



BAYERISCHER GEOTHERMIEATLAS

HYDROTHERMALE ENERGIEGEWINNUNG

1	GEOthermISCHE ENERGIE	7
	1.1 Anwendungsbereiche der Geothermie	9
	1.2 Arten der geothermischen Energiegewinnung	10
	1.3 Verfahren zur hydrothermalen Energiegewinnung	13
	1.4 Wirtschaftlichkeitsbetrachtungen zur hydrothermalen Energiegewinnung	21
	1.5 Risikobetrachtungen	30
	1.6 Möglichkeiten der hydrothermalen Energiegewinnung in Bayern	37
	1.7 Benutzungsleitfaden für den Geothermieatlas von Bayern	40
2	HYDROTHERMALE GRUNDWASSERLEITER IN BAYERN	45
	2.1 Nordbayern – Fränkisches Becken	45
	Grundgebirge (Prä-Perm)	48
	Oberkarbon / Rotliegend	51
	Zechstein	54
	Buntsandstein	56
	Muschelkalk	61
	Keuper	64
	Dogger	68
	2.2 Südbayerisches Molassebecken	71
	Malm (Oberer Jura), Weißjura-Gruppe	74
	Kreide-Sandsteine	89
	Priabon-(Eozän-)Basissandstein	91
	Ampfinger Schichten/Ampfinger Sandsteine	92
	Bausteinschichten	94
	Chattsande	96
	Aquitän-Sande mit Nantesbuch-Sandstein	99
	Burdigal-Sande	101
3	TEMPERATURVERTEILUNG IN BAYERN	103
4	ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN	113
	LITERATURVERZEICHNIS	116
	ANHANG	127
	KARTENTEIL	134



A handwritten signature in blue ink that reads "Hubert Aiwanger".

Hubert Aiwanger, MdL
Bayerischer Staatsminister für
Wirtschaft, Landesentwicklung
und Energie



A handwritten signature in blue ink that reads "Tobias Gotthardt".

Tobias Gotthardt, MdL
Staatssekretär im
Bayerischen Staatsministerium für
Wirtschaft, Landesentwicklung
und Energie

Bayern ist in Deutschland mit ca. 85% der installierten Wärmeleistung führend bei der Nutzung der Tiefengeothermie. Die hydrothermale Geothermie ist im Freistaat mittlerweile zu einem wesentlichen Baustein beim Ausbau der erneuerbaren Energien geworden. Gerade mit Blick auf die Wärmeversorgung kann die Geothermie einen entscheidenden Beitrag leisten, um die doppelte Herausforderung von Dekarbonisierung und Versorgungssicherheit erfolgreich zu meistern.

Der Schwerpunkt der Nutzung der tieferen Geothermie liegt aktuell in Südbayern. Denn hier verfügen wir mit den geologischen Schichten der Malmkarbonate über die größte geothermische Niedertemperaturlagerstätte Westeuropas. Seit der ersten Anlage Ende der 1990iger Jahre haben wir – ermutigt durch eine Vielzahl fründiger Bohrungen – einen regelrechten Boom beim Ausbau der tieferen Geothermie im Großraum München sowie Teilen Niederbayerns und des südöstlichen Oberbayerns erlebt.

Mittlerweile sind 24 Anlagen in Betrieb, darunter sieben, die auch Strom erzeugen. Weitere Kraftwerke befinden sich bereits in Bau und eine Vielzahl weiterer Bohrprojekte ist in fortgeschrittener Planung.

Unser Ziel als Bayerische Staatsregierung ist es, das Potential der Geothermie – soweit ökonomisch sinnvoll und ökologisch verträglich – möglichst vollständig zu erschließen und zu nutzen. Prognosen zeigen, dass die vorhandenen geothermischen Ressourcen aus den Malmkarbonaten Südbayerns ausreichen könnten, um den größten Teil des Wärmebedarfs Südbayerns zu decken.

„Vor der Hacke ist es jedoch duster“, wie der Bergmann sagt. Dementsprechend bedarf es für die Nutzung dieser heimischen Ressource zunächst einer umfassenden Erkundung des Untergrunds über Seismik und Bohrungen. Wie jede Technologie ist auch die Nutzung der Geothermie mit technischen Herausforderungen verbunden. Eine vorausschauende Planung ist deshalb das A und O. Denn Güte und Qualität der Erkundung und der Projektplanung entscheiden am Ende über den wirtschaftlichen Erfolg von Geothermieprojekten.

Zu diesen vielfältigen Fragestellungen wollen wir mit der vorliegenden Aktualisierung des Geothermieatlas in seiner nunmehr 3. Auflage eine wertvolle Hilfestellung für kommunale und private Geothermieunternehmen, aber auch für Interessierte aus Gesellschaft, Verwaltung und Politik bieten. Der Geothermieatlas enthält detaillierte digitale Karten zur Tiefenlage und Mächtigkeit aller nutzbarer Horizonte in Bayern sowie Karten zur Temperaturverteilung im Untergrund Bayerns. So lässt sich gut abschätzen, wo in Bayern günstige Verhältnisse für eine hydrothermale Wärme- oder Stromerzeugung vorliegen und mit welchen Bohrtiefen und Tiefenwasser-Temperaturen zu rechnen ist.

Darüber hinaus informiert der Bayerische Geothermieatlas umfassend über die Verfahren zur hydrothermalen Energiegewinnung, beleuchtet wirtschaftliche Aspekte und Risiken bei der Nutzung der Tiefengeothermie und gibt nicht zuletzt auch nützliche Hinweise zu den notwendigen Verwaltungsverfahren.

Ich wünsche Ihnen eine hilfreiche Lektüre und uns allen in Zukunft sichtbare Erfolge bei der Geothermie.



1

GEOTHERMISCHE ENERGIE

Geothermische Energie – auch als Erdwärme bezeichnet – ist die in Form von Wärme gespeicherte Energie unterhalb der Oberfläche der festen Erde. Diese natürliche Energiequelle kann für Heizzwecke oder zur Stromerzeugung erschlossen und genutzt werden. **Geothermie** ist die Wärmelehre des Erdkörpers; landläufig wird unter diesem Begriff jedoch die **technische Ausnutzung der Erdwärme zur Energiegewinnung** verstanden.

Im Gegensatz zu Gebieten mit aktivem Vulkanismus wie z. B. in Italien, Island oder Neuseeland muss in Deutschland vergleichsweise tief gebohrt werden, um auf hohe Temperaturen zu stoßen. Auch in weiten Teilen Bayerns nimmt – zumindest in dem Bereich der obersten kontinentalen Kruste, der durch Tiefbohrungen erschlossen werden kann – die Temperatur nur mit durchschnittlich **3°C pro 100 m** zu. Diese Temperaturzunahme mit der Tiefe wird als geothermischer Gradient bezeichnet.

Der Hauptanteil der an der Erdoberfläche bereitgestellten Wärme wird vermutlich in der Erdkruste beim Zerfall radioaktiver Elemente gebildet; ein kleinerer Anteil resultiert wahrscheinlich aus Restwärme aus der Entstehungszeit der Erde. Im oberflächennahen Bereich (bis ca. 10 bis 20 m Tiefe) wird der Wärmehaushalt auch durch die Sonneneinstrahlung sowie durch Sicker- und Grundwasser beeinflusst (KALTSCHMIDTT 1999).

Durch das Temperaturgefälle zwischen Erdinnerem und Erdoberfläche wird Erdwärme ständig aus der Tiefe „nachgeliefert“. Dieser

geothermische Wärmefluss beträgt in Bayern **rund 60 bis 80 mW/m²**. Demgegenüber liegt die Einstrahlung der Sonne auf die Erdoberfläche bei mehr als dem 20.000-fachen des terrestrischen Wärmestroms (KALTSCHMIDTT 1999), der bezogen auf eine Fläche von der Größe eines Fußballfeldes nur dem Energieverbrauch von vier bis sechs 100 W-Glühlampen entspricht.

Durch die im Untergrund **gespeicherte Wärmeenergie** stehen für eine geothermische Nutzung jedoch weitaus größere Wärmemengen zur Verfügung, als durch den terrestrischen Wärmefluss bereitgestellt werden. Diese Wärmemengen werden bei der Gewinnung von Erdwärme wie eine Lagerstätte abgebaut; Erdwärme fällt daher unter Bergrecht.

Erdwärme wird häufig als **regenerative Energie** bezeichnet. Strenggenommen handelt es sich jedoch bei der geothermischen Energiegewinnung nur eingeschränkt um die Nutzung einer regenerativen Energiequelle, da das örtliche Nutzungsreservoir je nach Menge des Wärmeentzugs aufgrund der sehr geringen Wärmenachlieferung im Laufe der Nutzungszeit abkühlen kann.

Im Gegensatz zu anderen erneuerbaren Energien wie Wasserkraft oder Solar- und Windenergie steht die Erdwärme jedoch unabhängig von Tages- und Jahreszeit, unabhängig von den meteorologischen Gegebenheiten und theoretisch auch unabhängig von der geographischen Lage **immer zur Verfügung**. Erdwärme ist daher eine ständig verfügbare,

..... GEOTHERMISCHE ENERGIE

heimische, krisensichere und umweltfreundliche Energiequelle, deren wirtschaftliche Nutzbarkeit aber sehr von den jeweiligen örtlichen Gegebenheiten abhängt.

Der **Bayerische Geothermieatlas** soll Kommunen, Zweckverbänden und privaten Investoren eine erste Einschätzung ermöglichen, wo in Bayern günstige Verhältnisse für eine hydrothermale Energiegewinnung vorliegen und mit welchen Bohrtiefen und Temperaturen zu rechnen ist. Er soll darüber hinaus eine Einführung in die Verfahren zur hydrothermalen Energiegewinnung geben und wirtschaftliche Aspekte sowie die Risiken dieser Energiegewinnung beleuchten.

1.1 ANWENDUNGSBEREICHE DER GEOTHERMIE

Häufig denkt man bei der Nutzung von Erdwärme nur an die **Wärmeversorgung** von einzelnen Gebäuden oder an eine Nah- bzw. Fernwärmeversorgung von öffentlichen Gebäuden und größeren Siedlungen oder von Gewerbe- bzw. Industriegebieten. Geothermische Heizzentralen können hierbei über eine installierte Leistung von mehr als 20 Megawatt (MW) verfügen und mehrere tausend Wohnungen mit Wärme versorgen.

Weithin bekannt ist auch die **balneologische Nutzung** von Thermalwässern; weniger bekannt ist jedoch, dass die Geothermie auch zur **Kühlung** von Gebäuden oder Gebäudekomplexen, zur **Wärme- und Kältespeicherung** im Untergrund und zur Heizung oder Kühlung von Straßen, Brücken oder Start- und Landebahnen eingesetzt werden kann.

Eine weitere Anwendung ist die geothermische **Stromerzeugung**, die in der Lage wäre, als heimische Energiequelle kontinuierlich Strom zu liefern. Eine Nutzung in Kraft-Wärme-Kopplung – bei der nach der Stromerzeugung die Restwärme zu Heizzwecken genutzt wird – ist aus ökologischer und ökonomischer Sicht wünschenswert; Voraussetzung für die geothermische Stromerzeugung sind allerdings ausreichend hohe Temperaturen ($> 80\text{ }^{\circ}\text{C}$) und Ergiebigkeiten.

1.2 ARTEN DER GEOTHERMISCHEN ENERGIEGEWINNUNG

Bei den verschiedenen Arten der geothermischen Energiegewinnung ist grundsätzlich zwischen der Nutzung des oberflächennahen Bereiches („oberflächennahe Geothermie“) bis ca. 400 m Tiefe und der Nutzung eines tieferen Bereiches („tiefe Geothermie“ bzw. „Tiefengeothermie“) zu unterscheiden, wobei derzeit die technische Grenze bei etwa 7.000 m liegt.

Um die Wärme aus dem Untergrund gewinnen zu können, braucht man ein **Transportmittel** wie Dampf, Wasser oder Sole. Daher können die Nutzungsarten auch danach unterschieden werden, ob das Transportmittel bereits im Untergrund vorhanden ist oder erst künstlich eingebracht werden muss.

Im Bereich der oberflächennahen Geothermie mit einem Temperaturniveau von ca. 7°C bis max. 25°C ist in der Regel der Einsatz einer **Wärmepumpe** erforderlich, um ein für die Wärmeversorgung ausreichendes Temperaturniveau zu erreichen. Im Bereich der tiefen Geothermie kann bei ausreichend hohen Temperaturen die Wärmeenergie direkt über Wärmetauscher an den Heiznetzkreislauf abgegeben werden. Nachgeschaltete Wärmepumpen und weitere Nutzungen wie z.B. die Heizung von Gewächshäusern, Fischzucht etc. können das nutzbare Temperaturintervall deutlich erweitern und die Wirtschaftlichkeit verbessern („Kaskadennutzung“).

Oberflächennahe Geothermie

Die mittlere Temperatur an der Erdoberfläche in Bayern beträgt ca. 7 bis 12°C; das Temperaturniveau im oberflächennahen Bereich ist daher relativ niedrig. Dennoch bietet sich auch für dieses Temperaturniveau ein breites Anwendungsspektrum in kleinen und mittleren dezentralen Anlagen zur Bereitstellung von Wärmeenergie und Klimakälte für

- Einfamilienhäuser bis hin zu Wohnsiedlungen
- Büro- und Verwaltungsgebäude
- Öffentliche Gebäude, Schulen, Krankenhäuser, Museen, Schwimmbäder etc.
- Gewerbebetriebe, Werks- und Montagehallen etc.

Dieses niedrige Temperaturniveau ist für Heizzwecke in der Regel nur mit Hilfe von Wärmepumpen zu nutzen. Für deren Einsatz steht ein breites Spektrum an Wärmequellen bzw. Techniken zur Verfügung, um die im Untergrund vorhandene Energie nutzen zu können. Die wichtigsten sind:

- Erdwärmekollektor
- Erdwärmesonde
- Grundwasser-Wärmepumpe
- Erdberührte Betonbauteile
- Thermische Untergrundspeicher

Sonderfälle im Übergangsbereich der oberflächennahen zur tiefen Geothermie sind:

- Tiefe Erdwärmesonden (> 400 m Tiefe, z. B. in aufgegebenen Tiefbohrungen)
- Erdwärmegewinnung aus Gruben- oder Tunnelwässern

Tiefe Geothermie (Tiefengeothermie)

Die Nutzung der im tieferen Untergrund gespeicherten Erdwärme ist grundsätzlich über zwei Arten möglich:

- Hydrothermale Energiegewinnung (Nutzung von Heißwasser-Aquiferen)
- Petrothermale Energiegewinnung (überwiegend Nutzung der im Gestein gespeicherten Energie)

Die **hydrothermale Geothermie** nutzt Heißwasser-Vorkommen im tieferen Untergrund (mit Temperaturen von ca. 40° bis über 100°C). Diese werden üblicherweise mit zwei Bohrungen („Dublette“) erschlossen, über die das heiße Wasser gefördert und im Hinblick auf eine nachhaltige Nutzung nach der Abkühlung wieder in den Aquifer reinjiziert wird. Die Wärmeenergie kann bei ausreichend hohen Temperaturen in einer geothermischen Heizzentrale direkt über Wärmetauscher an den Heiznetzkreislauf übertragen werden; andernfalls müssen Wärmepumpen zwischengeschaltet werden. Bei ausreichend hohen Temperaturen (über ca. 80°C) und Ergiebigkeiten ist auch eine geothermische Stromerzeugung möglich, wobei eine Nutzung in Kraft-Wärme-Kopplung aus ökologischer und ökonomischer Sicht von Vorteil ist. Ein Sonderfall der hydrothermalen Geothermienutzung ist die balneologische Nutzung von warmen oder heißen Tiefenwässern in Thermalbädern.

Die Verfügbarkeit eines energetisch nutzbaren, tiefen Thermalwasseraquifers ist in Bayern überwiegend auf den Bereich südlich der Donau beschränkt. Die in Nordbayern erschlossenen Thermalwässer kommen für eine

energetische Nutzung kaum in Frage. Sie sind aber für eine balneologische Verwendung gut geeignet (GUDDEN 1983, HECHT 1993).

Bei der **petrothermalen Energiegewinnung** wird in gering permeablen Tiefengesteinen durch die Erzeugung künstlicher Risse oder durch das Aufweiten natürlicher Rissflächen eine hydraulische Verbindung zwischen mindestens zwei Bohrungen hergestellt. Die Risse dienen als Wärmetauscherflächen, so dass kühles Wasser in einer Bohrung verpresst und in den anderen Bohrungen als Heißwasser wieder gefördert werden kann. Dieses Verfahren wird meist als Hot-Dry-Rock-Verfahren (HDR) bezeichnet, weitere Bezeichnungen für diese Verfahren sind Deep Heat Mining (DHM), Hot Wet Rock (HWR), Hot Fractured Rock (HFR) oder Stimulated Geothermal System (SGS). Der umfassende Begriff für derartige Systeme ist Enhanced Geothermal Systems (EGS). Die Übergänge zwischen einem EGS und einem hydrothermalen System sind fließend.

So kann insbesondere natürlich geklüfteter Granit nach Erfahrungen im Oberrheingraben (z. B. aus den Projekten Soultz-sous-Forêts und Rittershoffen) ein geothermisches Reservoir darstellen, das erhebliche Mengen an Fluiden enthalten kann. Die Erschließung und Nutzung solcher gering permeabler Tiefengesteine wird aber vielfach durch lückenhafte bzw. nicht vorhandene Informationen über Ausdehnung und Lage solcher Reservoirs, Verlauf und Geometrie von Störungszonen sowie die Ausbildung des Spannungs- und Temperaturfeldes im tieferen Untergrund erschwert bzw. verhindert. Diese Informationsdefizite führen auch in Bayern zu erheblichen Unsicherheiten bei der Abschätzung des geothermischen Potentials.

ARTEN DER ENERGIEGEWINNUNG

Es ist aber davon auszugehen, dass in Bayern knapp 70 % des theoretischen Potentials im Verbreitungsgebiet gering permeabler Gesteine liegen (SCHULZ et al. 2013). Für eine fundierte Abschätzung des Potentials ist daher in weiten Bereichen noch wissenschaftliche Grundlagenforschung erforderlich, um zu untersuchen, ob die erforderlichen geologischen Voraussetzungen für eine wirtschaftliche Nutzung gegeben sind.

Darüber hinaus wird auch nach Lösungen gesucht, die eine Nutzung der tiefen Geothermie unabhängig vom Untergrund erlauben. Ein Ansatz hierzu ist der Eavor-Loop der kanadischen Firma EAVOR, der aus einem geschlossenen System mit einem Wärmetauscher aus Horizontalbohrungen besteht, in denen ein Fluid als Wärmeüberträger zirkuliert. Dieser Wärmetauscher soll durch 2 Bohranlagen, die gegenläufig bohren, in Tiefen aufgeföhren werden, in denen für eine geothermische Nutzung ausreichend hohe Temperaturen herrschen. Ein Pilotprojekt wurde in Kanada bereits umgesetzt, ein weiteres Projekt ist in Bayern in Geretsried geplant. Dieses System erfordert eine sehr hohe Anzahl von Bohrmeter, so dass sich eine wirtschaftliche Umsetzbarkeit erst erweisen muss.

Die Nutzung von petrothermalen Systemen bzw. EGS-Systemen befindet sich derzeit noch im Versuchs- und Erprobungsstadium, wenngleich erste Anlagen (z. B. in Soultz-sous-Forêts und Rittershoffen im französischen Teil des Oberrheingraben) schon 2016 den Regelbetrieb aufgenommen haben (HETTKAMP et al. 2021). Es ist dennoch davon auszugehen,

dass in absehbarer Zeit in Bayern im tieferen Untergrund zumindest bei kommerziellen Projekten zunächst nur die hydrothermale Geothermie zum Einsatz kommen wird.

1.3 VERFAHREN ZUR HYDROTHERMALEN ENERGIEGEWINNUNG

Bohrtechnik

➤ Bohrverfahren

Die Erschließung tieferer (Heißwasser-)Aquifere erfolgt mit Hilfe der Tiefbohrtechnik, wie sie aus der Erdöl-Erdgas-Exploration bekannt ist. Das hierbei übliche Bohrverfahren ist weiterhin das **Rotarybohrverfahren**, das vor über 100 Jahren entwickelt und seitdem kontinuierlich verbessert wurde. Heute werden mit diesem Verfahren routinemäßig Tiefen von bis zu 7.000 m erreicht. Da bei der Erschließung tieferer (Heißwasser-)Aquifere meist auch potenziell Erdöl- oder Erdgasführende Gesteinsformationen durchörtert werden, sind bei einer derartigen Bohrung auch entsprechende Sicherheitsmaßnahmen (Absperrvorrichtungen, Explosionsschutz etc.) vorzusehen.

Bei den hydrothermalen Lagerstätten handelt es sich um Wässer mit niedriger Enthalpie, so dass für eine hohe Wärmeausbeute hohe Entnahmemengen erforderlich sind. Um bei großen Entnahmemengen das hydraulische Gleichgewicht im genutzten Aquifer aufrecht zu erhalten, müssen die Wässer nach Nutzung ihres Wärmeinhaltes wieder in den Aquifer zurückgeführt werden. Es sind daher für eine hydrothermale Energiegewinnung in der Regel mindestens zwei Bohrungen erforderlich. Diese sogenannte **Bohrungsdublette** besteht aus einer Förderbohrung und einer Reinjektionsbohrung. Ausnahmen sind heute nur noch bei einer balneologischen Nutzung mit sehr geringen Entnahmemengen möglich.

Aus der Förderbohrung wird mit Hilfe einer Unterwasserpumpe das Thermalwasser entnommen und nach der Nutzung und

Abkühlung wieder in die Reinjektionsbohrung verpresst. Die Reinjektionsbohrung muss weit genug von der Förderbohrung entfernt sein, um auf lange Sicht einen thermischen Kurzschluss zwischen Förder- und Entnahmebohrung auszuschließen. Der notwendige Mindestabstand hängt zum einen von der Reinjektionsrate und zum anderen von den hydraulischen und thermischen Eigenschaften des Aquifers ab. Er wurde bislang meist anhand von Erfahrungswerten oder über zweidimensionale analytische Modellrechnungen abgeschätzt; insbesondere bei Projekten mit Mehrfach-Dubletten ist es aber unumgänglich, vorab thermisch-hydraulisch gekoppelte Modelle (TH-Modelle) zu erstellen. Damit können neben den hydraulischen Auswirkungen durch Förderung (Druck-Absenkung) und Injektion (Druck-Erhöhung) auch die Reichweite der thermischen Beeinflussung (Abkühlung) im Vorhinein simuliert werden.

Zur Erschließung des Thermalwasseraquifers können verschiedene Bohrlochkonfigurationen zum Einsatz kommen: Eine **Bohrungsdublette mit zwei senkrechten („saigeren“)** Bohrungen hat einen relativ großen obertägigen Platzbedarf zur Folge (zwei Bohr- und Betriebsplätze, Leitungstrasse); die Bohrkosten sind allerdings durch den Verzicht auf die Richtbohrtechnik geringer. Der Einsatz der Richtbohrtechnik bietet den Vorteil, den erforderlichen Bohrungsabstand auf untertage zu beschränken und die Bohrungen von einem Bohrplatz abzuteufen. Aufgrund der geringeren Kosten ist hierbei einer **Bohrungsdublette mit einer senkrechten und einer abgelenkten („gerichteten“)** Bohrung der Vorzug zu geben. Vielfach kann jedoch damit der notwendige Bohrungsabstand nicht realisiert

werden, so dass eine **Bohrungsdublette mit zwei abgelenkten („gerichteten“) Bohrungen** abgeteuft werden muss.

Der Einsatz der Richtbohrtechnik kann zudem insbesondere in Kluft- oder Karstaquifern dazu beitragen, die Ergiebigkeit der Bohrung zu verbessern, da hiermit in der Regel eine größere Anzahl der meist steilstehenden Klüfte oder Karsthohlräume angefahren werden.

