarica, **69**: 5-48.
- LEMCKE, K. (1974): Vertikalbewegungen des vormesozoischen Sockels im nördlichen Alpenvorland vom Perm bis zur Gegenwart.- Eclogae Geol. Helv., **67**: 121-133.
- LEMCKE, K. (1976): Übertiefe Grundwässer im süddeutschen Alpenvorland.- Bulletin Vereinter Schweizer Petroleum Geologen und Ingenieure, **42**: 9-18.
- 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 (Schweizerbart).
- LEMCKE, K. & TUNN, W. (1956): Tiefenwasser in der süddeutschen Molasse und in ihrer verkarsteten Malmunterlage.- Bulletin Vereinter Schweizer Petroleum Geologen und Ingenieure, **23**: 35-56.
- 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. (1999): Carbonate reservoir characterization: 226 p.; Berlin (Springer).
- LUCIA, F. J. (2007): Carbonate reservoir characterization – An integrated approach: 336 S.; Berlin (Springer).
- LÜSCHEN, E., DUSSEL, M., THOMAS, R., SCHULZ, R. (2011): 3D seismic survey for geothermal exploration at Unterhaching, Munich, Germany.- First Break, **29**: 45-54.
- MATTHEWS, C. S. & RUSSEL D. G. (1967): Pressure buildup and flow tests in wells.- Soc. Petrol. Engrs. of AIME, SPE Monograph Series, **1**: 163 p..
- MAYR, C., NIESSNER, R., BAUMANN, T. (2011): Hydrochemistry and the hydrogen sulfide generating processes in the Malm aquifer, Bavarian Molasse Basin, Germany.- Chemical Geology. *eingereicht*
- MEDER, K. (1987): Dedolomitisierung in oberjurassischen Karbonatsedimenten der Bohrung TB-3 Saulgau (W-Molasse, SW-Deutschland).- Facies, **17**: 189-196.
- MEDER, K. (1989): Mikrofazies und Diagenese der Karbonatgesteine des höheren Malm (ki 2.4-ti H) in der Bohrung Saulgau GB 3.- Abh. Geol. Landesamt Bad.-Württ., **13**: 89-137.
- MEYER, R. K. F. (1972): Stratigraphie und Fazies des Frankendolomits (Malm). 1. Teil: Nördliche Frankenalb.- Erlanger geol. Abh., **91**: 28 S.
- MEYER, R. K. F. (1975): Mikrofazielle Untersuchungen in Schwamm-Biohermen und - Biostromen des Malm Epsilon (Ober-Kimmeridge) und obersten Malm Delta der Frankenalb.- Geol. Bl. NO-Bayern, **25**: 149-177.
- MEYER, R. K. F. (1977a): Stratigraphie und Fazies des Frankendolomits und der Massenkalk (Malm). 3. Teil: Südliche Frankenalb.- Erlanger geol. Abh., **104**: 40 S.
- MEYER, R. K. F. (1977b): Mikrofazies im Übergangsbereich von der Schwammfazies zur Korallen-Spongiomorphiden-Fazies im Malm (Kimmeridge-Tithon) von Regensburg bis Kelheim.- Geol. Jb., A, **37**: 33-69.

- MEYER, R. K. F. (1981): Malm (Weißer oder Oberer Jura).- In: HAUNSCHILD, H. & JERZ, H. (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500.000: 62-68, München (Bayer. geol. Landesamt).
- MEYER, R. K. F. (1994): „Moosburg 4“, die erste Kernbohrung durch den Malm unter der bayerischen Molasse.- Erlanger geol. Abh., **123**: 51-81.
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1984): Erdgeschichte sichtbar gemacht. Ein geologischer Führer durch die Altmühlalb: 260 S.; München (Bayer. geol. Landesamt).
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1987): Der Jura in neuen Bohrungen in der Umgebung von Regensburg.- Geol. Bl. NO-Bayern, **37/3-4**, 185-216.
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1989): Paläogeographischer Atlas des süddeutschen Oberjura (Malm).- Geol. Jb. Reihe A, **115**: 77 S.; Hannover.