➤ **Inproduktionssetzung (IPS)**

Der für die Machbarkeit bzw. für die Wirtschaftlichkeit einer hydrothermalen Energie-nutzung entscheidende Parameter ist neben

der ausreichend hohen Temperatur die Fließ-rate, d.h. die mögliche Entnahmemenge. Diese wird durch die hydraulische Durchlässigkeit des Gesteins bestimmt, die wiederum ggf. von einer Störungsanbindung und insbesondere von der Anzahl und Größe sowie der Ver-netzung der Poren, Klüfte und Karsthohlräume abhängt. Um diese zu verbessern, werden **Stimulationsverfahren** eingesetzt.

Ein regelmäßig angewandtes Verfahren ist die **Säurestimulation**, bei der Säure in die Formation eingeleitet wird. Sie kann vor allem bohrlochnahe Fließwiderstände beseitigen; in klüftigen Karbonatgesteinen und karbonatisch gebundenen Sandsteinen lässt sich durch das

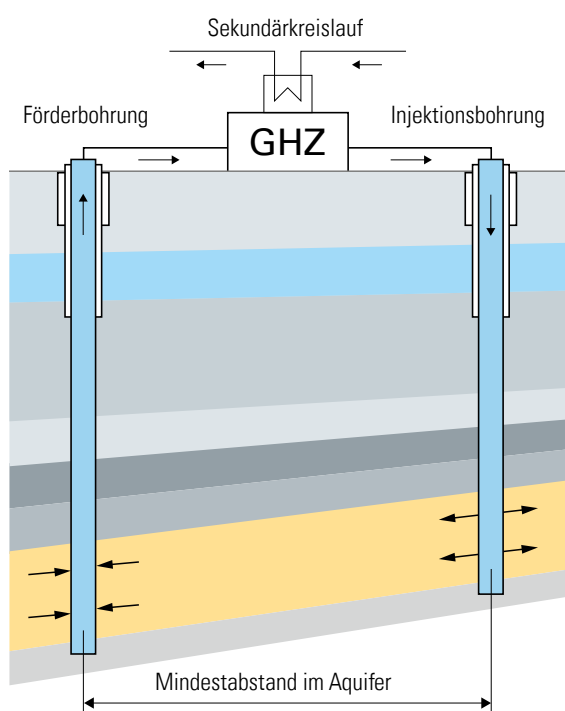


Abb. 1: Bohrungs-dublette mit zwei senkrechten („saigeren“) Bohrungen (Quelle: GTN)

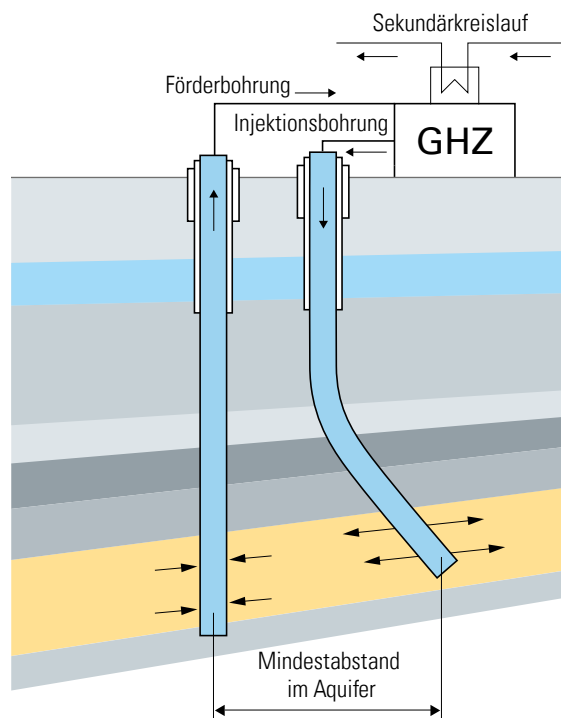


Abb. 2: Bohrungs-dublette mit einer senkrechten und einer abgelenkten („gerichteten“) Bohrung (Quelle: GTN)

Einpressen von Salzsäure (HCl) in vielen Fällen auch eine weiter in das Gebirge reichende Wirkung erzielen, was eine deutliche Produktionssteigerung zur Folge haben kann. Eine zweite Säuerung kann die Wirkung noch verstärken, eine dritte oder vierte Säuerung hat in der Regel keine Wirkung mehr (Schuhmacher & Schulz 2013).

Ein weiteres Verfahren ist das **Hydraulic Fracturing**, das ursprünglich aus der Eröl-Erdgas-Technik stammt. Ziel dieses Verfahrens ist es, mit Hilfe eines unter hohem Druck eingepressten Fluids (mit oder ohne Stützmittel) bestehende Rissflächen zu erweitern und neue Rissflächen im Gebirge zu erzeugen. Dieses Rissystem soll die hydraulische Durchlässigkeit des Gebirges erhöhen. In Bayern kam dieses Verfahren im Geothermiebereich bislang nur in den Chattsanden zur Anwendung, wobei mit dem zuletzt durchgeführten Frac eine Produktionssteigerung um den Faktor 2 erreicht werden konnte.

Die **Richtbohrtechnik** kann ebenfalls als weitere Sekundärmaßnahme nach Stimulationsversuchen mit unbefriedigendem Ergebnis eingesetzt werden. Die Bohrung wird dazu meist im unteren Teil rückzementiert; anschließend wird aus der Verrohrung heraus seitlich abgelenkt. Hierbei ist aber zu beachten, dass lange Richtbohrstrecken im Reservoir erhöhte Brunneneintrittsverluste und Strömungsverluste zur Folge haben können.

Die Gebirgsdurchlässigkeit bzw. die Permeabilität ist neben der Fördertemperatur der entscheidende Parameter für die Fündigkeit eines Geothermieprojekts. Sie umfasst neben der Gesteinsdurchlässigkeit (Matrixpermeabilität) auch die Permeabilität von Trennflächen

(Schichtflächen, Klüfte und Störungen) und verkarsteten Bereichen. Die Permeabilität bzw. die Transmissivität als Summe dieser Komponenten wird mit Hilfe von Kurzpumpversuchen im Rahmen der IPS-Arbeiten ermittelt. Aus dem Verlauf der Druckabsenkung während des Pumpversuchs lassen sich auch Informationen zum Fließverhalten im Reservoir ableiten, was wiederum Rückschlüsse auf die Permeabilitätsverteilung im Reservoir ermöglicht. Das während der Kurzpumpversuche geförderte Wasser wird soweit möglich über Stapelbecken in die Kanalisation entsorgt.

➤ **Komplettierung**

Der Ausbau der Bohrung (Komplettierung) erfolgt in der Regel nach dem etwaigen Einsatz von Stimulationsverfahren; bei manchen Gebirgsarten ist jedoch eine teilweise Komplettierung vor etwaigen Stimulationsmaßnahmen erforderlich.

Der Ausbau der Bohrung muss bereits bei der Planung der Bohrlochkonstruktion berücksichtigt werden, wobei diese wiederum auf die erwarteten Entnahmemengen abzustellen ist. Der Querschnitt im Bohrlochtieftsten muss groß genug sein, um zu hohe Druckverluste und kritische Strömungsgeschwindigkeiten zu vermeiden. Im oberen Bohrlochabschnitt muss der Querschnitt groß genug sein, um den Einbau entsprechend dimensionierter Tiefpumpen zu erlauben, mit denen das heiße Wasser an die Oberfläche gefördert wird.

Die Komplettierung der Bohrung kann als „**Open-Hole-Komplettierung**“ oder als „**Cased-Hole-Komplettierung**“ erfolgen. Für erstere ist ein standfestes Gebirge Voraussetzung, da hierbei der erschlossene Aquifer

unverrohrt bleibt. Letztere erfolgt je nach Gebirge durch den Einbau eines Schlitz-Liners, der frei im erschlossenen Aquifer hängt, oder durch den Einbau eines Filterrohres mit Sand-Kies-Schüttung („Gravel-Pack“). Eine weitere Möglichkeit insbesondere bei wenig standfestem Gebirge besteht darin, die Bohrung auch im Speicherbereich zu verrohren und zu zementieren und anschließend diesen Bereich mittels einer sogenannten Perforation (hierbei werden Sprengstoffkapseln gezündet, die das Stahlrohr und den Zement gezielt durchschlagen und mehrere Dezimeter in das Speichergestein eindringen) wieder zu öffnen. Dieser Bereich kann ggf. auch mit einem „Gravel-Pack“ weiter ausgebaut werden.

Insbesondere bei geringen Förderraten kann der Einsatz von wärmeisolierten oder wenig Wärmeleitfähigen Steigrohren (z.B. GFK-Rohre) dazu beitragen, die Abkühlung des Thermalwassers während des Aufstiegs zu reduzieren.

Nach Abschluss der IPS-Arbeiten in beiden Bohrungen einer Dublette folgt in der Regel ein Langzeitpump- und Injektionsversuch, bei dem wie im späteren Regelbetrieb aus einer Bohrung gefördert und in der anderen reinjiziert wird.

Für die Förderung des Thermalwassers werden in der Regel elektrisch angetriebene **Unterwassermoterpumpen** (ESP) eingesetzt, die an einer Steigleitung in die Bohrung eingehängt werden. Die Einbautiefe der Pumpe hängt von der errechneten maximalen Absenkung des Wasserspiegels bei Förderbetrieb und der vom Hersteller vorgegebenen Mindesteintauchtiefe ab. Enthält das Thermalwasser größere Gasmengen, sollte die Pumpe zudem unterhalb des Gasentlösungspunktes

eingebaut werden. Entwicklungsbedarf besteht noch hinsichtlich elektrisch angetriebener Unterwassermoterpumpen, die bei Thermalwassertemperaturen von deutlich über 100°C und hohen Absenkbeträgen (mehrere hundert Meter) auch bei den vergleichsweise geringen zur Verfügung stehenden Querschnitten Förderraten von deutlich über 100 l/s bei längeren Standzeiten sicherstellen können.

Verfahrenstechnik zur hydrothermalen Wärmegegewinnung

Dem geförderten Thermalwasser wird im übertägigen Thermalwasserkreislauf die Energie entzogen. Der übertägige Thermalwasserkreislauf (Primärkreislauf) besteht im Wesentlichen aus folgenden Komponenten:

- **Rohrleitungssystem:** Die Materialqualität der Leitungen des Primärkreislaufes muss auf die hydrochemische Zusammensetzung des Thermalwassers abgestimmt sein, um Korrosionserscheinungen zu vermeiden.
- **Wärmetauscher:** In aller Regel ist der Thermalwasserkreislauf vom Heizkreislauf getrennt, um eine hydraulische und stoffliche Unabhängigkeit der beiden Systeme zu garantieren. Die Trennung erfolgt in Wärmetauschern verschiedener Bauart.
- **Wärmepumpen:** Zur Erhöhung der Vorlauftemperatur können Wärmepumpen eingesetzt werden, die ihre primärseitige Energie entweder aus dem Thermalwasser selbst oder aus dem Heiznetz-Rücklaufwasser oder z.B. von einem Blockheizkraftwerk (BHKW) beziehen können.

➤ **Thermalwasseraufbereitung und Inertgasbeaufschlagungssystem:**

Je nach Thermalwasserqualität ist eine mehr oder weniger aufwendige Filterung des Thermalwassers vor der Reinjektion notwendig. Um mögliche negative Auswirkungen eines Sauerstoffeintrags in das System zu verhindern (Bildung von Oxidations- und Korrosionsprodukten, Redoxpotenzialänderungen), ist ggf. auch eine Beaufschlagung des Thermalwasserkreislaufes mit Schutzgas (z. B. Stickstoff) erforderlich.

➤ **Leckageüberwachung und Auffangbehältnisse (Slopsystem):**

Das Slopsystem nimmt diejenigen Thermalwässer auf, die bei den üblichen Wartungsarbeiten anfallen oder durch geringe Leckagen aus dem System austreten.

➤ **Kesselanlagen für fossile Brennstoffe:**

Diese Anlagen sind zur Abdeckung der Lastspitzen und auch für den Fall des Ausfalls der Geothermieanlage notwendig.

Allgemeingültige Richtlinien bezüglich der letztendlich zu wählenden Anlagenkonfiguration sind aufgrund der Vielzahl der Einflussgrößen nicht möglich. Die Anlagenkonfiguration ist daher jeweils auf den konkreten Standort hin abzustimmen.

Verfahrenstechnik zur hydrothermalen Stromerzeugung

Thermalwassertemperaturen von über 80°C bieten neben der reinen Wärmegewinnung die technische Möglichkeit der Stromerzeugung (Die stillgelegte Anlage in Simbach a. Inn/Bayern war mit einer Thermalwassertemperatur

von 80°C die Stromerzeugungsanlage mit der europaweit tiefsten für eine Stromerzeugung genutzten Thermalwassertemperatur). Für die Stromerzeugung sind prinzipiell zwei unterschiedliche Verfahren möglich:

➤ **Direkte Nutzung des Thermalwassers (Offenes System, in dem das Thermalwasser selbst das Arbeitsmittel darstellt)**

➤ **Indirekte Nutzung des Thermalwassers (Geschlossenes System, bei dem die Wärme des Thermalwassers auf ein anderes Arbeitsmittel übertragen wird)**

Bei den in Bayern zu erwartenden Gegebenheiten kommen zur hydrothermalen Stromerzeugung nur geschlossene Systeme in Frage. Hierfür stehen derzeit zwei Prozesse zur Verfügung:

➤ **Rankine-Prozess mit organischen Arbeitsstoffen (Organic Rankine Cycle, ORC)**

Das ORC-Verfahren unterscheidet sich bis auf das verwendete Arbeitsmittel und die unterschiedlichen Druck- und Temperaturparameter nur unwesentlich vom klassischen Rankine-Prozess für Wasserdampf. Das Arbeitsmittel wird durch das Thermalwasser vorgewärmt und verdampft, anschließend in einer Turbine entspannt, kondensiert und durch eine Pumpe wiederum auf Verdampferdruck gebracht. Als Arbeitsstoffe kommen in der Regel Kohlenwasserstoffe zur Anwendung (n-Pentan, Isobutan etc.); gelegentlich werden auch Fluorkohlenstoffverbindungen verwendet.

➤ **Kalina-Prozess**

Beim Kalina-Prozess (benannt nach dem Erfinder) wird kein reiner Stoff, sondern ein Zwei-Stoff-Gemisch (z. B. aus Ammoniak und Wasser) als Arbeitsmittel verwendet. Dieses Gemisch wird in einem Wärmetauscher vom Thermalwasser vorgewärmt und verdampft. Wegen der Siedepunktstände der Komponenten entstehen ein ammoniakreicher Dampf und eine ammoniakarme Flüssigkeit, die anschließend voneinander getrennt werden. Der Dampf wird in einer Turbine entspannt; im Anschluss daran werden Dampf und entspannte Flüssigkeit wieder zusammengeführt und gemeinsam zum Kondensator geleitet. Hier wird das Stoffgemisch verflüssigt und danach

wieder auf Verdampferdruck gebracht. Zur Verbesserung der energetischen Effizienz (Wärmerückgewinnung) werden in diesem Prozess in der Regel auch Vorwärmer (Rekuperatoren) eingesetzt.

Ein bedeutender Vorteil gegenüber ORC-Anlagen ist der höhere thermodynamische Wirkungsgrad, insbesondere bei niedrigen Vorlauftemperaturen (< 140°C). Je nach Rahmenbedingungen werden Verbesserungen von bis zu 50 % erwartet. Im Gegensatz zu den ORC-Anlagen, für die bereits umfangreiche Erfahrungen vorliegen, stehen die Kalina-Anlagen jedoch noch am Anfang der Entwicklung.

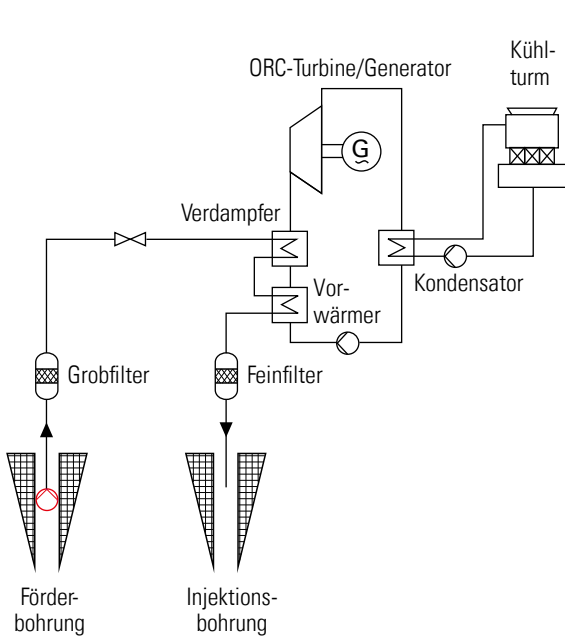


Abb. 3: Vereinfachtes Schaltschema einer ORC-Anlage (Quelle: GTN)

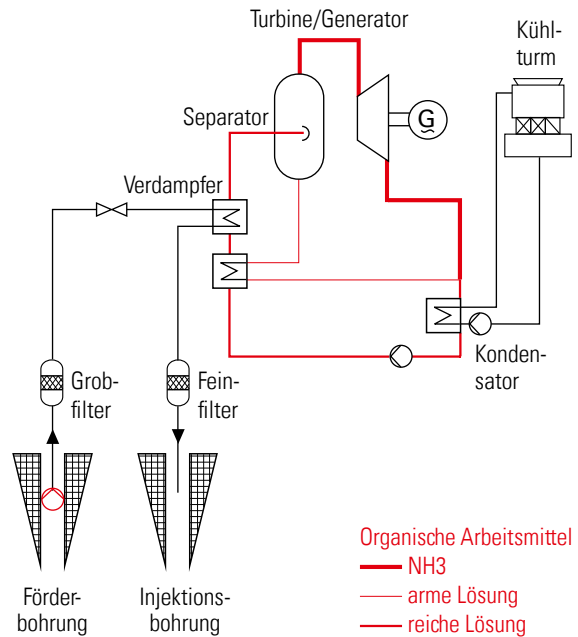


Abb. 4: Vereinfachtes Schaltschema einer Kalina-Anlage (Quelle: GTN)

Verfahrenstechnik zur hydrothermalen Stromerzeugung mit Kraft-Wärme-Kopplung

Bei der hydrothermalen Stromerzeugung erfolgt in der Regel eine Auskühlung des Thermalwassers auf ca. 65 bis 70°C. Sofern ein entsprechendes Nah- oder Fernwärmenetz zur Verfügung steht oder mit vertretbarem Aufwand Abnehmer zu erschließen sind, kann der Stromerzeugung eine geothermische Heizzentrale nachgeschaltet werden. Hierbei sind prinzipiell zwei Formen denkbar:

- Der volle Thermalwasser-Volumenstrom wird für die Stromerzeugung genutzt. Für die Wärmeerzeugung steht nur der Rücklauf mit einer Temperatur von ca. 65 bis 70°C zur Verfügung. Da diese Temperatur in vielen Fällen für das Heizungsnetz nicht ausreichen wird, muss ggf. konventionell nachgeheizt werden.
- Der Wärmekreislauf wird mit vollem Volumenstrom betrieben. Für die Stromerzeugung steht nur der Teil zur Verfügung, der nicht zur Versorgung des Heizungssystems benötigt wird.

Welche Variante zum Einsatz kommt, wird auf Basis einer Kostenanalyse zu entscheiden sein; aus ökologischen Gründen ist jedoch der zweiten Variante der Vorzug zu geben.

Nutzungsdauer einer hydrothermalen Energiegewinnung

Eine hydrothermale Energiegewinnung erfolgt in der Regel im Dublettenbetrieb, um das hydraulische Gleichgewicht im genutzten Aquifer

aufrecht zu erhalten. In einer Entnahmebohrung wird das warme oder heiße Wasser zu Tage gefördert, über Tage wird dem Wasser die Wärme entzogen, danach wird das abgekühlte Wasser im geschlossenen Kreislauf über eine Reinjektionsbohrung wieder in den genutzten Aquifer verpresst. Das abgekühlte Wasser breitet sich im Aquifer allmählich aus, wobei es durch das umgebende Gestein wieder aufgewärmt wird. Dennoch wird je nach Abstand von Förder- und Reinjektionsbohrung früher oder später die Abkühlungsfront die Förderbohrung erreichen. Erst nach dieser Zeit, die als **thermische Durchbruchzeit** bezeichnet wird (SCHULZ & JOBMANN 1989), könnte eine erste Temperaturerniedrigung in der Entnahmebohrung festgestellt werden.

Die **thermische Nutzungsdauer** (SCHULZ & JOBMANN 1989) ist jedoch deutlich länger, da über eine gewisse Zeit hinweg Mischwasser aus reinjiziertem, abgekühltem Wasser und Wasser mit der ursprünglichen Temperatur gefördert wird. Ein Weiterbetrieb der Dublette ist bis zu einem unteren Temperaturgrenzwert möglich, der von der Auslegung des Heiznetzes oder der Stromerzeugungsanlage bestimmt wird.

Der Mindest-Nutzungszeitraum einer geothermischen Dublette hängt somit zum einen von der technischen Lebensdauer der Bohrungen und zum anderen von der thermischen Durchbruchzeit ab. Der Abstand von Förder- und Reinjektionsbohrung wird so gewählt, dass eine Nutzung von mindestens 20 bis 30 Jahren möglich ist. Er wurde bislang meist anhand von Erfahrungswerten oder über zweidimensionale analytische Modellrechnungen abgeschätzt; insbesondere bei Projekten mit Mehrfach-Dubletten ist es aber unumgänglich,

vorab thermisch-hydraulisch gekoppelte Modelle (TH-Modelle) zu erstellen. Damit können neben den hydraulischen Auswirkungen durch Förderung (Druck-Absenkung) und Injektion (Druck-Erhöhung) auch die Reichweite der thermischen Beeinflussung (Abkühlung) im Vorhinein simuliert werden.

Die älteste Anlage in Europa, die nach dem Dubletten-Prinzip arbeitet, ist seit 1969 in der Nähe von Paris in Betrieb. Weitere 60 geothermische Anlagen sind derzeit in Frankreich installiert (LAPLAIGE & JAUDIN 1999). Da bis heute keine Temperaturerniedrigung an den Förderbohrungen festgestellt worden ist, scheinen sich die Modellvorhersagen über das thermische Verhalten im Aquifer zu bestätigen (SCHULZ 2000, unveröff.).

Der für die **Wiedererwärmung** des abgekühlten Bereichs erforderliche Zeitraum ist deutlich länger als die Nutzungsdauer einer geothermischen Dublette. Eine numerische Simulation einer Modelldublette im norddeutschen Becken lässt vermuten, dass bei rein konduktiver Wiedererwärmung das Temperaturfeld auch nach dem 100-fachen des Nutzungszeitraumes noch nicht vollständig ausgeglichen ist (WENDEROTH 1998). Diese Ergebnisse konnten mit einer numerischen 3D-Modellierung einer in Betrieb befindlichen Dublette im bayerischen Molassebecken bestätigt werden. Die Modellierung der Wärmeregeneration nach Abschluss eines 50 Jahre währenden Betriebszeitraumes unter den gegebenen Randbedingungen zeigt, dass frühestens nach 2000 Jahren mit einer weitgehenden thermischen Regeneration des genutzten Malm-Reservoirs zu rechnen ist (WENDEROTH et al. 2005). Dies konnte seither in vielen weiteren TH-Modellierungen bestätigt werden.

1.4 WIRTSCHAFTLICHKEITSBETRACHTUNGEN ZUR HYDROTHERMALEN ENERGIEGEWINNUNG

Bohrkosten

Eine Kostenschätzung für Tiefbohrungen zur hydrothermalen Energiegewinnung im Teufenbereich von 1.000 m bis 6.000 m ist aufgrund der meist sehr unterschiedlichen Randbedingungen streng genommen nur für den jeweiligen Einzelfall möglich. Dennoch ist im Planungsstadium eine fundierte Kostenschätzung für den weiteren Projektverlauf häufig entscheidend.

Einen wesentlichen Einfluss auf die Kosten einer Bohrung haben neben der **Endteufe** der Bohrung die jeweiligen **Bohr- und Ausbaurdurchmesser** der Bohrung, da nicht nur größere Endteufen sondern auch größere Bohr- und Verrohrungsdurchmesser entsprechend größer dimensionierte Bohranlagen (z. B. hinsichtlich Hakenlast, Spülpumpenleistung und Antriebsenergie) erfordern.