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1990): Paläogeographie und Schwammriffentwicklung des süddeutschen Malm.- Facies, **23**: 175-184.
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1992): Wanderungen durch die Erdgeschichte (5): Durch die Fränkische Schweiz: 167 S., Pfeil, München.
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1994): Wanderungen durch die Erdgeschichte (6): Unteres Altmühltal und Weltenburger Enge: 152 S.; München (Pfeil).
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1996): Jura.- In: BAY. GEOL. L.-AMT (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000 – 4. Aufl., 90-111.
- MILLER, T. M. & WEBER W. J. (1983): Rapid solution of the nonlinear step-drawdown equation.- Ground Water, **21/5**: 584-588.
- NATHAN, H. (1949): Geologische Ergebnisse der Erdölbohrungen im bayerischen Innviertel.- Geol. Bavarica, **1**: 68 S.
- OSCHMANN, F. (1963): Introduction into the regional geology of the South German Molasse Basin.- Exc. Guide Book 3, 6th World Petrol. Congr. Frankfurt a. M., Germany: 5-17.
- PAPADOPULOS, I. S. & COOPER, H. H. (1967): Drawdown in a well of large diameter.- Water Resour. Res., **3/1**: 241-244.
- PAPADOPULOS, S. S., BREDEHOEFT, J. D., COOPER, H. H. (1973): On the analysis of ‚slug test‘ data.- Water Resour. Res., **9/4**: 1087-1089.
- PARKHURST, D. L. & APPELO, C. A. J. (1999): User's guide to PHREEQC (Version 2) - A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations: U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 99-4259: 310 p.
- PASTERNAK, M., KOSINOWSKI, M., LÖSCH, J., MEYER, H.-J., PORTH, H. & SEDLACEK, R. (1997): Erdöl und Erdgas in der Bundesrepublik Deutschland: 65 S.; Hannover (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung).
- PFAFF, T. (1986): Grundwasserumsatzräume im Karst der Südlichen Frankenalb.- GSF-Bericht 3/87; 131 S.
- POMONI-PAPAIANOANNOU, F., FLÜGEL, E. & KOCH, R. (1989): Depositional Environments and Diagenesis of Upper Jurassic Subsurface Sponge- and Tubiphytes Reef Limestones: Altensteig 1 well, Western Molasse Basin, Southern Germany.- Facies, **21**: 263-284.
- PRESTEL, R. (1990): Untersuchungen zur Diagenese von Malm-Karbonatgesteinen und Entwicklung des Malm-Grundwassers im Süddeutschen Molassebecken: Diss. Univ. Stuttgart, 229 S., Stuttgart.
- PRESTEL, R. (1991): Hydrochemische Untersuchungen im Süddeutschen Molassebecken.- In: BAY. L.-AMT WASSERWIRTSCHAFT & GEOL. L.-AMT BADEN-WÜRTTEMBERG [Hrsg.] – Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im Süddeutschen Molassebecken (Schlussbericht - Forschungsvorhaben 03 E 6240 A/B): 140 S.; München, Freiburg.
- RAMEY, H. J., JR., AGARWAL, R. G., MARTIN, I. (1975): Analysis of ‚slug test‘ or dst flow period data.- Journal of Canadian Petroleum Technology, **3**: 37-47.
- REINECKER, J., TINGAY, M., MÜLLER, B., HEIDBACH, O. (2010): Present-day stress orientation in the Molasse Basin.- Tectonophysics, **482**: 129-138.

- 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.
- REINHOLD, C. & SCHROEDER, J. H. (1994): Investigation of cores in the Geislingen area.- In: Leinfelder (cor.): The origin of Jurassic Reefs: Current Research Developments and Results; *Facies*, **31**: 8-11.
- RORABAUGH, M. I. (1953): Graphical and theoretical analysis of step-drawdown test of artesian wells.- *Trans. Amer. Soc. Civil Engrs.*, **79/362**: 1-23.