Maßgebend für den Bohrenddurchmesser ist die geplante Nutzung der Thermalwasserbohrung. Bei Bohrungen mit balneologischer Nutzung wurden in Bayern bislang sehr unterschiedliche Ausbauvarianten (Open-hole-Komplettierung mit oder ohne Stützfilter, Cased-hole-Komplettierung mit oder ohne Gravel-pack) realisiert, was wiederum sehr unterschiedliche Enddurchmesser zur Folge hat. Bohrungen zur hydrothermalen Wärmeenergiegewinnung nutzen in Bayern bisher ausschließlich den Malmaquifer, der mit Bohrdurchmessern zwischen 6" und 8 1/2" erschlossen wurde. Diese Bohrungen wurden – von einer Ausnahme abgesehen – mit Open-hole-Komplettierungen mit oder ohne Stützfilter ausgebaut.

Bei einer ausreichenden Durchlässigkeit des Aquifers wird bis zu einer Entnahmemenge von rund 200 m³/h bis maximal ca. 275 m³/h in der Regel ein Endbohrdurchmesser von 6" bis 6 1/4" ausreichend sein. Dieser Endbohrdurchmesser bedingt ein Verrohrungsprofil, wie es in der Erdöl- und Erdgasexploration üblich ist (13 3/8" x 9 5/8" x 7" bzw. bei größeren Tiefen 16" x 13 3/8" x 9 5/8" x 7").

Bei **höheren Förderraten**, wie sie insbesondere für eine hydrothermale Stromerzeugung ohne zusätzliche Wärmenutzung notwendig sind, muss der Thermalwasseraquifer mit Bohrdurchmesser 8 1/2" oder sogar 12 1/4" aufgeschlossen werden. Eine Kalibererweiterung von nur 15 % kann bereits Kostensteigerungen von über 30 % zur Folge haben (LEGARTH 2003; LEGARTH & WOHLGEMUTH 2003).

Selbst bei vergleichbaren Endteufen und Bohrdurchmessern ist von einer erheblichen Schwankungsbreite der Bohrkosten auszugehen. Diese Kostenschwankungen sind zum einen durch die örtlichen Gegebenheiten (z. B. Notwendigkeit von Schallschutzmaßnahmen, Bohrungen von einem Sammelbohrplatz oder von getrennten Bohrplätzen aus etc.) und zum anderen durch die geologischen Verhältnisse am jeweiligen Standort bzw. dem daraus resultierenden Bohrungsverlauf bedingt.

Die Gestaltung des **Bohrvertrages** (Generalunternehmervertrag, Einheitspreisvertrag, Day-rate-Vertrag, AKKO-Vertrag oder Kombination verschiedener Vertragsformen) kann ebenfalls Einfluss auf die Kosten haben. In der Erdöl-/Erdgas-Industrie erfolgt die Umsetzung von Bohrprojekten üblicherweise auf Basis von Day-rate-Verträgen. Voraussetzung für

diese Vertragsform ist allerdings, dass hier auf Auftraggeberseite eine entsprechende Fachkompetenz gegeben ist.

Auch in vielen kommunalen Geothermieprojekten kam bislang ein Day-rate-Vertrag unter Generalunternehmerschaft zur Anwendung, wobei seitens der Auftraggeber für Planung, technische Begleitung und geologische Betreuung auf entsprechend qualifizierte Ingenieurbüros zurückgegriffen wurde. Da bei dieser Vertragsform ein Großteil der Anlagenkosten (ca. 20.000 €/Tag bis 50.000 €/Tag bei Projekten mit Endteufen um die 3.000 m) zeitabhängig ist, kommt der Reduktion der zeitabhängigen Kosten durch eine Optimierung des Bohrprozesses entscheidende Bedeutung zu. So können z. B. bei abgelenkten (gerichteten) Bohrungen die deutlich höheren Kosten für den Einsatz eines automatisierten Richtbohrverfahrens (Rotary Steerable System – RSS) durch einen schnelleren Bohrfortschritt und eine bessere Maßhaltigkeit des Bohrlochs aufgewogen werden (LENTSCH et al. 2015, SCHULZ et al. 2017).

Dass sich mit einer fundierten Planung und Risikobewertung und einer optimierten Bohrausführung einem Anstieg der Bohrkosten entgegenwirken lässt, zeigt das Beispiel Unterföhring. Es ist zu beachten, dass sich die Kosten auf die gesamte (abgelenkte) Bohrstrecke (MD) und nicht auf die vertikale Tiefe (TVD) beziehen. Lag der durchschnittliche Bohrmeterepreis bei der ersten Dublette (2008/2009) in Unterföhring noch bei etwa 1.400 €/m, so betrug er bei den Bohrungen Unterföhring Th3/Th4 (2014) nur noch ca. 1.100 €/m (Die beiden Dubletten weisen Endteufen von 3.042 mMD und 2.578 mMD bzw. 3.050 mMD und 3.897 mMD mit Enddurchmessern von 6 1/8"

auf.). In den Kosten nicht enthalten sind die Kosten für Bohrplatzbau und Testarbeiten, da hier nur schwer eine Vergleichbarkeit verschiedener Projekte herzustellen ist (LENTSCH et al. 2015, SCHULZ et al. 2017).

Im Projekt Holzkirchen betragen die Investitionen für die Bohrungsdublette (mit Endteufen von 5.600 mMD bzw. 6.084 mMD und Enddurchmessern von 6 1/8" bzw. 6" sowie einer Gesamtböhrlänge aufgrund mehrerer Sidetracks von ca. 17.000 mMD) 35,5 Mio. € (REIF 2019). Hieraus errechnet sich ein durchschnittlicher Bohrmeterepreis von gut 2.000 €.

Die Erfahrungen der letzten Jahre hat zudem gezeigt, dass insbesondere die vom Ölpreis abhängige Nachfrage der E&P-Industrie nach Bohrkapazitäten einen entscheidenden Einfluss auf die Bohrkosten hatte. Durch den Einstieg mittelständischer Bohrunternehmen in den Markt für tiefe Geothermiebohrungen hat sich die Marktsituation jedoch zwischenzeitlich entspannt. Die längerfristigen Auswirkungen des gegenwärtigen Ölpreisanstiegs sind jedoch noch nicht abzusehen.

Da die Bohrkosten zudem von einer Vielzahl von weiteren Faktoren abhängig sind, wie z. B. von der Verfügbarkeit einer geeigneten Bohranlage, der aktuellen Marktlage in der Tiefbohrbranche, den aktuellen Rohstoff- und insbesondere Stahlpreisen sowie eventuell notwendigen Lärmschutzvorkehrungen, sind die oben angeführten Kostenangaben nur als grobe Richtwerte zu verstehen.

Balneologische Nutzung

Bei entsprechender Temperatur, Menge und Zusammensetzung kann die balneologische Nutzung von Thermalwasser einen großen Teil der Betriebskosten eines Bades für Wasser und Energie abdecken. Der größere wirtschaftliche Vorteil wird jedoch in einer Attraktivitätssteigerung eines bestehenden Bades oder eines neuen Standortes liegen; dieser Vorteil ist allerdings aufgrund verschiedener Faktoren schwer zu quantifizieren.

In Sonderfällen ist auch eine energetische Nutzung von Begleitgasen des Thermalwassers möglich.

Hydrothermale Wärmegegewinnung

Bei einer hydrothermalen Wärmeversorgung fällt es grundsätzlich schwer, die Kosten und die Erträge aufeinander abzustimmen, da zunächst hohe Investitionskosten anfallen. Bei den jährlichen Kosten überwiegen demzufolge jedoch deutlich die Kapitalkosten; die Wärmegestehungskosten werden daher bei einer derartigen Wärmeversorgung durch Preissteigerungen bei den Energiekosten (für Spitzenlastkessel) und Hilfsenergien (z.B. Pumpenstrom) wesentlich weniger beeinflusst als bei einer Versorgung durch konventionelle Heizkessel.

Eine hydrothermale Wärmeversorgung erfordert aufgrund der **hohen Investitionskosten** für die Erschließung der Wärmequelle und für die übertägige Verfahrenstechnik eine **große Anzahl an Wärmeabnehmern**, die üblicherweise über ein Nah- oder Fernwärmenetz angebunden werden.

Eine Geothermie-Erschließung für Heizzwecke muss daher möglichst **nachfrage- bzw. verbrauchernah** erfolgen; aufgrund der hohen Kapitalkosten sollte zudem möglichst bald nach Inbetriebnahme der Anlage eine hohe Wärmeabnahme sichergestellt sein. Als untere Grenze des Möglichen können Versorgungssysteme von 5 MW Heizleistung angesehen werden, sofern keine ausgesprochen günstige Jahresdauerlinie der Wärmenachfrage oder eine sonstige kontinuierliche Nachfrage wie z. B. die Nutzung des Thermalwassers in einem Thermalbad oder als Prozesswärme in einem Industriebetrieb gegeben sind (SCHNEIDER et al. 2004).

Geothermische Heizzentralen sind typische **Grundlastanlagen**; die Spitzenlast muss daher in der Regel durch einen anderen Energieträger abgedeckt werden.

Eine Abschätzung der maximalen thermischen Leistung in Abhängigkeit von Fördertemperatur und Mengenstrom bei einer realistischen Rücklauf-temperatur von 60°C zeigt Abb. 5. Die dargestellten thermischen Leistungen sind auf Süßwasser bezogen; bei höher mineralisierten Wässern ergeben sich geringere thermische Leistungen. Bei gleicher Temperatur und gleichem Mengenstrom können höhere thermische Leistungen erzielt werden, wenn es gelingt, die Rücklauf-temperatur weiter abzusenken (50°C in Abb. 6). Je niedriger die Rücklauf-temperatur ist, desto besser wird das an einem gegebenen Standort vorhandene thermische Potenzial ausgenutzt.

Für die Wirtschaftlichkeit einer hydrothermalen Wärme-erzeugung entscheidend ist aber neben der maximal möglichen thermischen Leistung vor allem, in welchem Umfang diese

WIRTSCHAFTLICHKEITSBETRACHTUNGEN

12 Geothermische Heizleistung in MW

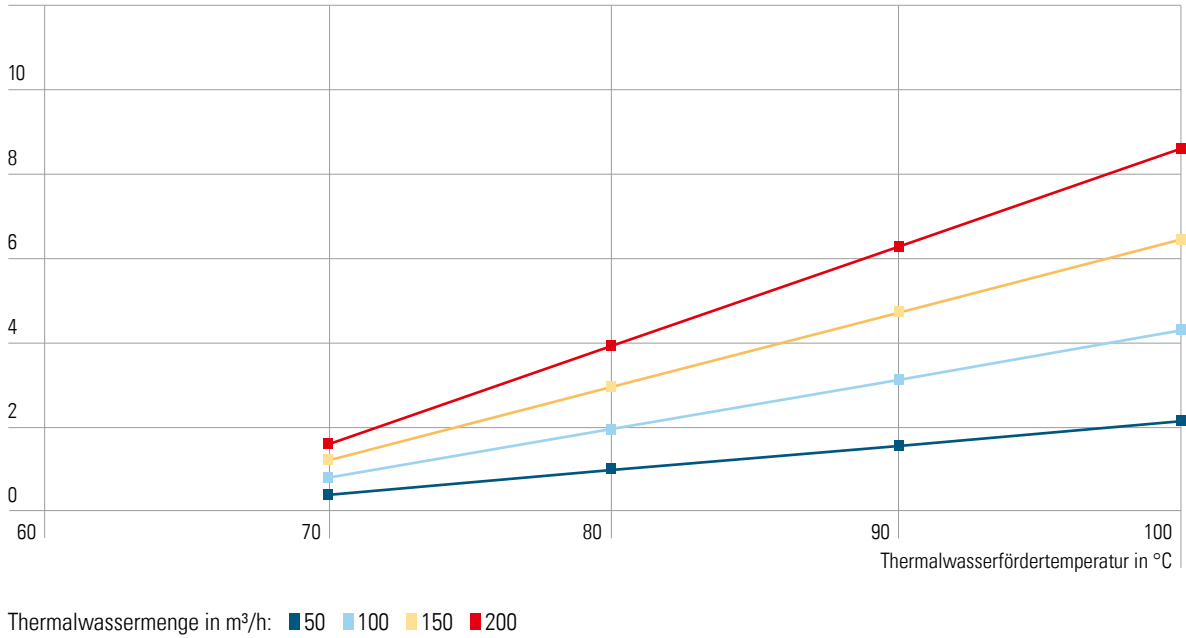


Abb. 5: Geothermische Heizleistungen bei einer Netzrücklauftemperatur von 60 °C (Quelle: GTN)

12 Geothermische Heizleistung in MW

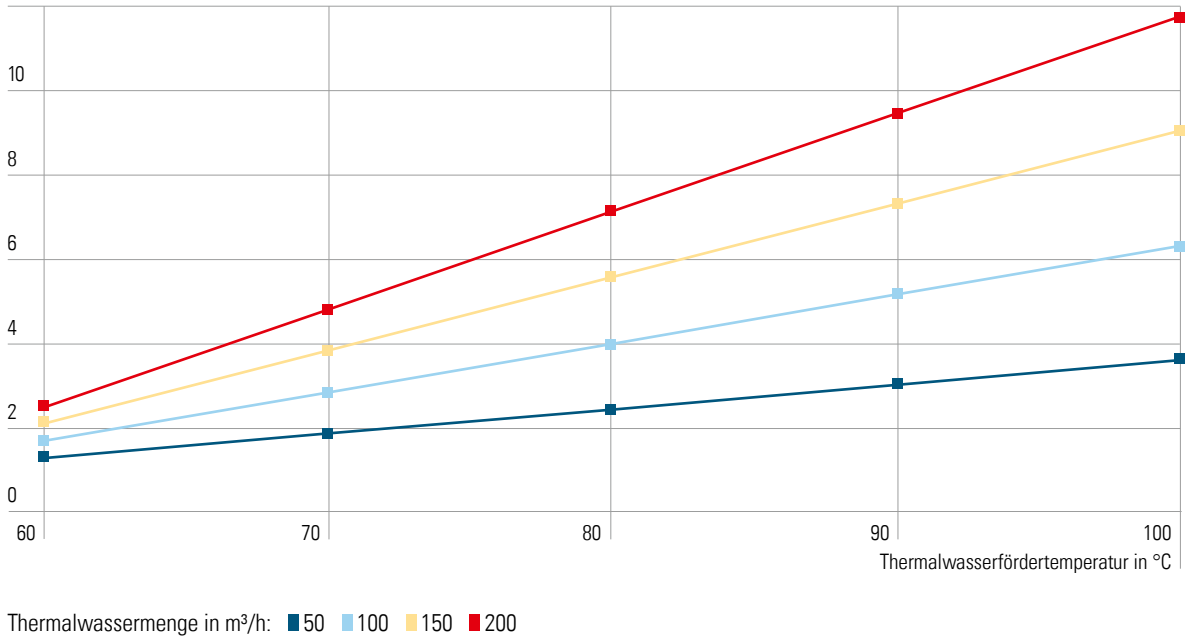


Abb. 6: Geothermische Heizleistungen bei einer Netzrücklauftemperatur von 50 °C (Quelle: GTN)

theoretisch mögliche geothermische Leistung im angeschlossenen Heiznetz nachgefragt wird. Die Nachfrage nach geothermischer Wärme bzw. der geothermische Anteil an der Gesamtwärmelieferung wird im Wesentlichen von zwei Faktoren bestimmt:

➤ **Größe des Heiznetzes**

Anhand typischer geordneter Jahresdauerlinien lässt sich qualitativ zeigen (Abb. 7), dass der Anteil der geothermischen Wärmelieferung umso größer ist, je größer das Heiznetz ist (Der Rückgang der möglichen geothermischen Heizleistung im Bereich der Spitzenlast ist durch die dort höheren Rücklauftemperaturen bedingt.).

➤ **Charakteristik der Wärmenachfrage**

Anhand typischer geordneter Jahresdauerlinien lässt sich ebenso zeigen (Abb. 8), dass der Anteil der geothermischen Wärmelieferung umso größer ist, je größer die Zahl der Vollbenutzungsstunden ist. Wärmenetze mit reiner Heizwärmeversorgung haben in der Regel Vollbenutzungsstundenzahlen im Bereich von 1.800 bis 2.000 h/a. Nur wenige Stunden im Jahr wird die Spitzenlast nachgefragt (SCHNEIDER et al. 2004). Können Abnehmer gefunden werden, die auch in der Übergangszeit und im Sommer einen nennenswerten Wärmebedarf haben (z.B. industrielle Abnehmer, Thermalbad), erhöht sich die Zahl der Vollbenutzungsstunden.

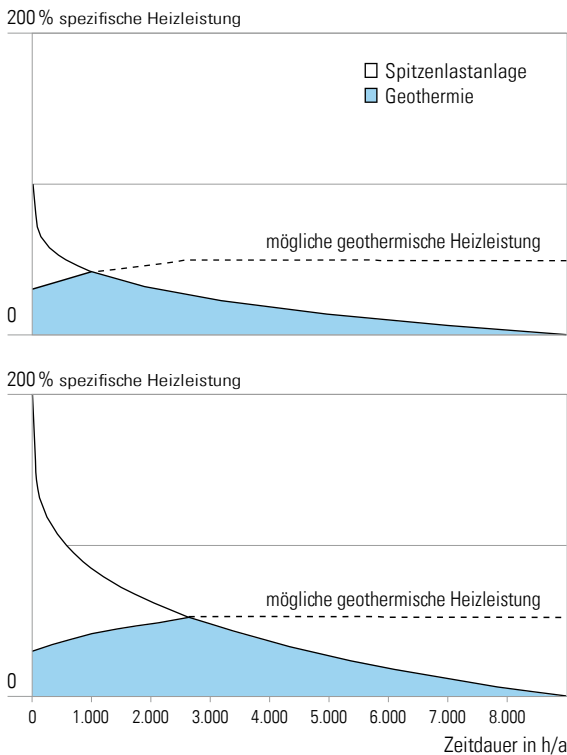


Abb. 7: Geothermische Wärmelieferung bei unterschiedlicher Netzgrößen (Quelle: GTN)

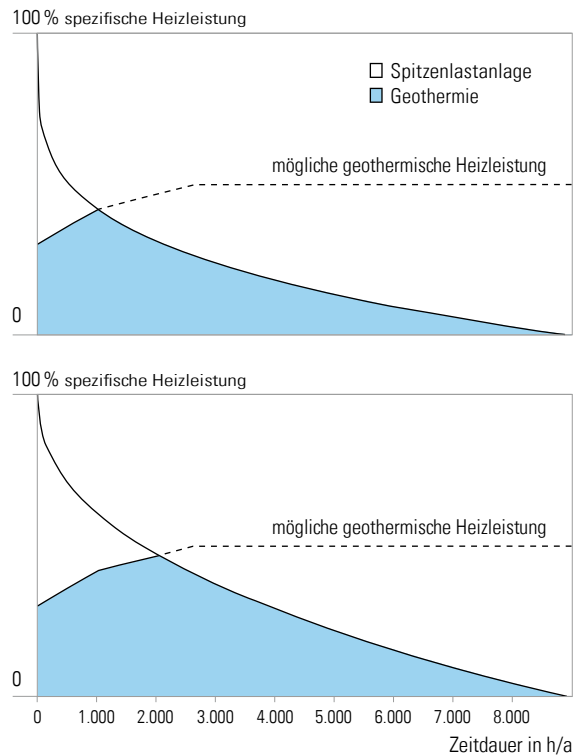


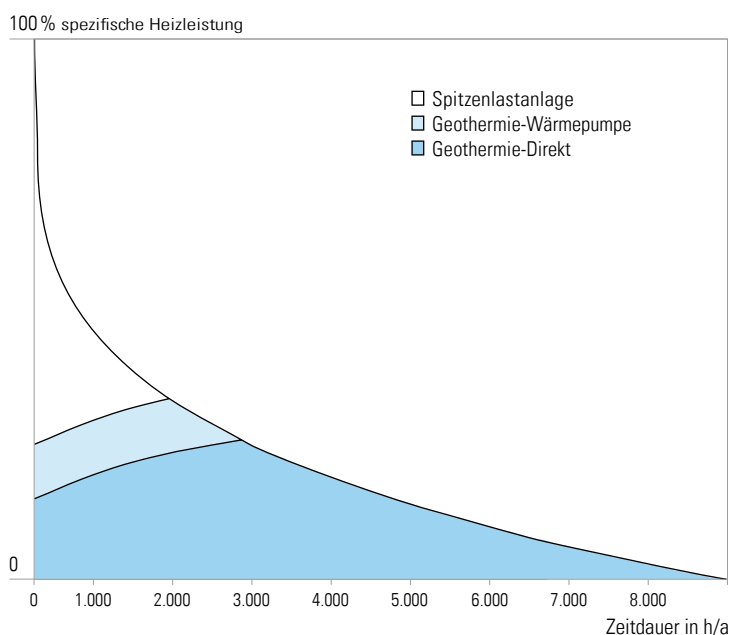
Abb. 8: Geothermische Wärmelieferung bei unterschiedlicher Bedarfscharakteristik (Quelle: GTN)

Zur besseren Ausnutzung des geothermischen Potenzials durch eine Erhöhung der Temperaturspreizung können im Mittellastbereich **Wärmepumpen** eingesetzt werden (Abb. 9). Mit Wärmepumpen muss auch die Temperatur des Thermalwassers angehoben werden, falls diese unter der vom Heiznetz benötigten Vorlauftemperatur liegt. Inwieweit der Einsatz von Wärmepumpen jedoch energetisch und wirtschaftlich sinnvoll ist, ist aufgrund der standortspezifischen und energiewirtschaftlichen Rahmenbedingungen zu prüfen. Entscheidend dabei ist, ob die zusätzlichen Investitionen in die Wärmepumpen und deren nicht unerhebliche Betriebskosten durch den Verkauf oder Mehrverkauf geothermischer Wärme gedeckt werden können.

Ein **Blockheizkraftwerk** ist eine weitere Komponente, die in eine hydrothermale Wärmeerzeugung integriert werden kann. Die vor allem zur Thermalwasserförderung und -reinjektion erforderliche elektrische Energie von rund 80

bis über 200 kW_{el} wird mit einer hohen Volllaststundenzahl benötigt; darüber hinaus kann damit ggf. auch eine Wärmepumpe betrieben werden. Die anfallende Abwärme kann in das Heiznetz eingespeist werden; hierbei kann sich allerdings möglicherweise eine Konkurrenzsituation ergeben, da sowohl das Blockheizkraftwerk als auch das Thermalwasser Grundlastwärme bereitstellen. Es ist daher im Einzelfall zu prüfen, ob die Integration eines Blockheizkraftwerkes wirtschaftlich sinnvoll ist.

Die **Kosten für eine hydrothermale Wärmeversorgung** setzen sich aus kapitalgebundenen Kosten (Investitionskosten für die Bohrungen mit Ausbau und Thermalwasserförderpumpe, Heizwerk und ggf. Verbundleitung) und betriebsgebundenen Kosten (Stromverbrauch der Thermalwasserförderpumpe, Personal, Wartung und Versicherung) sowie bedarfsgebundenen Kosten (Kosten für die Wärmeverteilung bzw. -lieferung) zusammen.



.....
 Abb.9: Geothermische Wärmelieferung bei Wärmepumpeneinsatz in der Mittellast
 (Quelle: GTN)

Eine belastbare Abschätzung der Investitionskosten für eine hydrothermale Wärmeversorgung ist nur anhand der konkreten Randbedingungen des jeweiligen Geothermieprojektes möglich. Die aktuellen Kostensteigerungen sind zu berücksichtigen. Die betriebsgebundenen Kosten stellen im Gegensatz zu den bedarfsgebundenen Kosten nur einen untergeordneten Kostenanteil dar. Letztere bilden hingegen einen erheblichen Anteil der Kosten, da für den Aufbau eines Nah-/Fernwärmenetzes je nach Umfeld von spezifischen Kosten von rund 500 €/m bis deutlich über 1.000 €/m auszugehen ist. Auch hier sind die aktuellen Preissteigerungen zu berücksichtigen.

Hydrothermale Kälteerzeugung

Aufgrund der fortschreitenden Klimänderung und den damit einhergehenden höheren Temperaturen und längeren Hitzeperioden wird vor allem im städtischen Bereich der Klimatisierungsbedarf von Gebäuden deutlich zunehmen. Die aktuell häufigste Technologie zur Kälteerzeugung sind Kompressionskältemaschinen (KKM), die jedoch einen hohen Strombedarf aufweisen und noch häufig klimaschädliche Kältemittel nutzen. Eine Alternative zur Kältebereitstellung mittels KKM sind Sorptionskältemaschinen, die unter deutlich reduzierten Einsatz von elektrischer Energie aus Wärmeenergie direkt Kälte bereitstellen, wobei die häufigste Technologie Absorptionskältemaschinen (AKM) sind.

Besonders bei Fernwärmeprojekten kann die zusätzliche Bereitstellung von Kälte aufgrund des im Vergleich zur Wärmenachfrage antizyklischen Jahresbedarfs die Auslastung (Volllaststunden) eines Projekts deutlich erhöhen. Ein

Praxisbeispiel dafür ist die Kältebereitstellung aus geothermischer Wärme für Bürogebäude in Unterföhring.

Kaskadennutzung

Das geförderte Thermalwasser kann neben der Versorgung von Fernwärmenetzen auch für eine Vielzahl weiterer Niedertemperaturprozesse genutzt werden. Dabei wird im Idealfall je nach Temperaturbereich und Art der Wärmeabnehmer das Thermalwasser stufenweise (Kaskade) für mehrere Prozesse genutzt.

In Bayern, Oberösterreich und der Steiermark versorgt Thermalwasser Gewächshäuser mit Flächen bis zu ca. 20 ha. Diese Nutzung ist teilweise mit einer Fernwärmenutzung bzw. mit der Thermalwasserversorgung für ein Thermenzentrum gekoppelt.

Hydrothermale Stromerzeugung

Für die hydrothermale Stromerzeugung sind Mindesttemperaturen von ca. 80 °C und hohe Volumenströme erforderlich, wobei bei einer Temperatur von ca. 100 °C als absolutes Minimum eine Förderrate von ca. 14 l/s (50 m³/h) angesetzt werden kann (PASCHEN et al. 2003). In der Praxis wird sich bei solch geringen Fließraten eine hydrothermale Stromerzeugung – wenn überhaupt – nur im Zusammenhang mit einer hydrothermalen Wärmeerzeugung rechnen; für eine ausschließliche Stromerzeugung muss von deutlich höheren Mindestförderaten ausgegangen werden.

Die **Nettowirkungsgrade** bestehender ORC-Anlagen bewegen sich bei Thermalwassertemperaturen unter 135 °C, wie sie für Bayern anzunehmen sind, unterhalb von 10 %. Für Kalina-Anlagen wird je nach Rahmenbedingungen eine Steigerung um 15 bis 30 % (KABUS et al. 2003) auf Nettowirkungsgrade von über 10 % erwartet; für derartige Anlagen liegen weltweit allerdings noch kaum Betriebserfahrungen vor.

Eine Abschätzung der möglichen hydrothermalen Brutto-Stromproduktion in Abhängigkeit von Temperatur und Fördermenge ist in Abb. 10 dargestellt (SCHNEIDER et al. 2004).

Basis der Berechnung ist ein ORC-Prozess. Es wird davon ausgegangen, dass im Verdampfer und im Vorwärmer der Maschine eine Auskühlung auf jeweils 70 °C erfolgt. Angegeben ist die Brutto-Stromproduktion, d.h. der elektrische Eigenbedarf der Anlage ist nicht

berücksichtigt (SCHNEIDER et al. 2004). Dieser Energiebedarf, der vor allem für die Förderung und die Reinjektion des Thermalwassers sowie für die Rückkühlung des Arbeitsmittels erforderlich ist, kann je nach Fließwiderstand im Gebirge und der eingesetzten Rückkühlungsvariante weit über 50 % der erzeugten elektrischen Energie betragen. Aufgrund der Vielzahl der möglichen Standortbedingungen und der möglichen Systemkonfigurationen sind allgemeingültige Aussagen hierzu nicht möglich.

Die **Kühleinrichtungen** für die Rückkühlung des Arbeitsmittels haben erheblichen Einfluss auf die energetische Effizienz und die Wirtschaftlichkeit einer hydrothermalen Stromerzeugung. Je niedriger die Rückkühltemperatur ist, desto höher ist der Wirkungsgrad des Kreisprozesses. Folgende Varianten sind möglich:

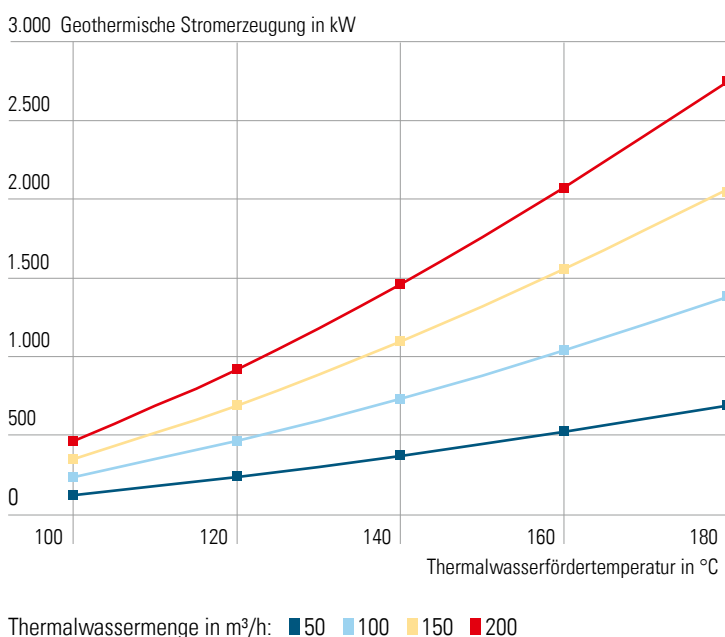


Abb. 10: Abschätzung der möglichen Brutto-Stromerzeugung mit einer ORC-Anlage bei unterschiedlicher Fördertemperatur und -rate (Quelle: GTN)

- Frischwasserkühlung (Nutzung von Grund- oder Oberflächenwasser)
- Verdunstungskühlung (Nasskühlturm)
- Direkte Trockenkühlung (Trockenkühlturm)

Der Wirkungsgrad bei Luftkühlung ist bei Thermalwassertemperaturen unter 135 °C deutlich geringer als bei Wasserkühlung. Für Thermalwassertemperaturen um die 100 °C kann bei ungünstigen Kühlungsverhältnissen und hohem Leistungsbedarf der Tiefpumpe der Eigenbedarf der Anlage über die Generatorleistung steigen und so der Kraftwerkwirkungsgrad kleiner Null werden (KÖHLER 2002).

Im deutschsprachigen Raum außerhalb von Bayern sind mit Stand 03/2022 fünf Anlagen zur hydrothermalen Stromerzeugung am Netz (Altheim/Oberösterreich, Bad Blumau/Steiermark, Bruchsal/Baden-Württemberg, Insheim/Rheinland-Pfalz und Landau/Rheinland-Pfalz). In Bayern erzeugen neun Anlagen überwiegend oder zusätzlich Strom (Dürrnhaar, Garching/Alz, Holzkirchen, Kirchstockach, Kirchweidach, Oberhaching (Laufzorn), Sauerlach, Taufkirchen und Traunreut), drei Anlagen sind Strom-geführt, fünf Anlagen sind Wärme-geführt. Drei Anlagen sind in Deutschland aus wirtschaftlichen oder technischen Gründen bereits wieder stillgelegt (Neustadt-Glewe/Mecklenburg-Vorpommern, Simbach a. Inn/Bayern und Unterhaching/Bayern). Die Mehrzahl der Anlagen sind ORC-Anlagen mit Luftkondensator-Kühlung, die meist in Kraft-Wärme-Kopplung betrieben werden. Die stillgelegte Anlage in Unterhaching war die erste deutsche Kalina-Anlage und wurde im Wärme-geführten Betrieb gefahren.

Auf Basis der **Investitionskosten** der Strom-geführten Anlagen in Deutschland lässt sich für die relevanten spezifischen Kosten für die Stromerzeugung eine Spannbreite von 7,0 €/kW bis 26,9 €/kW angeben (STEINLECHNER & GÖTZL 2020). Diese Kosten beziehen sich nur auf die für die Stromerzeugung notwendigen Anlagen-Komponenten.

Für das Kraftwerk in Holzkirchen (Bau 2017/18) wird z.B. eine Investitionssumme von 23 Mio. € angegeben (REIF 2019), angesichts der derzeitigen Rohstoff- und Materialpreise sind aber mit Stand heute deutlich höhere Kosten zu erwarten.

1.5 RISIKOBETRACHTUNGEN

Die Erschließung und die energetische Nutzung von Thermalwasser sind mit potenziellen Risiken verbunden. Diese Risiken lassen sich zum einen als geologische Risiken und zum anderen als bohrtechnische und anlagentechnische Risiken beschreiben (SCHNEIDER et al. 2004), die entweder dem Auftraggeber, dem Bohrunternehmer oder dem Betreiber der Anlage zuzurechnen sind. Daneben bestehen weitere Risiken, die Auswirkungen auf Dritte haben können. All diese Risiken sind aufgrund möglicher Mehrkosten zwangsläufig mit **wirtschaftlichen Risiken** verknüpft.

Geologisches Risiko

Dieser Begriff stammt aus der Kohlenwasserstoff-Exploration. Neben dem Fündigkeitsrisiko (siehe unten) umfasst das geologische Risiko alle Probleme, die durch entgegen der Prognose angetroffene geologische Verhältnisse (d.h. insbesondere infolge geologisch bedingter Bohrprobleme durch instabile Schichten, erhöhte Porendrücke und/oder Gebirgsspannungen etc.) verursacht werden.

➤ Geologisch bedingte Bohrprobleme

In Südbayern stellen erhöhte Porendrücke (Porenüberdruck) in den oligozänen Schichten (Chatt und Rupel) des Molassebeckens sowie in den unterlagernden Tonmergeln der Oberkreide ein geologisches Risiko für die Stabilität und Sicherheit von Tiefbohrungen dar (vgl. DREWS et al. 2018a, DREWS et al. 2018b, FLECHTNER UND AUBELE 2019, MÜLLER et al. 1988). Bei falsch dimensioniertem Spülgewicht (Dichte der Bohrspülung) kann es in der Porenüberdruckzone einerseits zu Instabilitäten und Nachfall oder andererseits

zum Festwerden durch „Differential Pressure Sticking“ kommen (PLETL et al. 2010). In permeablen Schichten wie z. B. den Sandsteinen des Rupel oder der Bausteinschichten können zusätzlich weitere Bohrprobleme wie Zuflüsse oder Kicks von Formationswasser oder Formationsgas auftreten (DREWS et al. 2018A, DREWS et al. 2018B, DREWS et al. 2020, LACKNER et al. 2018). Diese geologisch bedingten Bohrprobleme können die Bohrlochstabilität bzw. -integrität gefährden und erhebliche Verzögerungen oder sogar kostspieligen Sidetracks zur Folge haben (FLECHTNER UND AUBELE 2019, LACKNER et al. 2018, PLETL et al. 2010). Analog zur Verbreitung der Tonmergel der Oberkreide, die wahrscheinlich als hydraulische Barriere zwischen dem unter Porenüberdruck stehendem Deckgebirge und den unterhydrostatischen Karbonaten der Unterkreide und Oberjura wirken (DREWS et al. 2018a, DREWS et al. 2018b), sind erhöhte Porendrücke in der Vorlandmolasse östlich, südlich und südwestlich von München anzutreffen (DREWS et al. 2018a, DREWS et al. 2018b). Im süd-südöstlichen Bereich des Molassebeckens können dabei Druckgradienten bis jenseits von 20 MPa/km angetroffen werden (DREWS et al. 2018A, MÜLLER et al. 1988). Das vertikale Intervall, in dem der Druck von der Porenüberdruckzone hin zum unterhydrostatischen Druckniveau der Unterkreide und des Jura abfällt, kann dabei teils nur wenige 100er m betragen.

Das Risiko geologisch bedingter Bohrprobleme lässt sich erheblich minimieren, indem die seismische Standorterkundung, sowie die Bohrhistorie und geophysikalischen Bohrlochmessungen von umliegenden bereits abgeteuften Bohrungen frühzeitig in die Bohrplanung einbezogen werden. Hierbei ist es

essentiell, dass das Spülgewicht innerhalb einer Bohrsektion einerseits den maximalen Porendruck nicht unterschreitet, um schwerwiegende Instabilitäten sowie Zuflüsse zu vermeiden. Gleichzeitig sollte das Spülgewicht innerhalb einer Bohrsektion die minimale Hauptspannung nicht überschreiten, um Spülungsverluste zu vermeiden.

Die seismische Standorterkundung liefert hierbei wichtige Erkenntnisse zur Tiefenlage der Porenüberdruckzone, die in der Regel von den Tonmergeln des Chatt und Rupel bis in die Tonmergel der Oberkreide reicht. Die Bohrhistorie von umliegenden Bohrungen sollte im besten Fall die verwendeten Spülgewichte, Rohrabsetzteufen, Spülgasaufzeichnungen, Bohrprobleme wie Instabilitäten, Festwerden, Zuflüsse, Kicks und Verluste sowie Druckteste (Drill Stem Tests, Wireline Formation Tests) umfassen. Formationstests wie Leak-Off Tests oder bedingt auch Formation Integrity Tests von umliegenden bereits abgeteufte Bohrungen können genutzt werden, um die minimale Hauptspannung abzuschätzen. Die minimale Hauptspannung liegt dabei im Vorlandbereich des Bayerischen Molassebeckens in der Regel unterhalb der Vertikalspannung (DREWS et al. 2019, ZIEGLER UND HEIDBACH 2020, ZIEGLER et al. 2016). Zusätzlich bietet die detaillierte Analyse von geophysikalischen Bohrlochmessungen aus umliegenden Bohrungen eine weitere Informationsgrundlage bezüglich Ausmaß und Magnitude der Porenüberdruckzone. So können insbesondere Schalllaufzeiten aus dem Sonic-Log und/oder von Geophonversenkungen genutzt werden, um Porenüberdruck in den Tonmergelpaketen des Rupel und der Oberkreide zu detektieren und abzuschätzen (DREWS et al. 2018a).

➤ **Fündigkeitsrisiko**

Unter dem Fündigkeitsrisiko ist zu verstehen, dass der erschlossene Thermalwasseraquifer in der Förder- oder Reinjektionsbohrung nicht die in den Vorstudien prognostizierten Eigenschaften aufweist und daher die Temperatur und die Ergiebigkeit nicht den geforderten Bedingungen entsprechen. Eine hohe Prognoseunsicherheit besteht insbesondere an Standorten in Gebieten mit verhältnismäßig geringem Aufschlussgrad, wobei generell Prognosen hinsichtlich der Temperatur zuverlässiger möglich zu sein scheinen als hinsichtlich der möglichen Ergiebigkeit.

Das geologische Risiko lässt sich minimieren, indem sorgfältig alle verfügbaren Informationen aus vorhandenen **seismischen Untersuchungen und Bohrungen** ausgewertet werden. Die Erfahrung zeigt, dass ein Reprocessing vorhandener Seismikdaten einen erheblichen Informationsgewinn bringen kann. Da zudem zumindest in Südbayern das Netz an seismischen Linien vergleichsweise dicht ist, wird man hier im Einzelfall auf zusätzliche seismische Untersuchungen verzichten können. In weniger gut erkundeten Gebieten ist jedoch eine seismische Neuvermessung unerlässlich, wobei heute überwiegend 3D-Seismik eingesetzt wird.

Bohr- und Seismikdaten sind in der Regel im Besitz der derzeit oder vormals dort tätigen Erdöl- und Erdgasexplorationsfirmen, so dass bislang bei diesen Firmen um eine Erlaubnis zur Einsichtnahme angefragt oder Nutzungsrechte an diesen Daten erworben werden mussten.

Die Überlassung von Aufsuchungsdaten wurde in dem Gesetz zur staatlichen geologischen Landesaufnahme sowie zur Übermittlung, Sicherung und öffentlichen Bereitstellung geologischer Daten und zur Zurverfügungstellung geologischer Daten zur Erfüllung öffentlicher Aufgaben (**Geologiedatengesetz-GeolDG**), erlassen am 19.06.2020 (BGBl. I S. 1387), Inkraftgetreten am 29.06.2020, neu geregelt (siehe Anhang). Das Gesetz gilt auch rückwirkend für alle Daten, die dem Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU) als zuständige Behörde auf Grundlage des Lagerstättengesetzes (LagerstG) überlassen wurden. Neue Vorhaben sind rechtzeitig vorab dem LfU anzuzeigen, die erhobenen geologischen Daten sind dem LfU zu übermitteln. Die dem LfU gesetzlich überlassenen bzw. zu überlassenden Daten werden in Abhängigkeit von der jeweiligen Datenkategorie (Nachweis- bzw. Fachdaten) nach Ablauf bestimmter Fristen ab Erstellung der Daten öffentlich bereitgestellt und sind frei zugänglich. Dies gilt auch für die vor Inkrafttreten des Gesetzes erhobenen Daten. Da die einschlägigen Fristen vielfach schon abgelaufen sind, steht ein Großteil der in Bayern vorhandenen Bohr- und Seismikdaten für eine allgemeine Nutzung zur Verfügung.

Im Jahr 2003 wurde für das Geothermieprojekt Unterhaching das Fündigkeitsrisiko erstmals über eine **privatwirtschaftliche Versicherungslösung** abgedeckt. Im Anschluß wurden auch für weitere Projekte Versicherungslösungen realisiert. Nach mehreren Schadensfällen war es aber ab dem Jahr 2012 über Jahre hinweg nicht mehr möglich, das Fündigkeitsrisiko zu versichern. Erst wieder im Jahr 2017 konnte für das Geothermieprojekt Bruck in Garching a. d. Alz wieder ein Versicherungskonsortium zur Zeichnung einer

tatsächlichen Fündigkeitsversicherung der ersten Bohrung – mit Teil- und Vollschatensmodell – gewonnen werden. Hierfür wurde von Projektentwickler, Makler und Versicherern ein eigenes Berechnungsmodell entwickelt. Dieses berücksichtigt für mögliche Teilfündigkeiten unterschiedliche Produktivitätsindizes bei unterschiedlichen Schüttungen und liefert bereits vor Investitions- und Bohrbeginn Klarheit über die Höhe der Schadensabgeltung eines potentiellen Versicherungsfalles (FRIEDLAENDER 2019).

Bohrtechnisches Risiko

Das Abteufen einer Geothermiebohrung unterscheidet sich nicht oder nur unwesentlich vom Abteufen einer Erdöl- oder Erdgasbohrung und ist daher Stand der Technik. Eine sorgfältige bohrtechnische Planung ist unabhängig vom Ziel der Bohrung erforderlich.

Trotz einer sorgfältigen Planung ist das Risiko einer technischen Havarie auch auf einer modernen Rotarybohranlage nicht völlig auszuschließen. Dieses Risiko ist unabhängig vom Ziel der Bohrung gegeben; allerdings genügen insbesondere Bohrkontraktoren aus der Erdöl- und Erdgasindustrie in der Regel sehr hohen Sicherheitsstandards. Die Risikoverteilung zwischen Auftraggeber und Auftragnehmer ist im Bohrvertrag zu klären; in der Regel gehen jedoch bei Geothermiebohrungen Mehrkosten aufgrund technischer Havarien zu Lasten des Bohrkontraktors.

Technische Probleme, die durch entgegen der Prognose angetroffene geologische Verhältnisse bedingt sind, zählen hingegen zum Problemkreis der geologischen Risiken. Mehr-

kosten aufgrund derartiger Probleme wie z. B. der Verschiebung von Verrohrungsteufen gehen zu Lasten des Auftraggebers.

Anlagentechnisches Risiko

Neben dem normalen technischen Risiko, das bei mit höheren Drücken betriebenen Anlagen immer gegeben ist, können bei Thermalwässern je nach Chemismus der Wässer spezielle Probleme auftreten. Hierzu zählen:

➤ **Gasgefährdung**

Durch im Thermalwasser gelöste Gase wie Schwefelwasserstoff (H_2S) oder Methan (CH_4) kann sowohl in der Bohr- als auch in der Betriebsphase eine Gefährdung auftreten. Hierauf ist sowohl in den Vorstudien als auch bei der Planung der Anlage zu achten.

➤ **Korrosion**

Korrosionsauslösende Faktoren können Sauerstoff, Wasserdampfbildung im Ringraum der Bohrungen, aggressive Kohlensäure, gelöste Chloridionen, Schwefelwasserstoff, pH-Wert, Temperatur und nicht zuletzt konstruktive Verhältnisse der Anlage sein (SCHNEIDER et al. 2004). Für den Korrosionsschutz stehen verschiedene aktive und passive Verfahren zur Verfügung, die in Abhängigkeit von der Temperatur und der chemischen Beschaffenheit des erschlossenen Thermalwassers sowie von den Systemdrücken ausgewählt werden sollten.

➤ **Ausfällungen**

Durch Verschiebungen des Redoxpotentials oder der Löslichkeit bei der Abkühlung des Thermalwassers kommt es vielfach zu Ausfällungen im Thermalwasserkreislauf.

Derartige Ausfällungen (Scalings) treten insbesondere im Malm bei höheren Temperaturen und Förderraten auf. Hier sind regelmäßig Maßnahmen wie Säuerungen erforderlich, um Pumpenschäden zu vermeiden. Auch der Einsatz von Inhibitoren bzw. die Zugabe von CO_2 wird erprobt, um Ausfällungen zu vermeiden.

➤ **Injektionsverhalten**

Durch Sauerstoffeintrag im obertägigen Thermalwasserkreislauf könnten bei der Reinjektion insbesondere in Porenspeichern je nach Zusammensetzung des Speichergesteins chemische Reaktionen und Ausfällungen im Speichergestein hervorgerufen werden, die wiederum zu einer permanenten Speicherschädigung (Verringerung der Durchlässigkeit) führen können. Geeignete Gegenmaßnahmen sind eine Inertgasbeaufschlagung und eine obertägige Filtration im Thermalwasserkreislauf.

➤ **Mikrobiologische Probleme**

Jedes Thermalwasser enthält autochthone und allochthone Mikroorganismen. Unter bestimmten Bedingungen wie Thermalwassertemperaturen um $40^\circ C$ und dem Vorhandensein abbaubarer organischer Substanz könnte ein mikrobiologisches Massenwachstum einsetzen, das insbesondere einen Porenspeicher schädigen kann. Bei höheren Temperaturen sind derartige Probleme nicht zu erwarten.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass im Malm im südbayerischen Molassebecken in der Regel mit Ausnahme von Ausfällungen keine größeren anlagentechnischen Risiken aufgrund der Beschaffenheit der Thermalwässer zu erwarten sind. Bei einer

Thermalwassererschließung in anderen Horizonten insbesondere in Nordbayern muss dieser Problemkreis jedoch berücksichtigt werden.

Seismisches Risiko

Wie bei allen menschlichen Eingriffen in den Untergrund (z. B. Bergbau, Erdöl- und Erdgasförderung, Talsperrenbau und Tunnelbau) können auch durch die tiefe Geothermie sowohl in der Stimulations- als auch Betriebsphase Erschütterungen im Untergrund hervorgerufen werden, die wenig präzise als induzierte Seismizität bezeichnet werden. Im wissenschaftlich korrekten Sinn tritt induzierte Seismizität infolge einer technisch gewollten Stimulationsmaßnahme im Untergrund auf, etwa bei der Nutzung petrothermaler Systeme. Hier wird durch die Erzeugung von neuen Rissflächen oder dem Aufweiten von vorhandenen Rissflächen im Gebirge zwangsläufig kleine Erschütterungen erzeugt, die jedoch in der Regel an der Oberfläche nicht spürbar sind. Diese Erschütterungen werden mit Messstationen beobachtet und zur Ortung der erzeugten Risse verwendet um Aufschluss über die Wirksamkeit der Maßnahme bzw. der Produktivität des Reservoirs zu erhalten. Im Allgemeinen ist die Herdfläche und damit die Magnitude der induzierten Erdbeben auf die Region des Eingriffs beschränkt.