- SCHAD, H. (1986): Hydrochemie der Karstgrundwässer im Bereich des Hochsträss am Südrand der Schwäbischen Alb (Teil A) - Geologische Kartierung des nordöstlichen Hochsträss zwischen Blaubeuren und Ulm und Rohrgrabenkartierung beim Gasfernleitungsbau Schelklingen - Ravensburg (Teil B).- Diplomarbeit und Kartierung, Universität Tübingen: 70 + 66 S.; Tübingen.
- SCHÄDEL, K. (1962): Die fossilen Schwammriffe der Schwäbischen Alb.- *Die Natur*, **70** (3–4 + 5–6): 97-102.
- SCHMIDT-KALER, H. (1985): das geologische Profil der Thermalwasserbohrung Bad Abbach südlich Regensburg (Grundgebirge bis Kreide): Stratigraphische Gliederung und paläogeographische Folgerungen.- *Geol. Bl. NO-Bayern*, **34/35**, 273-301, Erlangen.
- SCHNEIDER, M., SCHUBERT, A. BAUMANN, T., BÖHM, F., STEINER, U. & MAYER, C. (2009): Vorstellung eines aktuellen Forschungsvorhabens zur hydrogeologischen Charakterisierung des Malm als tiefer Grundwasserleiter.- „Der Geothermiekongress 2009“, 5 S., Bochum.
- SCHULZ, R. (2009) [Hrsg.]: Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland (Endbericht BMU Forschungsvorhaben 0327542), LIAG Archiv-Nr.: 0128452: 114 S.; Hannover.
- SCHULZ, R., AGEMAR, T., ALTEN, J.A., KÜHNE, K., MAUL, A.A., PESTER, S. & WIRTH, W. (2007): Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland.- *Erdöl Erdgas Kohle*, **123/2**: 76-81.
- SCHULZ, R., JUNG, R., PESTER, S. & SCHELLSCHMIDT, R. (2007): Quantification of Exploration Risks for Hydrogeothermal Wells.- *European Geothermal Congress 2007*: 6 S.; Unterhaching.
- SCHULZ, R., JUNG, R. & SCHELLSCHMIDT, R. (2005): Assessment of probability of success for hydrogeothermal wells.- *Proceedings World Geothermal Congress 2005*: Paper 407, 6 S.; Antalya, Turkey.
- SCHULZ, R. & THOMAS, R. [Hrsg.] (2012): Geothermische Charakterisierung von karstig-klüftigen Aquiferen im Großraum München (Endbericht – BMU Forschungsvorhaben 0325013A), LIAG Archiv-Nr. 0130392: 98 S.; Hannover.
- SELG, M. & WAGENPLAST, P. (1990): Beckenarchitektur im süddeutschen Weißen Jura und die Bildung der Schwammriffe.- *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, **32**: 171-206.
- SHEAHAN, N. T. (1971): Type-Curve solution of step-drawdown test.- *Ground Water*, **15/1**: 25-29.
- SIBLEY, D. F. (1982): The origin of common dolomite fabrics: clues from the Pliocene.- *J. Sed. Petrol.*, **52**: 1087-1100.
- SIBLEY, D. F. & GREGG, J. M. (1987): Classification of dolomite rock textures.- *J. Sed. Petrol.*, **57**: 967-975.
- SIBLEY, D. F., NORDENG, S. H. & BORKOWSKI, M. L. (1994): Dolomitization kinetics in hydrothermal bombs and natural systems.- *J. Sed. Res., A* **64**: 630-637.
- STEINER, U., BÖHM, F., SAVVATIS, A. & SCHNEIDER, M. (2011): Strukturgeologie und Zuflüsse in Geothermiebohrungen des Malm im Großraum München.- *Tagungsband „Der Geothermiekongress 2011“*, 1 S., Bochum, Deutschland.
- STIER, P & PRESTEL, R. (1991): Der Malmkarst im Süddeutschen Molassebecken – Ein hydrogeologischer Überblick.- In: BAY. L.-AMT WASSERWIRTSCHAFT & GEOL. L.-AMT BADEN-WÜRTEMBERG (Hrsg.): *Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im Süddeutschen Molassebecken (Schlussbericht - Forschungsvorhaben 03 E 6240 A/B)*: 12 S; München, Freiburg.