Streng genommen davon getrennt zu sehen sind sogenannte „getriggerte“ Erdbeben, die durch andere Faktoren als rein durch die natürlich vorhandene Tektonik bedingte Spannungsänderungen verursacht sind. Diese ausgelösten Beben finden vorwiegend an existierenden Störungen quasi in Fernwirkung auf

die äußeren Veränderungen statt. In diesem Fall können die Magnituden durchaus größer werden, da die Änderung „nur“ der Auslöser und nicht der eigentliche Grund der Erdbeben ist. Beispiele für solche „getriggerten“ Erdbeben sind z. B. im Oberrheingraben zu finden. Hier kam es schon beim Verpressen oder der Förderung von geringen Volumen an Wasser zu signifikanten Erdbeben (z. B. Straßburg). Da es auch natürliche Auslösefaktoren gibt, diskutiert werden u. a. Starkregenereignisse, Temperatur, Fernwirkung von Erdbebenwellen, wird zur Abgrenzung der menschlich verursachten Erdbebenaktivität fast ausschließlich der Begriff der induzierten Erdbeben für beide Ursachen verwendet.

Allgemein ist beim Betrieb von tiefer Geothermie – insbesondere auch bei hydrothermalen Systemen – nicht auszuschließen, dass durch die Erhöhung des Poren- oder Kluftwasserdrucks bestehende Spannungen im Untergrund an bereits vorhandenen Störungen gelöst werden, was zu an der Oberfläche spürbaren Erschütterungen führen kann. Dies gilt im Besonderen in tektonisch und seismisch aktiven Zonen wie z. B. dem Rheingraben (Beispiel Landau bzw. Insheim). Als mögliche Auslösemechanismen werden neben der Veränderung des Fluiddrucks und der damit möglichen Beeinflussung von benachbarten, natürlichen Störungen auch die thermische (Abkühlung im Bereich der Reinjektionsbohrung) und möglicherweise sogar chemische Be- oder Entlastung dieser Bruchzonen diskutiert. Die daraus resultierenden seismischen Ereignisse liegen meist in etwa zwei bis fünf Kilometer Tiefe, haben üblicherweise eine geringe Magnitude und verursachen in der Regel keine Schäden.

Auch in Bayern wurden im Umfeld bestehender, produktiver Geothermieranlagen seismische Ereignisse mit meist geringer Magnitude registriert. Ereignisse mit Magnituden über der Fühlbarkeitsschwelle waren im Umfeld des Geothermieprojekts Unterhaching wenige Monate nach Aufnahme des Betriebs im Februar bzw. Juli 2008 zu verzeichnen. Insgesamt wurden hier bis heute mit stark abnehmender Tendenz über 650 schwächere Ereignisse registriert. Jahre nach Aufnahme des Betriebs waren auch im Umfeld des Geothermieprojekts Poing im Dezember 2016 und im September 2017 drei Ereignisse mit Magnituden über der Fühlbarkeitsschwelle zu verzeichnen, ein weiteres gefühltes Ereignis im April 2018 ist möglicherweise dem Geothermieprojekt Dürrnhaar zuzuordnen (SEITHEL et al. 2018). Die Ereignisse in Unterhaching und Poing konnten mit Hilfe von Herdflächenlösungen nahezu horizontalen Blattverschiebungen an zwei NE-SW- bzw. ENE-WSW-streichenden, steilstehenden Störungszonen zugeordnet werden. Die Hypozentren sind offensichtlich im obersten Kristallin zu lokalisieren (WAWERZINEK et al. 2021).

Durch die schrittweise Verbesserung der seismischen Überwachung kann mittlerweile mit hoher Wahrscheinlichkeit die geothermische Nutzung des Malmaquifers und die damit verbundenen Änderungen des Spannungsgeschehens im unterliegenden Grundgebirge als Ursache für die Erdbebentätigkeit betrachtet werden. Grundsätzlich ist allerdings davon auszugehen, dass in tektonisch ruhigen und nahezu aseismischen Gebieten wie etwa dem bayerischen Molassebecken eine hydrothermale Energienutzung zwar induzierte Seismizität zur Folge haben kann. Die Wahrscheinlichkeit aber, ein Erdbeben auszulösen,

dessen Magnitude die Schadensschwelle überschreitet, ist insgesamt als eher gering bis sehr gering einzuschätzen. Die bisherigen Erfahrungen aus über 20 Jahren hydrothermalen Energiegewinnung im bayerischen (seit 1998) und oberösterreichischen (seit 1996) Teil des Molassebeckens bestätigen weitgehend diese Einschätzung. Insbesondere zeigt die Erfahrung der letzten Jahre, dass bei einer durchdachten und den tektonischen Gegebenheiten angepassten Bohrplanung mit einer Bewertung der durch die Bohrung angefahrenen Störungen in Hinblick auf ihren Spannungszustand die Größe und Häufigkeit von seismischen Ereignissen signifikant minimiert werden kann.

Um dennoch für den Fall eines größeren, möglicherweise Schaden verursachenden Erdbebens gerüstet zu sein, hat der Gesetzgeber auf das Auftreten von Seismizität reagiert und zum einen im Bundesberggesetz (BBergG) die Bergschadensvermutung und damit eine Beweislastumkehr auch auf den Bohrlochbergbau ausgeweitet. Zum anderen wurden auch Erschütterungen durch induzierte Erdbeben in die sogenannte Einwirkungsbereichsbergverordnung (EinwirkungsBergV) einbezogen. Dieser Novellierung des Bergrechts wird seitens der Bergbehörden auch dadurch Rechnung getragen, dass bei tiefen Geothermieprojekten vorab ein seismologisches Gutachten (FKPE 2014) gefordert und ein entsprechendes seismisches Monitoring (FKPE 2012) vorgeschrieben wird.

Im Großraum München wurde im Hinblick auf diese Anforderungen in Zusammenarbeit aller Anlagenbetreiber ein gemeinsames seismisches Messnetz („Betriebernetz“) aufgebaut, das von einem externen Dienstleister betreut

wird. Die Geometrie dieses Messnetzes wurde in Zusammenarbeit mit dem Erdbebendienst Bayern optimiert, der Erdbebendienst Bayern hat auch Zugriff auf alle Messdaten und wertet diese gegebenenfalls aus.

Für Geothermieprojekte wird seitens der Bergbehörde zudem sowohl für die Bohr- als auch für die Betriebsphase eine Haftpflichtversicherung gefordert. Wie die klassische Privathaftpflichtversicherung dient sie dazu, etwaige vom Projekt verursachte Schäden in jedem Fall finanziell absichern zu können. Größter Unterschied ist, dass in der Privathaftpflichtversicherung Schäden nach dem Bundesberggesetz (BBergG) ausgeschlossen sind, wogegen sie in einer Haftpflichtversicherung für Geothermieprojekte ausdrücklich inkludiert sind. Die Versicherungssummen liegen üblicherweise zwischen zehn und zwanzig Millionen Euro für Personen-, Sach- und Vermögensschäden. Das Besondere an Schäden nach dem BBergG sind die Bergschadensvermutung und die Beweislastumkehr, die beispielsweise auch bei seismischen Ereignissen greift. Liegt ein Riss in einer Hausfassade vor, kann es für den Hauseigentümer sehr schwierig sein nachzuweisen, dass tatsächlich die Bohrungen dafür verantwortlich waren. Deshalb gilt hier in einem Bereich, der nach den Vorgaben der Einwirkungsbereichsbergverordnung (EinwirkungsBergV) festzulegen ist, zunächst die Bergschadensvermutung. Dies bedeutet, es wird in dem festgelegten Einwirkungsbereich vermutet, dass die Bohrung bzw. dadurch ausgelöste Erschütterungen den Schaden verursacht hat bzw. haben. Der Betreiber muss nun beweisen, dass dem nicht so ist (Beweislastumkehr). Kann er das nicht, haftet er bzw. seine Versicherung.

Weitere Risiken

Weitere Risiken sind **Akzeptanzrisiken**, die aus einer ablehnenden Haltung von Teilen der Bevölkerung gegenüber Geothermieprojekten resultieren. Eine besondere Rolle spielt hier die weit verbreitete Angst vor induzierter Seismizität sowie **Umweltrisiken**, die mit einer möglichen Gefährdung der Schutzgüter Boden und Grundwasser begründet werden. Eine Studie, die die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) im Rahmen einer Verwaltungsvereinbarung mit dem Umweltbundesamt (UBA) erstellt hat (UBA 2015), kam aber zu dem Ergebnis, dass die Umweltrisiken bei Beachtung der in den Betriebsplänen festgelegten Vorsichtsmaßnahmen weder wahrscheinlich noch schwerwiegend sind.

Daneben bestehen **rechtliche Risiken**, die aus Änderungen in Bergrecht, Wasserrecht oder Umweltrecht resultieren können, sowie politische Risiken, die sich aus der Änderung von politischen Rahmen- und Förderbedingungen ergeben können. Ein **politisches Risiko** durch Wegfall der Förderung ist derzeit auf absehbare Zeit jedoch nicht zu sehen. Eine mögliche Bevorzugung des unterirdischen Raums für die Endlagerung radioaktiver Abfälle (StandAG) ist ebenfalls als politisches Risiko für die Geothermie zu werten.

1.6 MÖGLICHKEITEN DER HYDROTHERMALEN ENERGIEGEWINNUNG IN BAYERN

Balneologie

In der balneologischen Nomenklatur wird Wasser bereits ab einer Auslaufftemperatur von über 20°C als „Thermalwasser“ bezeichnet. Die genehmigungsfähigen Entnahmemengen bei balneologischer Nutzung betragen üblicherweise rund 2 bis max. 3 l/s. Eine höhere Mineralisation und Inhaltsstoffe wie z. B. Fluor oder Jod, denen eine therapeutische Wirkung zugeschrieben wird, sind für eine balneologische Nutzung von Vorteil.

Die Erschließung von Thermalwasser für eine balneologische Nutzung ist grundsätzlich in allen im Folgenden beschriebenen Aquiferen in Bayern möglich.

An dieser Stelle ist aber darauf hinzuweisen, dass das nutzbare Thermalwasserdargebot beschränkt sein kann, da abgebadetes Thermalwasser nicht wieder in den Thermalwasseraquifer eingeleitet werden kann. Dies ist z. B. im von Bayern („niederbayerisches Bäderdreieck“) und Oberösterreich gemeinsam genutzten Malm-Thermalwasseraquifer der Fall. Um eine nachhaltige Bewirtschaftung des Tiefenwassers sicherzustellen, wurde daher im Zeitraum 1995 bis 1998 im Auftrag der Republik Österreich und des Freistaats Bayern ein 2D-Thermalwasserströmungsmodell als Bewirtschaftungsinstrument erstellt (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT 1999). Da sich in den letzten Jahren gezeigt hat, dass dieses Modell in Teilbereichen die Verhältnisse nicht adäquat darstellen kann, wird derzeit ein neues 3D-Thermalwasserströmungsmodell erstellt. Die Fertigstellung dieses Modells ist für Ende 2022 bzw. Anfang 2023 zu erwarten.

Hydrothermale Wärme- und Stromerzeugung

Für eine hydrothermale Wärme- und/oder Stromerzeugung sind gewisse hydrogeologische Grundvoraussetzungen erforderlich:

- Der potenzielle Thermalwasseraquifer muss in einer Tiefe liegen, in der für die vorgesehene Nutzung ausreichend hohe Temperaturen zu erwarten sind.
- Das zu erschließende Thermalwasser muss sich in Bezug auf seine chemische Zusammensetzung (Mineralisation), den Gasgehalt und das mikrobiologische Verhalten für die vorgesehene Nutzung eignen.
- Der Nutzhorizont muss ein für die vorgesehene Nutzung ausreichendes Reservoir bilden, d. h. der potenzielle Thermalwasseraquifer muss eine ausreichende vertikale und horizontale Verbreitung aufweisen.
- Der potenzielle Thermalwasseraquifer muss eine für die vorgesehene Nutzung ausreichende Ergiebigkeit besitzen.

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

····· MÖGLICHKEITEN

➤ Hydrothermale Wärmeversorgung mit Wärmepumpe:

Mindesttemperatur: ca. 40°C bis 70°C
(je nach möglicher Entnahmemenge)

Mindestentnahmemenge:
ca. 40 l/s bzw. ca. 150 m³/h

➤ Hydrothermale Wärmeversorgung ohne Wärmepumpe:

Mindesttemperatur: 70°C bis > 100°C
(je nach möglicher Entnahmemenge)

Mindestentnahmemenge bei 75°C
(bezogen auf eine thermische Leistung von 5 MW bei einer Rücklauftemperatur von 50°C): ca. 50 l/s bzw. 200 m³/h

Mindestentnahmemenge bei ca. 100°C
(bezogen auf eine thermische Leistung von 5 MW bei einer Rücklauftemperatur von 50°C): ca. 28 l/s bzw. 100 m³/h

In Bayern sind derzeit (Stand 03/2022) 14 Anlagen zur hydrothermalen Wärmeversorgung in Betrieb (Aschheim, Erding, Garching, Ismaning, München-Freiham, München-Riem, Poing, Pullach, Simbach a. Inn, Straubing, Unterföhring, Unterhaching, Unterschleißheim und Waldkraiburg), 6 Anlagen erzeugen zusätzlich Strom (Holzkirchen, Kirchweidach, Oberhaching/Laufzorn, Sauerlach, Taufkirchen und Traunreut). Weitere Anlagen sind in Bau (München-Sendling) oder in Planung.

➤ Hydrothermale Stromerzeugung mit / ohne Kraftwärmekopplung:

Mindesttemperatur: ca. 80°C
(untere Temperaturgrenze für eine Stromerzeugung)

Die Mindesttemperatur für eine Stromerzeugung mittels ORC-Anlage liegt derzeit bei ca. 80°C. In Simbach a. Inn sollte bei dieser Temperatur und einer Förderrate von 62 l/s eine nominelle Brutto-Leistung von 200 kW_{el} und eine nominelle Netto-Leistung von knapp 150 kW_{el} erzielt werden (Stand 10/2009). Die Anlage wurde aber zwischenzeitlich wieder stillgelegt.

In Bayern erzeugen neun Anlagen (Stand 03/2022) überwiegend oder zusätzlich Strom (Dürrnhaar, Garching/Alz, Holzkirchen, Kirchstockach, Kirchweidach, Oberhaching (Laufzorn), Sauerlach, Taufkirchen und Traunreut), vier Anlagen sind Strom-geführt, fünf Anlagen sind Wärme-geführt. Zwei Anlagen sind in Bayern aus wirtschaftlichen oder technischen Gründen bereits wieder stillgelegt (Simbach a. Inn und Unterhaching).

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

betreiben zu können, ist jedoch eine deutlich höhere Netto-Stromerzeugung und damit eine deutlich höhere Mindestentnahmemenge (100 l/s*MPa bzw. 360 m³/h*Mpa und mehr) erforderlich.

Bei dem in Bayern vorherrschenden Temperaturbereich für die hydrothermale Geothermie ist somit nach derzeitigem Stand der Technik in aller Regel sowohl für eine hydrothermale Wärmeerzeugung als auch für eine hydrothermale Stromerzeugung eine Mindestförderleistung von rund 100 m³/h bzw. ein Produktivitätsindex (PI) von rund 100 m³/h*Mpa Voraussetzung. Damit ergeben sich neben einer ausreichenden lateralen Verbreitung des genutzten Grundwasserleiters vor allem bestimmte Mindestwerte für Porosität, Permeabilität und Nettomächtigkeit. Eindeutige Grenzwerte hierfür sind nicht anzugeben; es kann jedoch für einen Poren-(Kluft)-Grundwasserleiter von folgenden Orientierungswerten ausgegangen werden (ROCKEL et al. 1997, HUENGES et al. 1999):

- Mittlere Nutzporosität > 20 %
- Permeabilität > 0,5 × 10 bis 12 m²
(= 0,5 Darcy)
- Nettomächtigkeit > 20 m

Diese Vorgaben sind – zumindest nicht in der notwendigen flächigen Verbreitung – für keinen potenziell thermalwasserführenden Poren-(Kluft)-Grundwasserleiter in Bayern erfüllt.

Für die Kluft-(Karst-)Grundwasserleiter lassen sich keine dementsprechenden Parameter vorgeben. Bei Berücksichtigung der notwendigen Mindesttemperaturen sind Entnahmemengen von über 100 m³/h*Mpa in Bayern nach den bisherigen Erfahrungen nur im Malm möglich.

1.7 BENUTZUNGSLEITFADEN FÜR DEN GEOTHERMIATLAS VON BAYERN

Für die Benutzung des Geothermieatlas von Bayern empfiehlt sich folgende Vorgehensweise:

1

Auswahl der vorgesehenen Anwendungsbereiche:

- **Oberflächennahe Geothermie**
(Wärmeversorgung oder Kühlung von einzelnen Gebäuden oder Gebäudekomplexen, Wärme- und Kältespeicherung im Untergrund, Heizung oder Kühlung von Straßen, Brücken oder Start- und Landebahnen etc.)
- **Balneologische Nutzung**
(Thermalbad)
- **Hydrothermale Wärmeversorgung**
(Nah- bzw. Fernwärmeversorgung von öffentlichen Gebäuden und größeren Siedlungen oder von Gewerbe- bzw. Industriegebieten)
- **Hydrothermale Stromerzeugung**

2

Überprüfung, ob am vorgesehenen Standort ein geeigneter Aquifer vorhanden ist:

- **Oberflächennahe Geothermie**
Die oberflächennahe Geothermie ist in Bayern nahezu überall einsetzbar. Welche Wärmequelle und welche technische Variante zur Erschließung dieser Wärmequelle bevorzugt zum Einsatz kommen sollte, richtet sich nach den örtlichen Untergrundverhältnissen und der hydrogeologischen Situation sowie dem oberirdischen Platzangebot und den anwendungsspezifischen Bedürfnissen.

Informationen zu dem aktuellen Stand der technischen Lösungen für Ein- und Mehrfamilienhäuser sowie zu den Genehmigungsverfahren sind der Broschüre „Oberflächennahe Geothermie“ zu entnehmen, die kostenlos vom Bayerischen Staatsministerium für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz und vom Bayerischen Staatsministerium für Wirtschaft, Infrastruktur, Verkehr und Technologie zu beziehen ist.

- **Balneologische Nutzung**
Die Erschließung von Thermalwasser für eine balneologische Nutzung ist grundsätzlich in allen im Folgenden beschriebenen Aquifern möglich. Voraussetzung hierfür ist eine ausreichende Tiefenlage des Aquifers und eine ausreichende Ergiebigkeit im zu erschließenden Bereich. Welche Mineralisation in dem jeweiligen Aquifer zu erwarten ist, kann der Beschreibung entnommen werden.
- **Hydrothermale Wärmeversorgung**
Ausreichende Ergiebigkeiten in Verbindung mit für eine hydrothermale Wärmeversorgung ausreichend hohen Temperaturen sind nach derzeitigem Kenntnisstand nur im Malm zu erwarten (Gebiete mit günstigen Voraussetzungen siehe Abb. 11).
- **Hydrothermale Stromerzeugung**
Ausreichende Ergiebigkeiten in Verbindung mit für eine hydrothermale Stromerzeugung ausreichend hohen Temperaturen sind nach derzeitigem Kenntnisstand nur im Malm zu erwarten (Gebiete mit günstigen bzw. möglicherweise weniger günstigen Voraussetzungen siehe Abb. 12).

3 **Ermittlung der Tiefenlage und Mächtigkeit des Aquifers:**

Zur Abschätzung der zu erwartenden Temperaturen im Aquifer ist die Tiefenlage und die Mächtigkeit des Aquifers am vorgesehenen Standort zu ermitteln. Die Tiefenlinienpläne beziehen sich auf Normal Null; zur Abschätzung der Bohrteufen ist jeweils die potenzielle Ansatzhöhe über NN hinzuzurechnen.

4 **Ermittlung der zu erwartenden Temperaturen:**

Bei bekannter Tiefenlage des Aquifers kann die zu erwartende Temperatur aus den Temperaturkarten abgelesen werden. Zu beachten ist jedoch, dass die Tiefenlage des Aquifers und die Temperaturen in den Temperaturkarten in NHN angegeben sind, so dass zur Temperaturermittlung (ebenso wie zur Abschätzung der Bohrteufen) die Geländehöhe des vorgesehenen Standorts und die Tiefenlage des Aquifers addiert werden müssen. Liegt die gesuchte Tiefe zwischen zwei Temperaturkarten, kann durch lineare Interpolation der Temperaturwert in der gewünschten Tiefe abgeschätzt werden.

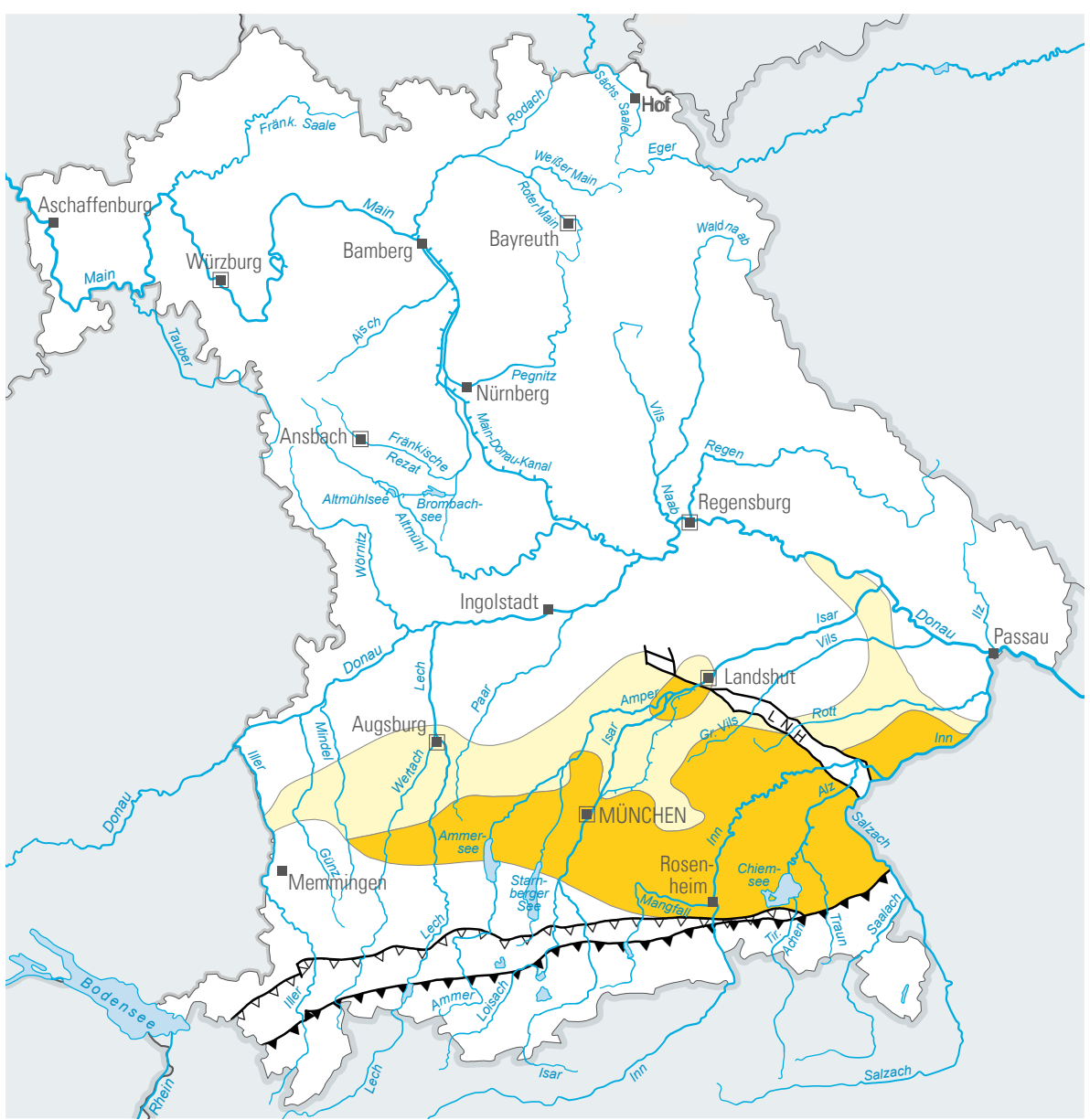
Wichtige Hinweise

Die Karten zur Tiefenlage und Mächtigkeit der potenziell thermalwasserführenden Aquifere und die Karten zur Temperaturverteilung im Untergrund ermöglichen eine erste Abschätzung der für eine Thermalwassererschließung erforderlichen Bohrtiefen und der zu erwartenden Temperaturen. Sie können damit erste Anhaltspunkte geben, an welchen Standorten eine hydrothermale Wärmeversorgung, eine hydrothermale Stromerzeugung oder auch eine balneologische Nutzung sinnvoll sein kann.

➤ **Diese Karten können jedoch keinesfalls detaillierte, standortspezifische Voruntersuchungen ersetzen.**

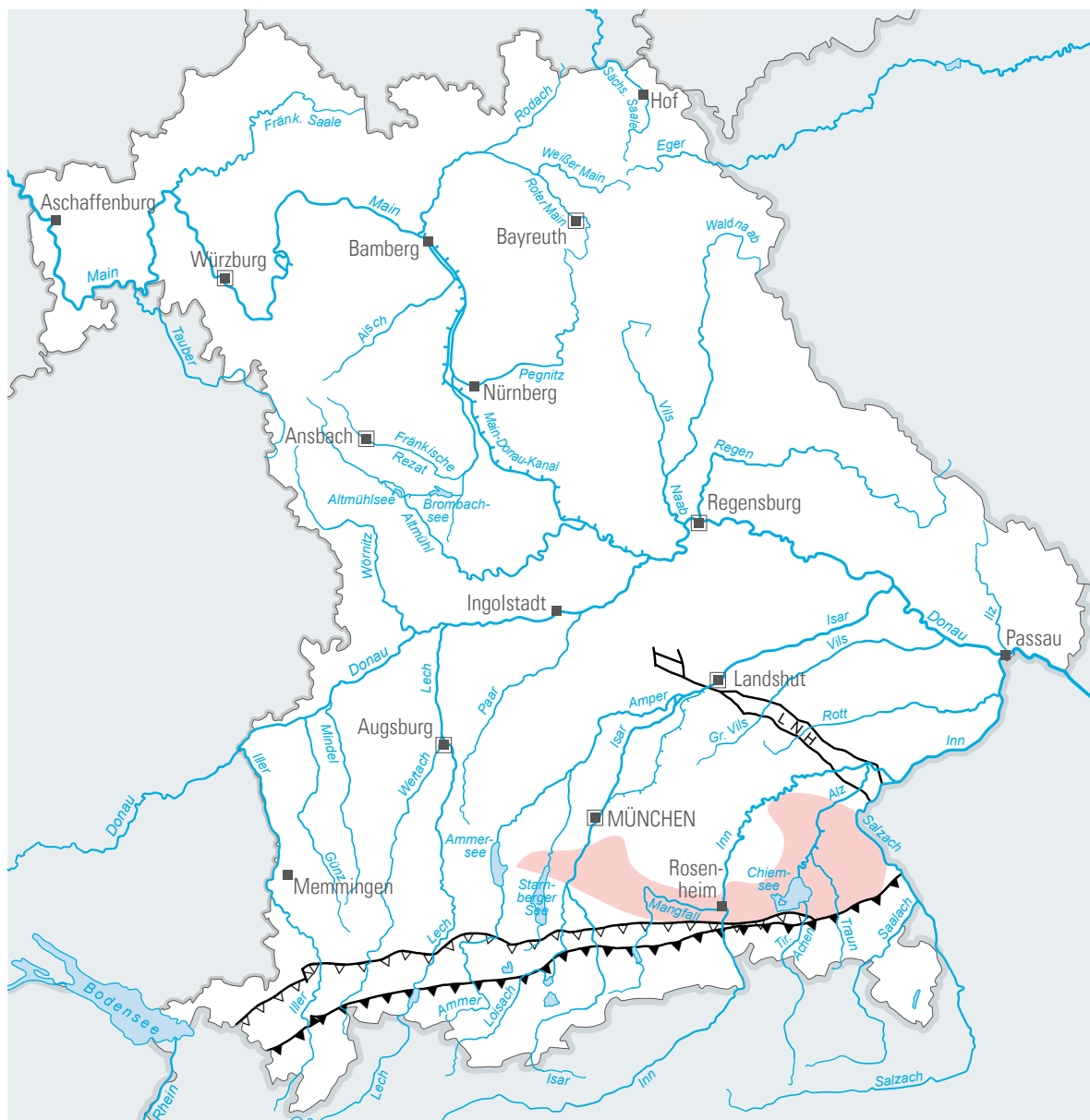
Vor der endgültigen Entscheidung zu einer hydrothermalen Wärmeversorgung, zu einer hydrothermalen Stromerzeugung oder zu einer balneologischen Nutzung muss immer eine Machbarkeitsstudie stehen, in der sowohl die wirtschaftlichen als auch die hydrogeologischen Gegebenheiten für ein geplantes Geothermieprojekt detailliert untersucht werden.

Abb. 11: Gebiete in Bayern mit günstigen geologischen Verhältnissen für eine hydrothermale Wärmeerzeugung
 (Quelle: Bayerisches Landesamt für Umwelt, www.lfu.bayern.de)



- Gebiete mit günstigen geologischen Verhältnissen für eine hydrothermale Wärmeerzeugung
 - Gebiete mit weniger günstigen geologischen Verhältnissen für eine hydrothermale Wärmeerzeugung (in der Regel zusätzlicher Wärmepumpeneinsatz erforderlich)
- Umgrenzung des Landshut-Neuöttinger-Hochs (LNH)
 - Nordrand der Faltenmolasse
 - Nordrand der alpinen Decken

Abb. 12: Gebiete in Bayern mit günstigen bzw. möglicherweise weniger günstigen geologischen Verhältnissen für eine hydrothermale Stromerzeugung (Quelle: Bayerisches Landesamt für Umwelt)



Gebiete mit günstigen geologischen Verhältnissen für eine hydrothermale Stromerzeugung (nach derzeitigem Kenntnisstand)

— — — — — Umgrenzung des Landshut-Neuöttinger-Hochs (LNH)

0 50 km

▲▲▲▲ Nordrand der Faltenmolasse

▲▲▲▲ Nordrand der alpinen Decken



2

HYDROTHERMALE GRUNDWASSERLEITER IN BAYERN

2.1 NORDBAYERN – FRÄNKISCHES BECKEN

Geothermisches Potenzial des Fränkischen Beckens

Das Fränkische Becken besitzt abhängig vom tektonisch-lithologischen Aufbau unterschiedliche Voraussetzungen für die Erschließung und Nutzung von Thermalwässern. BAUER (1999, 2000) gibt einen zusammenfassenden Überblick über die Thermalwasserhoffigkeit und die geothermischen Verhältnisse des Fränkischen Beckens.

Meist ein geringes hydrothermales Potenzial weisen die Gebiete auf, in denen das Grundgebirge an der Oberfläche ausstreicht bzw. die darüber liegende Sedimentdecke nur geringe Mächtigkeiten aufweist. Die Grundwasserleiter erreichen in diesen Gebieten nicht die für die Thermalwasserbildung notwendige Tiefenlage. In Nordbayern trifft dies insbesondere für die Böhmisches Masse und die Spessart-Rhön-Schwelle zu. Eine ungünstige geologische Situation ist auch im Frankenwald anzutreffen. Im mittelfränkischen Schichtstufenland ist die Erschließung von Thermalwasser prinzipiell möglich, das Potenzial ist aufgrund der eher niedrigen Temperaturen jedoch gering. Ähnliches gilt für die Grundwasserleiter unter der Mittleren Frankenalb und für die Zechstein- und Buntsandstein-Thermalwässer im Unterfränkischen Becken. Im Nördlinger Ries sind hohe Untergrundtemperaturen vorhanden, wobei die Schüttungen jedoch als mäßig einzustufen sind. In der Grabfeld- und

Frankenalb-Mulde (Hollfelder und Veldensteiner Mulde) treffen günstige hydrogeologische Voraussetzungen mit erhöhten Untergrundtemperaturen zusammen. Die bereichsweise erhebliche Mineralisation der Wässer könnte sich jedoch nachteilig auf eine Nutzung auswirken (BAUER 1999).

Die Betrachtung der hydrogeologischen Verhältnisse in den für eine Wärmegegewinnung notwendigen Tiefen zeigt somit, dass die in Nordbayern anzutreffenden Thermalwässer für die energetische Nutzung kaum in Betracht kommen, hingegen gut für balneologische Verwendung geeignet sind (GUDDEN 1983, HECHT 1993).

Die Keuper- und Buntsandstein-Aquifere in Nordbayern sind nach einer Untersuchung von KUNKEL et al. (2019) auch für eine Energiespeicherung mittels tiefer Aquiferspeicher (ATES – Aquifer Thermal Energy Storage) geeignet.

Im unterlagernden Grundgebirge wurden darüber hinaus mehrere Gebiete identifiziert, die möglicherweise für ein EGS-Projekt in Frage kommen:

- Die Region Bamberg – Haßfurt – Coburg, die gleichzeitig auch eine positive geothermische Anomalie darstellt (KÄMMLEIN et al. 2020),

- die Region Nürnberg – Eichstätt, in der zahlreiche Granitvorkommen unter wenigen hundert Metern Sedimenten erbohrt wurden und
- die Granitvorkommen im Frankenwald, die auf thüringischer Seite erbohrt wurden (Bohrungen Sparnberg und Birkenhügel) und sich möglicherweise auch nach Bayern erstrecken.

Die Erkundung in Nordbayern hat sich bisher auf den Bereich der geothermischen Anomalie im Raum Bamberg – Haßfurt – Coburg konzentriert, da diese Region neben den oben beschriebenen Voraussetzungen auch eine signifikant erhöhte Wärmestromdichte und einen erhöhten geothermischen Gradienten aufweist (DREWS et al. 2019). Ein Nachweis, dass es sich hier um ein nutzbares geothermisches Vorkommen handelt, steht jedoch bislang noch aus.

Aufbau und Entwicklung des Fränkischen Beckens

Das Fränkische Becken entwickelte sich seit dem Oberkarbon und dehnte sich ab dem Zechstein während wiederholt stattfindender Transgressionen nach Süden und Westen hin aus. Es stellt den auf der Süddeutschen Großscholle gelegenen Randbereich des Germanischen Triasbeckens dar und besteht aus mehreren, meist im Permokarbon angelegten Teilbecken. Östlich wird das Fränkische Becken von der Böhmisches Masse, im Westen durch das Rheinische Massiv, im Süden durch die Vindelizische Schwelle (Dinkelsbühl-Berching-Hoch) und im Norden durch die Spessart-Rhön-Achse begrenzt (BAUER

1999). Wichtige Teilbecken sind das Unterfränkische Becken (Kraichgau-Saale-Trog), das Coburger (bzw. Mellrichstädter) Becken und das Weidener Becken (Nordostbayerischer Permokarbon-Trog).

Die in Unterfranken bis zu 3.000 m mächtigen permo-mesozoischen Sedimente nehmen nach Süden auf weniger als 400 m Mächtigkeit ab. Stratigraphisch reichen die Schichtabfolgen, z.T. mit erheblichen Schichtlücken, vom Oberkarbon bis zum Jungtertiär. Mit Ende der variszischen Gebirgsbildung kam es im Oberkarbon zur Ausbildung von intramontanen Gräben, die zum Teil über 2.500 m Gebirgsschutt des variszischen Gebirges in sich aufnahmen. Diese spät- bis postvariszischen Senkungszone zeichnen sich vor allem während des Rotliegenden, aber darüber hinaus auch noch bis in die Untere Trias durch erhöhte Sedimentmächtigkeiten aus. Eine erste Meerestransgression erfolgte im Zechstein vom Norden her über die Hessische Senke in das Fränkische Becken hinein. Die verbliebene Vindelizische Schwelle verhinderte eine Meeresverbindung nach Süden zum Tethys-Meer. Das ausgeprägte Grabenrelief war zu diesem Zeitpunkt durch die Rotliegend-Sedimentation bereits weitgehend ausgeglichen. Mit Beginn der Trias (Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper) dehnt sich der Sedimentationsraum weiter nach Süden bis zu einer Linie in Höhe Ansbach – Neumarkt/Oberpfalz – Bodenwöhrer Bucht aus. Die Sedimentation war während des Buntsandsteins teilweise unterbrochen, jedoch erfolgte während des Oberen Buntsandsteins eine erneute Transgression von Norden und Osten her (Rötmeer), die im Unteren Muschelkalk zu flachmarinen Ablagerungsbedingungen führte. Mit Beginn des Mittleren Muschelkalk wurde das Fränkische

Becken immer wieder vom offenen Meer abgeschnürt und es bildeten sich evaporitische Ablagerungen. Im Oberen Muschelkalk entstanden aufgrund des Meereswasseraustauschs über die Burgundische Pforte wieder vollmarine Verhältnisse. Der Sedimentationsraum griff nun im Süden auch auf das Dinkelsbühl-Berchinger-Kristallinohoch über. Eine Regression im höheren Oberen Muschelkalk bestimmte die Sedimentationsbedingungen im Keuper, der in Süddeutschland vor allem von terrestrischen Einflüssen geprägt ist. Der Sedimentationsraum dehnte sich weiter nach Süden auf das Vindelizische Land aus. Da die Absenkung mit der Sedimentation annähernd Schritt hielt, wurden im Wesentlichen flachmarine sowie fluviatile Sedimente abgelagert. Dabei ist die Beckenfazies meist pelitisch-sulfatisch und die Randfazies klastisch-sandig ausgebildet. Im Oberen Keuper (Rhät) erfolgte ein erneuter Meeresvorstoß aus dem Norddeutschen Becken über die Hessische Senke, der die Sedimentationsbedingungen des Unteren Jura (Lias) bestimmt. Dieser ist durch pelitisch-karbonatische Sedimentation mit hohem organischen Anteil im Beckeninneren und teilweise sandige Flussdeltaschüttungen aus dem Vindelizischen Land vor allem im tiefen Lias gekennzeichnet. Diese Bedingungen halten zunächst bis in den tieferen Mittleren Jura (Dogger) an. Anschließend folgen sandsteinreiche Abfolgen, die wiederum von pelitischen Abfolgen überlagert werden. Die Verbindung über die Hessische Senke wurde durch die Hebung der Mitteldeutschen Schwelle unterbrochen und aufgrund der Absenkung der Vindelizischen Schwelle nahm der Einfluss des Tethys-Meeres im Fränkischen Becken zu. Durch eine weltweite Meerestransgression, die bereits im obersten Dogger einsetzte, wurde das Fränkische Becken im Oberen Jura

schließlich zu einem flachen Schelfmeer der Tethys. Es bildeten sich die mächtigen Karbonate des Malm, die in der Schwäbischen und Fränkischen Alb an der Oberfläche anstehen und nach Süden unter das süddeutsche Molassebecken abtauchen.

Tektonik

Die tektonische Entwicklung innerhalb des Fränkischen Beckens nach Beendigung der variszischen Gebirgsbildung begann aufgrund einer Nordost-Südwest-gerichteten Krustendehnung mit der Platznahme von Graniten sowie mit der Bildung von Abschiebungen und Gräben. Auch die Permokarbon-Tröge wurden in dieser Phase angelegt. Im weiteren Verlauf der Erdgeschichte führten mehrere Kompressions- und Extensionsphasen zur Bildung bzw. Reaktivierung von Auf- und Überschiebungen sowie zu Seitenverschiebungen. Unter anderem wurde zwischen der Oberkreide und dem Alt-Tertiär der Westrand der Böhmisches Masse herausgehoben und teilweise auf das permomesozoische Vorland des Fränkischen Becken aufgeschoben. Eine bedeutende Störungszone am Ostrand des Fränkischen Beckens ist beispielsweise die sogenannte „Fränkische Line“, die bereits im obersten Karbon angelegt wurde und zwischen Thüringer Wald und Fichtelgebirge maximale Sprunghöhen von ca. 1.000 m erreicht. Das westliche Vorland zur Fränkischen Linie bildet das Fränkische Bruchschollenland (bzw. Obermain-Naab-Bruchschollenland). Die westliche Begrenzung für diesen in Schollen zergliederten Bereich stellt die (Eisfeld)-Kulmbacher-Störungszone mit bis zu 900 m Sprunghöhe dar. Weitere markante Störungen im Grenzbereich zur Böhmisches Masse sind die Pfahlzone, die

den Bodenwöhrer Halbgraben nach Nordosten begrenzt, die Keilberg-Störung sowie der Donaurandbruch. In dessen Verlängerung nach Westen tritt die Schwarzwald-Bayerwald-Linie mit ca. 30 m Versatz in Erscheinung.

Weitere große Störungszonen durchziehen in Nordwest-Südost-Richtung das Fränkische Becken. Meist handelt es sich um Horst-Graben-Strukturen mit Versatzbeträgen von bis zu 200 m. Neben der Störungstektonik ist das Fränkische Becken durch einen weiträumigen Mulden- und Sattelbau gekennzeichnet (BAUER 1999). Bedeutende Synklinalen sind die Grabfeld-Mulde nördlich des Mains und die Frankenalb-Mulde südlich des Mains.

In den Tiefenlinienplänen werden die im Untergrund des Beckens verlaufenden Störungszonen aufgrund der unzureichenden Datendichte nicht berücksichtigt. Die Tiefenlinienpläne stellen großräumig interpoliert die Tiefenlage (bezogen auf Normal Null) der Oberkante bzw. der Basis der jeweiligen geologischen Einheit dar. Diese Interpolation war in dem stark zerlegten Bereich des Obermain-Naab-Bruchschollenlandes nicht möglich; die Tiefenlinienpläne werden daher von der westlichsten Störungszone des Bruchschollenlandes begrenzt.

Potenzielle Thermalwasseraquifere

Grundgebirge (Prä-Perm)

➤ Geologischer Rahmen und Verbreitung

Das Grundgebirge unter der sedimentären Überdeckung des Fränkischen Beckens ist Teil des variszischen Gebirges, das sich in Nordbayern in die Mitteldeutsche Kristallinzone im Nordwesten, in das Saxothuringische Becken im zentralen Bereich und in das Moldanubikum im Süden und Südosten des Fränkischen Beckens untergliedern lässt.

.....
Die Mitteldeutsche Kristallinzone besteht im Wesentlichen aus Para- und Orthogneisen, aus Glimmerschiefern sowie aus Intrusivgesteinen (Diorite, Granodiorite, Aplitgranite). Im nach Südosten anschließenden Saxothuringischen Becken lassen sich zwei Faziesbereiche, die Thüringische und die Bayerische Fazies voneinander unterscheiden. Die Gesteine setzen sich vor allem aus kambrischen bis unterkarbonischen, gering bis schwach metamorph überprägten Sedimenten und Vulkaniten (Tonschiefer, Quarzite, Meta-Grauwacken, karbonatische Gesteine, Kieselschiefer und Diabase) zusammen. Der Metamorphosegrad nimmt von Norden nach Süden hin zu. Das Moldanubikum im Süden und Südosten des Fränkischen Beckens besteht zum Großteil aus präkambrischen bis altpaläozoischen Einheiten, die mehrmals metamorph überprägt wurden und nun als Gneise, migmatitische Gneise, Granite sowie als Metabasite in Erscheinung treten. Die meist granitoiden Intrusionen erfolgten im Zusammenhang mit der variszischen Gebirgsbildung.
.....

Die Grundgebirgsoberfläche liegt im Norden im Bereich der Spessart-Rhön-Schwelle bei ca. 200 m ü. NN, im Süden im Bereich des Dinkelsbühl-Berching-Hochs in etwa bei 100 m ü. NN. Im Unterfränkischen Becken fällt die Grundgebirgsoberfläche zwischen Schweinfurt und dem Grabfeld auf über 1.400 m u. NN ab. Im Coburger Becken steht das Grundgebirge in Tiefen von ca. 1.400 bis 1.500 m u. NN an und steigt von dort nach Osten hin vermutlich stufenartig bis zur Fränkischen Linie wieder an. Im Weidener Becken liegt die Grundgebirgsoberfläche weit unter 1.200 m u. NN.

Grundlage für die Erstellung des Tiefenlinienplans der präpermischen Grundgebirgsoberfläche sind die Bohrprofile jener Tiefbohrungen, die im Fränkischen Becken das Grundgebirge erreicht haben. Darüber hinaus wurden Bohrungen herangezogen, die das Grundgebirge zwar nicht erreichen, in denen jedoch die durchgeführten geophysikalischen Messungen auf eine bestimmte Tiefenlage des Grundgebirges schließen lassen. Auch wurden die anhand von geophysikalischen Messungen vor allem im Bereich des Dinkelsbühl-Berching-Hochs sowie im Nordostbayerischen Permokarbon-Trog erstellten Übersichten (BADER 2001) und weitere Darstellungen der Grundgebirgsoberfläche (TRUSHEIM 1964, GUDDEN & SCHMID 1985, BAUER 1999) bei der Ermittlung der Tiefenlinien berücksichtigt. Die flächenhaft dargestellten Bereiche mit an der Oberfläche ausstreichendem Grundgebirge wurden den Geologischen Übersichtskarten 1:200.000 (herausgegeben von der BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE, Hannover) entnommen. Vertikale Versätze an Störungen konnten bei der vorhandenen Datenlage nicht berücksichtigt werden. Aufgrund der starken Zerrüttung

wurde auch auf eine Darstellung der Grundgebirgsoberfläche in dem ehemaligen Meteoritenkrater des Nördlinger Ries verzichtet.

7 Hydraulische Eigenschaften

Die hydraulischen Eigenschaften des Grundgebirges unter dem Fränkischen Becken sind bisher kaum bekannt; für die Beschreibung der hydraulischen Eigenschaften des Grundgebirges muss daher auf Untersuchungen von STOBER (1995) im Schwarzwald sowie auf Arbeiten im Rahmen der „Kontinentalen Tiefbohrung“ (KTB) in Windischeschenbach zurückgegriffen werden. Da die Matrix der kristallinen Gesteine zwar in geringem Umfang Wasser speichern kann, jedoch sehr gering durchlässig ist, erfolgt die Wasserbewegung vorwiegend entlang von Störungs- und Verwerfungsflächen, Klufflächen, Gängen, Zonen hydrothermalen Zersetzung und Grenzflächen unterschiedlicher Gesteine (STOBER 1995). Die Kluff- und Störungsflächen bilden dabei ein mehr oder weniger stark zusammenhängendes Netzwerk. Entsprechend stark variieren die hydraulischen Durchlässigkeiten auf engstem Raum. In Graniten kann aufgrund des eher rigiden Gesteinsverhaltens das Kluffnetzwerk so gleichmäßig ausgebildet sein, dass sie sich beinahe wie ein homogenes, isotroper Grundwasserleiters verhalten. Während in Gneisen häufig abnehmende Durchlässigkeiten zur Tiefe hin zu beobachten sind, tritt eine solche Tiefenkorrelation bei den Graniten meist nicht so ausgeprägt in Erscheinung. Offene Klüfte konnten in Tiefbohrungen bis in Tiefen von über 3.500 m nachgewiesen werden (BEHR 1989). Tiefbohrungen im Schwarzwald ergaben für stark zerrüttete Granite mittlere Transmissivitäten von $7,4 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ und für Gneise mittlere Transmissivitäten von

$6,9 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. Für den Falkenberger Granit in der Oberpfalz werden eine Transmissivität von $1,5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ und Durchlässigkeitsbeiwerte von $4,0 \times 10^{-11} \text{ m/s}$ bis $1,6 \times 10^{-9} \text{ m/s}$ beschrieben (BAUER 1999). Erhöhte Durchlässigkeiten können in der Kristallinersatzzone bzw. im Vergrusungsbereich des Grundgebirges auftreten (FRANZ et al. 2000). Aus dem Fränkischen Becken liegen dazu keine detaillierten Untersuchungen vor, jedoch zeigt beispielsweise der kristalline Untergrund unterhalb des oberösterreichischen Molassebeckens eine bis zu 80 m mächtige Verwitterungszone (WIESENEDER et al. 1976), die sich in den tieferen Abschnitten vor allem durch

eine Kaolinisierung der Feldspäte bemerkbar macht und zur Bildung von sekundären Porositäten führt (GOLDBRUNNER 1988). SCHUBERT (1996) nimmt für die unterlagernde Kristallinauflockerungszone in Oberösterreich k_f -Werte von $5,0 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ und für das kristalline Festgestein Werte von $1,0 \times 10^{-11} \text{ m/s}$ an.