- STOBER, I. (1986): Strömungsverhalten in Festgesteinsaquiferen mit Hilfe von Pump- und Injektionsversuchen.- *Geol. Jahrbuch, Reihe C* **42**: 204 S.; Hannover.
- STOBER, I. (1991): Geohydraulische Untersuchungsergebnisse.- In: BAY. L.-AMT WASSERWIRTSCHAFT & GEOL. L.-AMT BADEN-WÜRTEMBERG [Hrsg.] - *Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im Süddeutschen Molassebecken (Schlussbericht - Forschungsvorhaben 03 E 6240 A/B)*: 140 S.; München, Freiburg.

- STOBER, I. (1994): Die physikalischen Eigenschaften von Wasser und Gestein, ihre Tiefenabhängigkeit und Folgerungen für die Praxis - unter besonderer Berücksichtigung des kristallinen Grundgebirges.- Beiträge zur Hydrogeologie, **45**: 105-132.
- STOBER, I. & BUCHER, K. (1999): Origin of salinity of deep groundwater in crystalline rocks.- Terra Nova, **11**: 181-185.
- STOBER, I. & BUCHER, K. (2005): The upper continental crust, an aquifer and its fluid: hydraulic and chemical data from 4 km depth in fractured crystalline basement rocks at the KTB test site.- Geofluids, **5**: 8-19.
- STOBER, I. & JODOCY, M. (2011): Geothermische Nutzhorizonte im westlichen Teil des Süddeutschen Molassebeckens.- Z. geol. Wiss., **39/3-4**: 161-172.
- STOBER, I. & VILLINGER, E. (1997): Hydraulisches Potential und Durchlässigkeit des höheren Oberjuras und des Oberen Muschelkalks unter dem Baden-Württembergischen Molassebecken.- Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **37**: 7-24.
- STRAYLE, G. (1970): Karsthydrologische Untersuchungen auf der Ebinger Alb (Schwäbische Jura).- Jh. Geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **12**: 109-206.
- STRAYLE, G. (1983): Pumpversuche im Festgestein.- DVGW-Schriftenreihe, **34**: 304-325.
- STRAYLE, G., STOBER, I. & SCHLOZ, W. (1994): Ergiebigkeitsuntersuchungen in Festgesteinsaquiferen.- Informationen Geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **94/6**: 114 S.
- STOYKE, R., SCHUBERT, A., VATER, H., BÖHM, F., DORSCH, K. & HANKE, K. (2006): Neue Erkenntnisse zum Malm-Tiefengrundwasserleiter in der Westmolasse aus der Tiefbohrung Bad Wörishofen GT2 und ihre Bedeutung für die Geothermie.- „Der Geothermiekongress 2006“, 7 S., Karlsruhe.
- STREIT, R. & MEYER, R. (1985): Malmprofile aus Bohrungen von Neuburg a. d. Donau und Eichstätt im Vergleich mit anderen Juraprofilen.- Geol. Bl. NO-Bayern, **34/35**: 347-368.
- THEIS, C. V. (1935): The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage.- Trans. Am. Geoph. Union, **16**: 519-524.
- THIEM, G. (1906): Hydrologische Methoden.; 56 S.; Leipzig (Gebhart).
- THOMAS, L. (1994): Hydrogeochemische Untersuchungen an Ölfeldwässern aus NW-Deutschland und dem Oberrheingraben und ihre Modellierung unter dem Aspekt der Entwicklung eines Expertensystems für Fluid-Rock-Interactions (XPS FROCKI).- Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen – Reihe A, **165**: 1-167.
- TUCKER, M. E. & WRIGHT, V. P. (1990): Carbonate sedimentology.- 482 p., Oxford (Blackwell).
- UDLUFT, P. (1975): Das tiefe Grundwasser zwischen Vindelizischen Rücken und Alpenrand.- Geologisches Jahrbuch, **C11**: 3-29.
- UNGER, H. J. (1996): Tektonik – Molassebecken.- In: BAYERISCHE GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000: 168-187; München.