Bei den Schiefergebirgsgesteinen des Saxothuringischen Beckens handelt es sich zu meist um Tonschiefer, Ton-Sandsteinabfolgen und Grauwacken mit geringer Ergiebigkeit und geringer Durchlässigkeit. Die Tonschiefer sind ausgesprochene Grundwassergeringleiter, deren Wasserführung auf offene Klüfte beschränkt ist. In der Bohrung E2 Neualbenreuth/Oberpfalz konnte für phyllitische Formationen des Schiefergebirges ein k_f -Wert von $5,1 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ abgeschätzt werden (BAUER 1999). Meistens sind die Klüfte in den „weichen“ Tonschiefern jedoch geschlossen. Lediglich Kieselschiefer, Quarzite, vulkanische Gesteine und Grauwacken können aufgrund zum Teil offener Kluftnetze höhere hydraulische Durchlässigkeiten aufweisen. Die Karbonate besitzen unterschiedliche hydraulische Eigenschaften. Während die zumindest an der Oberfläche verkarstungsfähigen silurischen Ockerkalke von HOPPE (1954) mit einem mittleren Kluftvolumen von 1,2 % und k_f -Werten von $2,3 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ bis $4 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ als schwach- bis geringdurchlässig eingestuft werden, sind die devonischen Knotenkalke weitestgehend dicht (BAUER 1999).

Tab. 1: Hydrogeologische Kurzcharakteristik des Grundgebirges (als Thermalgrundwasserleiter)

Lithologie	Granite, Gneise, Schiefer, Phyllite, Quarzite, Diabase, Diorite, Tonschiefer, Karbonate, Grauwacken u. a.
Typ des GWL	Kluft (Kluft-(Poren) in der Zersatzzone)
Nettomächtigkeit	Zersatzzone bis zu mehreren 10er Metern
Porosität	keine Angaben
Permeabilität	in zerrütteten Gesteinen k_f -Werte von 10^{-11} bis 10^{-9} m/s in der Zersatzzone z. T. höher (k_f -Werte $> 10^{-6} \text{ m/s}$)
Transmissivität	in zerrütteten Gesteinen 10^{-6} bis $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$
GW-Typ	Na-SO ₄ - bzw. Na-HCO ₃ -Typ mit geringer Mineralisation in der Tiefe: Na-Cl-Typ mit hoher Mineralisation

➤ **Hydrochemische Eigenschaften**

Typisch für die Grundwässer des kristallinen Grundgebirges ist eine chemische Stockwerksgliederung (STOBER 1995, SCHÄDEL & STOBER 1987). Während die Grundgebirgswässer näher an der Oberfläche im Allgemeinen höhere Erdalkaliantteile aufweisen, handelt es sich im tieferen Kristallin zumeist um stagnierende, Natrium-Chlorid-dominierte Wässer. Die hochmineralisierten Tiefenwässer sind häufig reich an den gelösten Gasen Stickstoff, Kohlendioxid, Methan und Wasserstoff (BEHR et al. 1993). In der KTB-Vorbohrung wurden in 3.800 bis 4.000 m Tiefe hochmineralisierte Fluide mit einem Lösungsinhalt von ca. 60 g/l angetroffen (LODEMANN et al. 1994). Der Aufstieg der Fluide ist an Störungszonen gebunden. Häufig sind diese tiefen Bruchzonen auch Aufstiegswege für CO₂ (STETTNER 1971). Das Auftreten von Säuerlingen und der Verlauf tektonischer Linien des Grundgebirges stehen in einem engen Zusammenhang. Diese aufsteigenden Wässer sind neben der Natrium- und Chlorid-Dominanz durch hohe Calcium-, Bromid-, Jodid-, und Sulfat-Konzentrationen gekennzeichnet (BAUER 1999). Einen Übergang stellen die Wässer der Zersatzzone des Grundgebirges dar, die aufgrund der Verzahnung mit dem darüber liegenden Grundwasserleiter eine diesem entsprechende hydrochemische Signatur erhalten können. Im zertrümmerten Kristallin des Nördlinger Ries reichen die Lösungskonzentrationen von 0,5 g/l in 500 m Tiefe bis auf 2 g/l in 1.200 m Tiefe. Die relativ gering mineralisierten Wässer besitzen dort meist einen Natrium-Sulfat bzw. Natrium-Hydrogenkarbonat-Charakter

Oberkarbon / Rotliegend

➤ **Sedimentäre Anlage und Verbreitung**

Die Sedimente des Oberkarbons wurden als intramontane Beckenfüllungen des variszischen Gebirges abgelagert. Die Sedimentation erfolgte unter ariden bis semiariden Bedingungen und es kam zur Ablagerung von grobkörnigen Arkosen, Grauwacken, Konglomeraten, Sandsteinen sowie von Schluff- und Tonsteinen. Lassen sich die Abfolgen des Oberkarbon (Stefan und Westfal) und des Rotliegenden lithologisch nicht exakt voneinander abgrenzen, so werden sie als sogenanntes „Permokarbon“ zusammengefasst.

Infolge anhaltender Scher- und Dehnungstektonik setzte sich die Einsenkung der intramontanen Becken im Rotliegend fort. Zudem führten die tiefreichenden Krustenstörungen zu Intrusionen und vulkanischen Aktivitäten mit Höhepunkt an der Wende Oberkarbon/Rotliegend.

.....
Die Mächtigkeit und Ausbildung der Rotliegendesedimente ändert sich auf engem Raum. Die Sedimentation wurde durch die tektonische Aktivität, die Lithologie des Liefergebietes und die strukturelle Lage des Ablagerungsraumes gesteuert. Der Sedimenttransport erfolgte periodisch durch Schlammströme, wobei sich das Material in Form von alluvialen Schwemmfächern innerhalb der intramontanen Becken ablagerte (KURSZLAUKIS & LORENZ 1993). Die Abfolge des Rotliegend setzt häufig mit einem Fanglomerat- oder Konglomerathorizont ein. Die darüber geschütteten Ablagerungen bestehen aus Konglomeraten, Sandsteinen, Arkosen und auch Schluffsteinen, je nach Sedimentationsbereich innerhalb

des Ablagerungsfächers. Im Unterrotliegend treten darüber hinaus auch karbonatische Einschaltungen in Erscheinung. Die klastischen Sedimente sind in der Regel schlecht sortiert, was auf eine geringe Transportweite hinweist.

Das Rotliegend in Bayern lässt sich in Becken- und Schwellenbereiche untergliedern, wobei die Schwellen nicht als einheitliche Hochgebiete betrachtet werden können. Vielmehr treten auch dort Bereiche auf, in denen Rotliegend erhalten sein kann. Im Nordwesten finden sich im Bereich der Spessart-Rhön-Schwelle einzelne Rotliegendvorkommen. Südöstlich daran schließt sich der Kraichgau-Saale-Trog an, in dem Rotliegendmächtigkeiten von über 700 m auftreten können (Bohrung Rannungen). Die Tröge unmittelbar am Westrand der Böhmisches Masse werden als Nordostbayerischer Permokarbon-Trog zu-

sammengefasst. Die größte Mächtigkeit des Permokarbon wird hier im Weidener Becken mit vermutlich mehr als 2.800 m erreicht (MÜLLER 1994). Westlich und südlich davon fehlt offensichtlich flächenhaft verbreitetes Rotliegend. Kleinere Rotliegendvorkommen befinden sich im Raum Nürnberg - Forchheim, Abergung und Gunzenhausen. Der westlich davon gelegene Schramberger Trog endet im Bereich Eichstätt. Einzelne Permokarbon-Vorkommen finden sich auch südlich des Nordostbayerischen Permokarbon-Trogs. Diese werden durch Verwerfungen begrenzt und erreichen reflexionsseismischen Messungen zufolge beispielsweise im Bereich des Amberger Trogs Mächtigkeiten von ca. 1.500 m (BADER 1995). Der Raum südlich der Donau war während des Perm überwiegend kristallines Festland, auf dem nur vereinzelte Rotliegendvorkommen zwischen Ingolstadt und Salzburg nachgewiesen sind.

Aufgrund der fehlenden flächenhaften Verbreitung wurde auf die gesonderte Konstruktion von Tiefenlinien der Rotliegend-Oberfläche verzichtet. Die Karte der Rotliegend-Verbreitung beruht auf HAUNSCHILD (1997) und BADER (2001).

➤ **Hydraulische Eigenschaften**

Bei den permokarbonen Einheiten handelt es sich im Wesentlichen um Kluft-Grundwasserleiter, wobei im Porenraum der Sandsteine auch ein gewisses Speichervolumen zur Verfügung stehen kann (HOPPE 1954). Die bisherigen Bohrergebnisse deuten darauf hin, dass die permokarbonen Abfolgen in Nordbayern ein eher wenig erfolgversprechender Erschließungshorizont für Thermalwässer sind. Die Förderraten liegen meist weit unter 1 l/s.

Tab. 2: Hydrogeologische Kurzcharakteristik des Oberkarbon/Rotliegend (als Thermalgrundwasserleiter)

Lithologie	Sandsteine, Arkosen, Konglomerate, Vulkanite
Typ des GWL	Kluft-(Poren)
Porosität	keine Angaben
Permeabilität	k_f -Werte von 10^{-8} bis 10^{-7} m/s (in Thermalwasserbohrungen)
Transmissivität	10^{-8} bis 10^{-6} m ² /s (in Thermalwasserbohrungen)
GW-Typ	Na-HCO ₃ -Cl-Typ mit unterschiedlichen Mineralisationen (0,4 bis > 100 g/l) Tiefenwasser meist NaCl-dominiert

Injektionsversuche an der Bohrung Gunzenhausen ergaben für einen Rotliegend-Vulkanit eine Transmissivität von $3,47 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ und eine Permeabilität von 2,72 mD (entspricht einem k_f -Wert von $2,6 \times 10^{-8} \text{ m/s}$). Die Fördermenge betrug 0,1 l/s bei 370 m Absenkung (MESY 1988 in BAUER 1999). Für die Thermalwasserbohrung Weiden wurde eine Transmissivität von $3,8 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ und ein k_f -Wert von $7,6 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ ermittelt. Die höchste Förderleistung mit noch annähernd quasistationären Bedingungen betrug 1,8 l/s bei einer Absenkung von 487 m unter Ruhewasserspiegel (WATEC 1991, unveröff.).

Die permokarbonen Abfolgen in den Trogzentren weisen durch ihre tiefe Lage hohe Temperaturen auf, während in den Schwellenbereichen entsprechend geringere Temperaturen zu verzeichnen sind. In Gunzenhausen wies das Wasser in einer Tiefe von 460 m eine Temperatur von 23,2°C auf; in der Bohrung Staffelstein 1 wurden in einer Tiefe von 1600 m Temperaturen von knapp über 60°C erreicht (GUDDEN 1977).

➤ Hydrochemische Eigenschaften

Während das im Rotliegend oberflächennah auftretende Grundwasser vorwiegend als gering mineralisierter Calcium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Sulfat-Typ in Erscheinung tritt, zeichnen sich die Tiefenwässer durch zum Teil sehr hohe Mineralisationen und eine Natrium-Chlorid-Dominanz aus (UDLUFT 1979), deren Ursache möglicherweise im Absinken von Zechsteinsolen begründet ist. Die zur Tiefe hin ansteigenden Lösungskonzentrationen erreichen dabei beispielsweise in der Bohrung Thüringen Süd (nördlich der bayerischen Landesgrenze) 80 bis 200 g/l (BAUER 1999). Auch

die südthüringischen Bohrungen Themar 1/63 und Bad Colberg 1/1994 (HECHT 1996) trafen im Rotliegend auf hochmineralisierte Solen (ca. 60 g/l in Bad Colberg). Das Wasser in der Bohrung Weiden TH1 ist als „autochthones“ Rotliegend-Wasser einzustufen. Es handelt sich um ein Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Wasser mit einer Lösungskonzentration von 0,6 g/l (WATEC 1991, unveröff.).

Zechstein

➤ Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Das Zechsteinmeer transgredierte vom Norddeutschen Becken über die Hessische Senke buchtenartig in den süddeutschen Raum und erstreckte sich bis auf eine Linie in etwa zwischen Bayreuth und Stuttgart (FREUDENBERGER 1996). Der Ablagerungsraum entsprach dem eines flachen Epikontinentalmeeres, das mehrfachen Eindampfungen unterlag. Es dominieren daher evaporitische und karbonatische Ablagerungen.

.....
Den zunächst terrestrisch beeinflussten basalen Ablagerungen folgen marine Sedimente, die teilweise direkt dem Grundgebirge aufliegen. Der marine Zechstein lässt sich in mehrere Ablagerungszyklen gliedern, die im Allgemeinen jeweils mit einer klastischen Sedimentation beginnen und dann über eine karbonatische und sulfatische Entwicklung hin zu salinaren Abfolgen führen (FREUDENBERGER 1996). Im obersten Zechstein folgen die rotbraunen Tonsteine der sogenannten „Bröckelschiefer-Folge“, die eine Randfazies des obersten norddeutschen Salinarzyklus darstellen. Die größten Mächtigkeiten östlich der Spessart-Röhn-Schwelle werden im Bereich zwischen Bad Kissingen und Meiningen mit bis zu 290 m marinem Zechstein erreicht. Mit zunehmender Nähe zu den südlichen und östlichen Randbereichen des Fränkischen Beckens gehen die vorwiegend karbonatisch-evaporitischen Ablagerungen im Beckenzentrum zunächst in eine pelitisch-karbonatische und dann in klastisch-sandige Sedimentationsabfolge über. Bei den im Bayerischen Molassebecken erbohrten Zechsteinabfolgen bei Wolnzach und Giftthal handelt es sich um

Ablagerungen eines limnisch-terrestrischen bzw. alpinen Sedimentationsraumes, der keine Parallelen zum Zechstein des Germanischen Beckens zeigt (FREUDENBERGER 1996, UNGER 1991).

Die Darstellung der Zechstein-Verbreitung beruht auf EMMERT (1981) und FREUDENBERGER (1996). Anhand der Tiefenlinien der Triasbasis lässt sich für die Gebiete mit Rotliegend- oder Zechstein-Verbreitung die Tiefenlage der Oberkante des Permokarbons ermitteln. Die Darstellung der Triasbasis beschränkt sich auf den Bereich nördlich der Donau. Sie wurde auf Basis aller Bohrungen erstellt, die Grundgebirge oder Permokarbon erbohrt haben.

➤ Hydraulische Eigenschaften

Im Nordteil des Fränkischen Beckens können die karbonatisch ausgebildeten Abfolgen des Zechsteins potenzielle Thermalwasseraquifere darstellen. Als möglicherweise produktive Horizonte gelten die Karbonate des Zechsteinkalkes bzw. des Werradolomits (Ca1) und des Plattendolomits (Ca3), die durch Ton- und Anhydrit Horizonte hydraulisch voneinander getrennt werden (BAUER 1999). Beide Abfolgen sind ausgeprägte Klufft Grundwasserleiter. Die Mächtigkeit des Werradolomits beträgt im Unterfränkischen Becken und auf der Spessart-Rhön-Schwelle rund 10 m. Die Speichereigenschaften verschlechtern sich im Maingebiet aufgrund zunehmender Feinkornanteile. Der Plattendolomit hat in der Grabfeld-Mulde eine Mächtigkeit von ca. 15 m, im Unterfränkischen Becken von nur noch 10 m und in den Randbereichen von maximal 5 m.

Die Schüttungen der Bohrungen im Zechstein liegen in der Größenordnung von deutlich unter 1 l/s bis ca. 10 l/s.

Bei fehlenden Zuflüssen aus dem Umgebungsgestein handelt es sich jedoch um begrenzte geothermische Lagerstätten (GUDDEN 1981). Die sandig oder konglomeratisch ausgebildeten Basisabfolgen des Zechsteins sind als unproduktiv einzustufen (BAUER 1999).

Am Südfall der Spessart-Rhön-Schwelle liegen die Oberkanten der Zechsteinkalke meist nur 400 bis 600 m unter Gelände, so dass die Formationstemperaturen dort selten mehr als 25°C erreichen. In der Grabfeld-Mulde wird der Zechstein in einer Tiefe zwischen 800 und 1.200 m angetroffen. Hier sind Temperaturen von 35 bis 45°C zu erwarten (BAUER 1999). Nahe der Staffelsteiner Störungszone sind im Raum Mürsbach im Zechstein Temperaturen von über 50°C nachgewiesen (GUDDEN 1983).

➤ Hydrochemische Eigenschaften

Die Zechsteinwässer können entsprechend ihrer chemischen Zusammensetzung in zwei Gruppen unterteilt werden (UDLUFT 1979). Diese Untergliederung ist durch die lithologisch-faziellen Eigenschaften des Zechsteins bedingt (GEORGOTAS & UDLUFT 1976). Dabei lassen sich eine zentrale Beckenfazies mit Wässern vom Natrium-Chlorid-Typ sowie eine Beckenrandfazies mit vorwiegend sulfatisch-karbonatischen Gesteinen und Wässern vom Calcium-Sulfat-Typ unterscheiden. Die autochthonen Zechsteinsolen verdanken ihre Genese der Lösung der Salze des Werra-Salinars und treten im Bereich der Salzlager im Unterfränkischen Becken auf. Sie wurden beispielsweise

in Bad Kissingen und Bad Neustadt/Saale erbohrt (BAUER 1999). Die Natrium-Chlorid-Solen können aufgrund ihrer höheren Dichte bis auf Stauhohizonte absinken und entlang dieser als sogenannte „allochthone Solen“ in ansonsten salzfreie Gesteinseinheiten wandern (UDLUFT 1979). Dabei kann es zu einer Unterschichtung von gering mineralisiertem Wasser kommen. Die dem Werra-Salinars entstammenden Solen werden häufig im Zechsteinkalk (Ca1), teils aber auch im Plattendolomit (Ca3) angetroffen. Die Lösungskonzentration einer Zechsteinsole erreicht in der Bohrung Mürsbach B1 beispielsweise einen Wert von 132 g/l (UDLUFT 1979). Darüber hinaus können die Zechsteinsolen aufgrund des hydrostatischen Drucks entlang von Störungen bis an die Oberfläche aufsteigen. Zusätzlich wird die chemische Zusammensetzung einiger Zechsteinwässer von CO₂-Zutritten aus dem Zechsteinkalk geprägt.

Tab. 3: Hydrogeologische Kurzcharakteristik des Zechstein (als Thermalgrundwasserleiter)

Lithologie	Karbonate
Typ des GWL	Kluft
Porosität	0,1 bis > 10 % (Riff-Fazies max. > 20 %)
Permeabilität	keine Angaben
Transmissivität	keine Angaben
GW-Typ	Na-Cl-Typ mit häufig sehr hoher Mineralisation (z. T. > 100 g/l) Randfazies: meist Ca-SO ₄ -Typ mit geringer Mineralisation

In den autochthonen Wässern des Beckenrandbereiches nimmt die Gesamtmineralisation ab; der Calcium-, Magnesium-, Sulfat- und Hydrogenkarbonat-Gehalt nehmen zu. Erbohrt wurden diese Wässer beispielsweise in Zeitlofs und Bad Brückenau. Die Mineralisierung ist geringer als in den zentralen Beckenbereichen und beträgt meist nur wenige Gramm/Liter (z. B. Bohrung Zeitlofs 2 mit 3,36 g/l, UDLUFT 1979).

Buntsandstein

➤ Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Der Buntsandstein stellt den wichtigsten Thermalgrundwasserleiter im Fränkischen Becken dar. Die Sedimente sind im allgemeinen durch rötlich gefärbte, meist sandige Abfolgen charakterisiert, die bei einem semiariden bis extrem ariden Klima zur Ablagerung kamen.

Der Buntsandstein im Fränkischen Becken bildete sich aus dem Abtragungsschutt der kristallinen Hochgebiete im Süden (Vindelizische Schwelle) und im Osten (Böhmische Masse). Der Sedimenttransport erfolgte größtenteils in Form von Wadi-Ablagerungen entlang von weitgefächerten Flusssystemen und gelegentlich auftretender Schichtfluten (FREUDENBERGER 1996). In den weit ausgedehnten und ebenen Becken kam es dann zur Ablagerung von breiten alluvialen Schwemmfächern mit gröberklastischer Sedimentation am Beckenrand. Mit zunehmendem Abstand vom Beckenrand verringern sich die Korngrößen bis hin zu tonig-schluffigen Sedimenten in den Schwemmebenen.

Die stratigrafische Einteilung erfolgt anhand lithologischer Kriterien insbesondere nach den zyklisch wiederkehrenden Sedimentationsfolgen grobklastischen bis pelitischen Materials. Der Untere Buntsandstein lässt sich in zwei, der Mittlere Buntsandstein in vier und der Obere Buntsandstein in eine Folge untergliedern (SCHWARZMEIER 1981, FREUDENBERGER 1996). Zu den Beckenrändern hin wird die lithologische Abgrenzung oft schwierig und die Folgen verschmelzen teilweise miteinander. Da die Bröckelschiefer-Folge nach neuer stratigrafischer Einteilung mittlerweile als

abschließende Folge dem Zechstein zugeordnet wird, beginnt der Untere Buntsandstein mit den Sandsteinen der Calvörde-Folge. Auch die darüber folgende Bernburg-Folge besteht vorwiegend aus Sandsteinen, jedoch nehmen im Hangenden die Tonlagen zu. Die Mächtigkeit des Unteren Buntsandstein beträgt im Bereich des Spessarts und der Rhön bis zu 330 m. Zu den Beckenrändern hin nimmt die Mächtigkeit rasch ab und die Korngrößen zu. Die südliche Verbreitungsgrenze des Unteren und basalen Mittleren Buntsandsteins endet etwa auf einer Linie Fürth – Eschenbach (KLARE 1989, GUDDEN 1993a). Der Mittlere Buntsandstein ist von stärkeren epirogenetischen Bewegungen und damit von einer Differenzierung und Ausdehnung des Sedimentationsraumes geprägt. Dies geht mit verstärkter Erosion und fluviatiler Sedimentation einher. Die zunächst abgelagerten Grobsandsteine gehen im Hangenden in feinklastische Sedimente (Tonsteinlagen) über, bis der Zyklus wieder von neuem beginnt. Der Mittlere Buntsandstein lässt sich so in die Volpriehausen-, Detfurth-, Hardegsen- und Solling-Folge untergliedern. Die Sandsteine sind oft kieselig gebunden und schlecht sortiert. Im Beckeninneren erreicht der Mittlere Buntsandstein in der Bohrung Mellrichstadt eine Mächtigkeit von 260 m. Die Sedimentation wurde gegen Ende der Hardegsen-Folge durch die Einengung des Sedimentationsbeckens unterbrochen und es kam zu Bodenbildungen, die jetzt als Karneol-Do-lomit-Horizont in Erscheinung treten. Die bis zum Ende des Mittleren Buntsandstein herrschende terrestrische Sedimentation wird mit Beginn des Oberen Buntsandsteins (Röt-Folge) durch die Transgressionen des Rötmeeres mehr und mehr durch flachmarine Verhältnisse abgelöst. Während im tieferen Röt nur einzelne kurzfristige marine Transgressionen

die südlichen Randgebiete erreichten und fluviatile Schüttungen vorherrschten, wurden im weiteren Verlauf auch im Süden die Sandsteinablagerungen zunehmend durch marine und tonig-schluffige Ablagerungen ersetzt.