- UNGER, H. J. (2005): Ostbayerische Molasse – Tektonische Karte 1 : 500.000. (*unveröffentlicht*)
- USDOWSKI, E. (1967): Die Genese von Dolomit in Sedimenten.- 95 S., Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- USDOWSKI, E. (1974): Stabile und metastabile Reaktionen bei geochemischen Prozessen der Sedimentbildung und der Diagenese.- Fortschr. Miner., **52**: 81-93.
- VAN EVERDINGEN, A. F. (1953): The skin effect and its influence on the productive capacity of a well.- Petrol. Trans. AIME, **198**: 171-176.
- VILLINGER, E. (1977): Über Potentialverteilung und Strömungssysteme in Karstwasser der Schwäbischen Alb (Oberer Jura, SW- Deutschland).- Geologisches Jahrbuch, **C18**: 1-96.
- 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.
- VILLINGER, E. (1988): Bemerkungen zur Verkarstung des Malm unter dem westlichen Süddeutschen Molassebecken.- Bull. Schweiz. Ver. Petroleum-Geol. u. -Ing., **54/127**: 41-59.
- WAGENPLAST, P. (1972): Ökologische Untersuchungen der Fauna aus Bank- und Schwammfazies des Weißen Jura der Schwäbischen Alb.- Arb. geol. pal. Inst. Stuttgart, N.F., **67**: 1-99.

- WAGNER, B., KUS, G., KAINZMAIER, B., SPÖRLEIN, T., WILFRETH, T., VEIT, W., FRITSCH, P., WROBEL, M., LINDENTHAL, W., NEUMANN, J. & SPRENGER, W. (2009): Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte von Bayern 1 : 500.000.- 88 S.; Augsburg (Bayer. L.-Amt für Umwelt).
- WEISE, S. M., WOLF, M., FRITZ, P., RAUERT, W., STICHLER, W., PRESTEL, R., BERTLEFF, B. & STUTE, M. (1991): Isotopenhydrologische Untersuchungen im Süddeutschen Molassebecken.- In: BAY. L.-AMT WASSERWIRTSCHAFT & GEOL. L.-AMT BADEN-WÜRTTEMBERG [Hrsg.] - Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im Süddeutschen Molassebecken (Schlussbericht - Forschungsvorhaben 03 E 6240 A/B): 104 S.; München, Freiburg.
- WEISE, S. M. & STICHLER, W. (1997): Edelgasisotopen-Methoden als Werkzeug zur Untersuchung tieferreichender Grundwasser-Fließsysteme am Beispiel des Süddeutschen Molassebeckens.- Beiträge zur Hydrogeologie, **98**: 69-79.
- WEIB, E. G. (1988): Porositäten, Permeabilitäten und Verkarstungserscheinungen im Mittleren und Oberen Malm der Südlichen Frankenalb.- Diss. Univ. Erlangen: 211 S.; Erlangen.
- WIRSING, G. (1988): Mikrofaziale 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.
- WOLFGRAMM, M., DUSSEL, M., LÜSCHEN, E., SCHULZ, R., THOMAS, R. & KOCH, R. (2012): Zuflusszonen im Malm – Untersuchungen des geothermischen Hauptgrundwasserleiters im Süddeutschen Molassebecken.- bbr-Sonderheft Geothermie, 75-82.
- WOLFGRAMM, M., OBST, K., BEICHEL, K., BRANDES, J., KOCH, R., RAUPPACH, K. & THORWART, K. (2009): Produktionsprognosen geothermischer Aquifere in Deutschland.- Tagungsband „Der Geothermiekongress 2009“, 13 S.; Bochum.
- WROBEL, J.-P., FRITZER, T., MIKULLA, C., SCHULDES, D. & SUCKOW, A. (2002): Forschungsbohrung Altdorf bei Landshut/Niederbayern – Erkundung einer geothermischen Anomalie im Bereich des Landshut-Neuöttinger-Hochs.- Grundwasser, **7/1**: 14-24.
- ZIEGLER, B. (1977): The „White“ (Upper) Jurassic in Southern Germany.- Stuttgarter Beitr. Naturk., **26**: 79 S.; Stuttgart.