Die größten Mächtigkeiten des Buntsandsteins in Bayern werden im Gebiet um Mellrichstadt mit ca. 700 m Gesamtmächtigkeit (inkl. Bröckelschiefer) erreicht. Nach Süden bzw. Südosten hin nehmen die Mächtigkeiten ab. Der Südrand der Buntsandsteinsedimentation verläuft nördlich einer Linie Ulm – Treuchtlingen - Regensburg. Der östlich der Fränkischen Linie abgelagerte Buntsandstein ist durch die Heraushebung des Grundgebirges weitestgehend erodiert. Die tiefste strukturelle Position erreicht der Buntsandstein im Bereich des Staffelsteiner Grabens, nach Süden hin steigt die Buntsandstein-Basis wieder an.

Die Darstellung der Buntsandsteinoberfläche ist generalisiert; die Versatzbeträge der Störungen sind nicht berücksichtigt. Die Darstellung der Isohypsen und Isopachen reicht im Osten bis an das Obermain-Naab-Bruchschollenland; im Süden endet sie an der südlichen Verbreitungsgrenze des Buntsandsteins (HAUNSCHILD 1993). Als Grundlage dienten Karten von KLARE (1989) und HAUNSCHILD (1993), die anhand neuerer Bohrdaten überarbeitet wurden.

↗ **Hydraulische Eigenschaften**

Die meisten Thermalwasserbohrungen im Fränkischen Becken haben Wasser aus dem Buntsandstein erschlossen, da dieser vergleichsweise günstige Speichereigenschaften und eine großräumige Ausdehnung bei ausreichenden Tiefen besitzt. Während der

Buntsandstein in Unter- und Mittelfranken als ein ausgesprochener Kluft-Grundwasserleiter anzusprechen ist, scheint in Oberfranken auch der Gesteinsporenraum einen geringen Anteil an der Wasserführung zu besitzen (BAUER 1999). Nördlich von Bad Kissingen (Unterfranken) wurden in mehreren Versuchsbohrungen in tektonisch stark beanspruchtem Buntsandstein Transmissivitäten von $8,8 \times 10^{-4}$ bis $1,5 \times 10^{-2}$ m²/s ermittelt, wobei bei zunehmender Bohrtiefe ein Rückgang der Transmissivitäten zu beobachten war (UDLUFT & BAUER 1997 in BAUER 1999). Die Auswertung von Pumpversuchen einer Thermalwasserbohrung in Bad Windsheim (Mittelfranken) ergab Transmissivitäten $1,0 \times 10^{-6}$ bis $5,7 \times 10^{-5}$ m²/s und Durchlässigkeitsbeiwerte von $1,5 \times 10^{-9}$ bis $8,5 \times 10^{-8}$ m/s (TABERG 2000, unveröff.). Die Porositäten der oberfränkischen Sandsteine liegen im Mittel zwischen 13 und 21 %; im Laborversuch ergaben sich Durchlässigkeitsbeiwerte zwischen 9×10^{-7} und 1×10^{-5} m/s (MÄRZ 1977).

Vor allem der Mittlere Buntsandstein ist mit seinen teils grobkörnigen und kiesigen Sandsteinen ein wichtiger Grundwasserleiter. Im Unteren Buntsandstein sind vor allem die Geröllfächer am Beckenrand und tektonisch beanspruchte Bereiche gut durchlässig, während die feinkörnigen Ablagerungen im Unterfränkischen Becken eher ungünstige Speichereigenschaften aufweisen (BAUER 1999). Im Oberen Buntsandstein kann der zwischen den Röttonen auftretende Rötquarzit als lokaler Grundwasserleiter ausgebildet sein. Zum Beckenrand hin verbessern sich die hydraulischen Eigenschaften des Oberen Buntsandsteins aufgrund des zunehmenden Sandanteils in der Übergangsfazies.

In der überwiegend sandig ausgebildeten Randfazies bilden Oberer und Mittlerer Buntsandstein ein zusammenhängendes Grundwasserstockwerk (BAUER 1999). Für den randfaziell ausgebildeten Buntsandstein in der Bohrung Hersbruck wurden je nach Auswerteverfahren mittlere Durchlässigkeitsbeiwerte von $7,0 \times 10^{-7}$ und $3,6 \times 10^{-6}$ m/s ermittelt (BPC 2002, unveröff.). Der Buntsandstein im Obermain-Naab-Bruchschollenland scheint durch die großen Störungen vom Buntsandstein im westlichen Beckenbereich hydraulisch weitgehend getrennt zu sein (BAUER 1999).

Die Ergiebigkeiten von Bohrungen im Buntsandstein schwanken zwischen weniger als 0,1 l/s und maximal knapp 28 l/s, die aus der Bohrung Bad Colberg 1/1974 (im bayerisch-thüringischen Grenzgebiet) aus dem Mittleren Buntsandstein artesisch auslaufen (Tab. 29 in BAUER 1999). Der Großteil der Tiefbohrungen im Buntsandstein weist Ergiebigkeiten zwischen 1 und 10 l/s auf.

Von KUNKEL et al. (2019) wurde das geothermische Nutzungspotenzial der Buntsandsteinaquifere im Nordosten Bayerns mit Fokus auf tiefe Aquiferspeicher untersucht. Diesen Untersuchungen zufolge liegt der Median im Buntsandstein beim Durchlässigkeitsbeiwert bei $3,6 \times 10^{-6}$ m/s und bei der Transmissivität bei $4,2 \times 10^{-4}$ m²/s. Räumlich betrachtet fallen die hohen Werte im Nordosten Bayerns an die Grenze zu Thüringen und im Raum um Fürth auf. Aufgrund der Durchlässigkeiten und Transmissivitäten von über $1,0 \times 10^{-6}$ m/s bzw. $5,0 \times 10^{-5}$ m²/s sind diese Regionen möglicherweise für eine geothermische Nutzung geeignet.

Die im Buntsandstein angetroffenen Druckspiegelhöhen sind sehr stark von der unterschiedlichen Mineralisation (und den damit unterschiedlichen Dichten des Thermalwassers) beeinflusst. Die topografischen Höhen der Neubildungsgebiete in Spessart, Rhön und Südthüringen liegen teils deutlich über 400 m ü. NN (GUDDEN 1973, WROBEL 1992). Da in der Rhön und in Südthüringen der Untere und Mittlere Buntsandstein bereits nördlich der Vorfluter (Main bzw. Werra) unter den tonig ausgebildeten Oberen Buntsandstein abtaucht, werden dort diese Vorfluter unterströmt. Durch die geringe Durchlässigkeit der Röttone ist das Grundwasser im Unteren und Mittleren Buntsandstein artesisch gespannt, wobei sich die Druckhöhen von den mutmaßlichen Einzugsgebieten in Richtung auf den „General“-Vorfluter Main hin zu erniedrigen scheinen (GUDDEN 1981). Im Raum Rodach liegen die Druckspiegelhöhen bei ca. 395 bis 375 m ü. NN (GUDDEN 1973, WROBEL 1992), zwischen Staffelstein und Mürsbach ist (bezogen auf Süßwasser) von Druckspiegelhöhen von rund 370 m ü. NN auszugehen (GUDDEN 1981) und südlich und östlich von Nürnberg sind (bezogen auf vergleichsweise gering mineralisiertes Wasser) Druckspiegelhöhen von 330 bis 340 m ü. NN zu erwarten (BPC 1999, 2002, unveröff.).

Südlich der Spessart-Rhön-Schwelle fällt die Buntsandsteinbasis zum Unterfränkischen Becken hin von ca. 500 m bis auf 700 m unter Gelände ab. Die Temperaturen dürften 24 bis 32 °C erreichen (BAUER 1999). Zur Grabfeld-Mulde hin sinkt die Buntsandsteinbasis weiter ab und erreicht in Bad Colberg bereits eine Tiefe von 1.120 m unter Gelände. In der Grabfeld-Mulde selbst könnten je nach struktureller Position Temperaturen von über 45 °C erreicht

werden (BAUER 1999). Für die Bohrungen Mürsbach im Bereich der Staffelsteiner Störungszone sind in ca. 1.000 m Tiefe Temperaturen von über 55 °C belegt; die Auslauftemperaturen betragen knapp 50 °C (GUDDEN 1983). Aus den Bohrungen im Staffelsteiner Graben wird aus dem Buntsandstein ein Thermalwasser mit einer Auslauftemperatur von knapp über 50 °C gefördert (GUDDEN 1983). Im Fränkischen Schichtstufenland zwischen Main und Frankenalb steigt die Buntsandsteinbasis von 700 m unter Gelände im Norden auf 400 m unter Gelände im Raum Nürnberg an. Die Thermalwassertemperaturen sinken dort von 32 °C auf 22 °C ab (BAUER 1999).

➤ Hydrochemische Eigenschaften

Die Buntsandstein-Tiefenwässer des Fränkischen Beckens besitzen ein sehr heterogenes hydrochemisches Erscheinungsbild. Einerseits treten vor allem im Bereich der Spessart-Rhön-Schwelle und in Südthüringen von UDLUFT (1979) als autochthone Tiefenwässer des Mittleren und Unteren Buntsandstein bezeichnete Calcium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-(Sulfat)-Wässer mit Gesamtmineralisationen von 250 bis 350 mg/l in Erscheinung. Im Bereich der Grabfeld-Mulde erhöhen sich die Lösungskonzentrationen dieser autochthonen Buntsandsteinwässer infolge von Anhydrit-Einschlüssen im Röt auf über 1.000 mg/l und verleihen dem Wasser eine Sulfat-Dominanz. Die Buntsandsteinwässer können jedoch auch durch den Zutritt von Zechsteinsolen mit Natrium-Chlorid-Dominanz hydrochemisch beeinflusst werden. UDLUFT (1979) spricht in diesem Zusammenhang von autochthonen Zechsteinsolen im Buntsandstein, wenn die Beeinflussung innerhalb des Verbreitungsgebietes der Zechsteinsalze erfolgt und von

allochthonen Zechsteinsolen im Buntsandstein, wenn diese außerhalb des Verbreitungsgebietes der Zechsteinsalze auftreten. Die von allochthonen Solen beeinflussten Grundwässer zeigen eine Zunahme der Mineralisation mit zunehmender Tiefe, was auf das Einwandern der Solen über einem geringleitenden Horizont hindeuten kann (BAUER 1999). Die Gesamtmineralisation dieser durch allochthone Zechsteinsolen beeinflussten Buntsandsteinwässer erreicht in den Bereichen knapp oberhalb des „Solestauhorizonts“ Werte von über 100 g/l (BAUER 1999). Als Beispiele für Buntsandsteinwässer, die von autochthonen Zechsteinsolen beeinflusst werden, können die Wässer einiger Brunnen in Bad Kissingen, in Bad Neustadt/Saale sowie in Bad Königshofen interpretiert werden. Die Zechsteinsolen

können offensichtlich aufgrund des hydrostatischen Drucks entlang von Störungen in höhergelegene Grundwasserleiter aufsteigen und vermischen sich dort mit den geringmineralisierten autochthonen Buntsandsteinwässern. Die Mineralisationen erreichen dabei Werte von 4,9 g/l in Bad Königshofen, maximal 15,7 g/l in Bad Kissingen und maximal 50,5 g/l in Bad Neustadt/Saale (BAUER 1999). Im tieferen Bohrlochabschnitt der Bohrung Bad Neustadt/Saale stiegen diese auf über 110 g/l an (GENSER 1970). Die geringe Mineralisation der Buntsandsteinwässer in Bad Colberg und Rodach mit maximalen Konzentrationen von 1,6 g/l werden von UDLUFT (1979) auf eine Verdrängung der Salinarfront in der Grabfeld-Mulde durch den Einfluss des östlich gelegenen Neubildungsgebietes zurückgeführt. Auch die Thermalwasserbohrung Bayreuth, die sich westlich der großen Störungzonen des Obermain-Naab-Bruchschollenlands befindet und somit den ungestörten Ostrand des Fränkischen Beckens erschließt, weist mit 1 g/l eine geringe Mineralisation auf und wird demnach von allochthonen Solen nicht beeinflusst (BAUER 1999). Die Abnahme der Lösungskonzentration ausgehend vom Auslaugungsgebiet zwischen Unterfranken und Südthüringen bis hin in den Nürnberger Raum weist auf einen abnehmenden Einfluss allochthoner Solen hin. Die Mineralisationen sinken auf 11 bis 12 g/l und die Natrium-Chlorid-Dominanz lässt nach (BAUER 1999). Südlich von Nürnberg wurde in Stein ein fluoridhaltiges Calcium-Natrium-Sulfat-Wasser mit einer Mineralisation von ca. 4,5 g/l erschlossen. Hierbei könnte es um ein weitgehend autochthones Buntsandstein-Wasser handeln, dem nur noch eine schwache Salzwasserkomponente beigemischt ist. Genetisch ist aufgrund der geringen Mineralisation auch eine Herkunft des Wassers vom

Tab. 4: Hydrogeologische Kurzcharakteristik des Buntsandsteins (als Thermalgrundwasserleiter)

Lithologie	Sandsteine mit Schluff- und Tonstein-Einschaltungen
Typ des GWL	Kluft-(Poren)
Porosität	Gesamtporosität ca. 4 bis 15 % (max. 25 %)
Permeabilität	stark schwankend (k_f -Werte von 10^{-4} bis 10^{-8} m/s)
Transmissivität	Stark schwankend (10^{-3} bis 10^{-5} m ² /s)
GW-Typ	autochthone Wässer: Ca-Mg-HCO ₃ -(SO ₄)-Typ (Mineralisation 250 mg/l bis max. ca. 1.000 mg/l) allochthone Wässer: Na-Cl-Typ (Mineralisation bis über 100 g/l)

Kristallinhoch südlich Nürnberg nicht auszu-schließen (BPC 1999, unveröff.).

Westlich von Nürnberg wurde in Bad Windsheim eine eisen- und kohlenstoffhaltige Thermalsole mit gut 60 g/l Lösungsinhalt erschlossen (TABERG 2000, unveröff.). Solen mit vergleichbarem Lösungsinhalt wurden in den Tiefbohrungen Bad Mergentheim und Ingelfingen (Nordwürttemberg) angetroffen (CARLÉ 1956, WOLFF 1988).

Da die im Auslaugungsgebiet entstandenen Solen entlang von Störungszonen aufsteigen und auch in stratigrafisch höher gelegene Grundwasserleiter eindringen können (BAUER 1999), verläuft die Grenze zwischen Süß- und Salzwasser im Fränkischen Becken weitgehend unabhängig von Schichtgrenzen. Die Süß-/Salzwassergrenze liegt in Südthüringen bei ca. 250 m ü. NN und fällt im Raum Nürnberg auf 150 m ü. NN ab (UDLUFT 1981). Im Südosten des Fränkischen Beckens markiert das aus dem Sandsteinkeuper der Bohrung Hersbruck geförderte Mineralwasser mit einem Lösungsinhalt von 1,5 g/l und im Süden das Grundgebirgshoch zwischen Dinkelsbühl und Berching die Grenze der Salzwasserausbreitung (BAUER 1999).

Muschelkalk

➤ Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Die bereits im Oberen Buntsandstein einsetzende Meerestransgression setzte sich im Muschelkalk fort. Neben den Meerestransgressionen von Norden her bestand auch eine Verbindung über die Rhone-Depression zum Tethys-Meer. Der südöstliche Rand des Sedimentationsraumes verläuft etwa von Memmingen über Eichstätt bis in die Gegend nördlich von Regensburg, im Osten ist er durch die Böhmisches Masse begrenzt. Die Gliederung des Muschelkalks erfolgt nach lithologischen und paläontologischen Merkmalen in Unteren Muschelkalk (Wellenkalk), Mittleren Muschelkalk (Anhydrit-Gruppe) und Oberen Muschelkalk (Hauptmuschelkalk) (FREUDENBERGER 1996).

.....
Im Unteren Muschelkalk sedimentierten in einem flachen Meer überwiegend Karbonatschlämme, was zur Ausbildung von plattigen, linsig-flaserigen Mergelkalksteinen und Karbonaten mit welligem Gefüge führte. Durch tektonische Hebungen verminderte sich im Mittleren Muschelkalk immer wieder der Meerwasseraustausch und es kam zur Ablagerung von evaporitischen Abfolgen mit Mergeln, Dolomiten, Sulfaten und Steinsalz. Zum Oberen Muschelkalk hin erhielt das Germanische Becken über eine Senkungszone im Südwesten (Burgundische Pforte) wieder Zugang zum offenen Tethysmeer. Im germanischen epikontinentalen Flachmeer bildeten sich Kalk-, Mergel- und Tonsteine (FREUDENBERGER 1996).

Die gesamte Muschelkalkabfolge erreicht in Bayern im Bereich von Rodach mit 266 m die maximalen Mächtigkeiten. Nach Südosten zum Beckenrand hin nehmen die Mächtigkeiten ab. Der Beckenrand wird von einem rund 60 km breiten Bereich aus Muschelkalk in sandiger Randfazies umsäumt, der von fluviatiler Ton- und Sandanlieferung vom südöstlichen Festland in das marine Becken hinein zeugt (FREUDENBERGER 1996).

Die Kartendarstellung der Muschelkalkoberfläche endet westlich des Obermain-Naab-Bruchschollenlandes bzw. des Weidener Beckens. Die Versatzbeträge an den Störungen im Muschelkalk werden nicht berücksichtigt. Der Kartenausschnitt beschränkt sich auf die nördlich der Donau auftretenden Muschelkalkvorkommen, da die weiter südwestlich gelegene Verbreitungsgrenze des meist randfaziell-sandig ausgebildeten Muschelkalks in etwa mit dem Verlauf der Iller zusammenfällt und nur wenig östlich der Bayerischen Landesgrenze zwischen Neu-Ulm und Lindau verläuft. Die Darstellung der Mächtigkeitsverteilung, der faziellen Ausbildung und der südlichen Verbreitungsgrenze beruht auf HAUNSCHILD (1993).

➤ **Hydraulische Eigenschaften**

Die karbonatisch-evaporitischen Muschelkablagerungen bilden überwiegend einen Kluft-Grundwasserleiter. Eine Verkarstung tritt nur dort auf, wo der Muschelkalk ohne oder mit nur geringmächtiger Keuper-Bedeckung ausstreicht. Durch die zunehmende Versandung zum Beckenrand hin kommen zunehmend Eigenschaften eines kombinierten Poren-Kluft-Grundwasserleiters zum Tragen. Im Liegenden treten die Röttone des Oberen

Buntsandstein und im Hangenden die tonigen Ausbildungen des Unteren Keupers als hydraulisch wirksame Grenze zu den Grundwässern des Muschelkalks in Erscheinung. In der Beckenrandfazies zwischen Treuchtlingen und Grafenwöhr bilden Buntsandstein, Keuper und Muschelkalk ein zusammenhängendes Grundwasserstockwerk (BAUER 1999). Der Untere Muschelkalk ist mit Ausnahme der sogenannten „Schaumkalkbänke“ ein schlechter Kluftgrundwasserleiter. Im Mittleren Muschelkalk ist aufgrund der ausgeprägten lithologischen Differenzierung mit stark unterschiedlichen hydraulischen Eigenschaften zu rechnen. Während die mergelig-dolomitisch dominierten Bereiche nur eine geringe Wasserführung erwarten lassen, können in den sandigen Randfaziesbereichen vergleichsweise gute Ergiebigkeiten möglich sein. Gleiches gilt für die verkarsteten Bereiche, die aufgrund unzureichender Tiefenlage jedoch nicht thermalwasserhöflich sind. Der Obere Muschelkalk ist aufgrund der zwischengeschalteten Tonsteinhorizonte wiederum als vergleichsweise schlechter Grundwasserleiter zu bewerten.

Die tiefste Absenkung in Nordbayern erreicht die Muschelkalkbasis mit 880 m unter Gelände im Staffelsteiner Graben. In der Grabfeldmulde und bei Bad Colberg liegt sie rund 600 m unter Gelände, im Bereich der Mittleren Frankenalb bei 625 m unter Gelände und in der Südlichen Frankenalb bei 500 m unter Gelände (BAUER 1999). In der Bohrung Obernsees wurden in 680 m Tiefe 43°C gemessen, bei Mürsbach könnten die Temperaturen im Muschelkalk 38°C erreichen; ansonsten sind meist 26 bis 30°C zu erwarten (BAUER 1999).

Die Schüttungen der Tiefbohrungen im Muschelkalk reichen von weniger als 1 l/s bis

gut 12 l/s in der Bohrung Treuchtlingen, die untersten Keuper und Muschelkalk in sandiger Randfazies erschlossen hat. Nach Südwesten zu ist mit einer abnehmenden Ergiebigkeit zu rechnen, da in den Muschelkalk-Sandsteinen der Thermalwasserbohrung Neu-Ulm keine nennenswerte Wasserführung mehr zu verzeichnen war (FRANZ et al. 2000).

➤ Hydrochemische Eigenschaften

Die oberflächennahen Grundwässer des Muschelkalks zeichnen sich durch eine geringe Mineralisation und einen Calcium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Charakter aus. Im Beckenzentrum treten innerhalb des Mittleren Muschelkalks in Unterfranken und Südthüringen evaporitische Ablagerungen auf, die zu einer Erhöhung der Sulfat-Konzentrationen im Wasser führen können. Treten Salzlagen in Erscheinung, wie beispielsweise zwischen Rothenburg o.d. Tauber und Eltmann, so können Natrium-Chlorid-Solen entstehen. Aus der Solequelle in Bad Windsheim wird in 148 m Tiefe aus dem Oberen Muschelkalk eine mit 250 g/l hochkonzentrierte Natrium-Chlorid-Sole gefördert (CARLÉ 1975). Hohe Natrium-Chlorid-Mineralisationen lassen sich aber auch auf die Zufuhr von hochsalinaren Zechsteinsolen zurückführen. Die Zusammensetzung der Muschelkalkwässer in Bad Königshofen (Urbani-Quelle, Natrium-Chlorid-Sulfat-Wasser mit 11,3 g/l Lösungsinhalt) wird beispielsweise aufsteigenden Zechsteinmineralwässern zugeschrieben (SCHMITT 1982). Die hydrochemische Beschaffenheit der Muschelkalk-Wässer in den Bohrungen Rodach 2 (Natrium-Calcium-Chlorid-Sulfat-Wasser mit 10,2 g/l Lösungsinhalt) und Bad Colberg 1/1927 (Natrium-Chlorid-Wasser mit 17,8 g/l Lösungsinhalt) könnte mit dem Zustrom von

Wässern aus dem Bad Königshofener Gebiet erklärt werden (UDLUFT 1979). Da das Buntsandsteinwasser als tiefstes in dieser Region erschlossenes Wasser die geringste Mineralisation aufweist, ist es jedoch unwahrscheinlich, dass der hohe NaCl-Gehalt im Muschelkalk auf aufsteigende Wässer aus dem Zechstein zurückzuführen ist (WROBEL 1992). Ein Rückschluss auf die Herkunft der Natrium-Chlorid-Solen scheint anhand der Cl/Br-Verhältnisse möglich sein. Während autochthone Zechsteinsolen durchschnittliche Cl/Br-Verhältnisse von 1.800 bis 2.200 aufweisen, liegt das Verhältnis bei den Muschelkalksolen um den Faktor 10 höher (BAUER 1999). Nach Süden hin nehmen in der sandigen Randfazies die Konzentrationen der Lösungsinhalte ab. In der Bohrung Gunzenhausen TMB wurde

Tab. 5: Hydrogeologische Kurzcharakteristik des Muschelkalks (als Thermalgrundwasserleiter)

Lithologie	Kalk- und Dolomitsteine mit Tonstein-, Gips- und Steinsalz-Einschlüssen Randfazies: vorwiegend Sandsteine
Typ des GWL	Kluft Randfazies: Kluft-(Poren)
Porosität	keine Angaben
Permeabilität	keine Angaben
Transmissivität	keine Angaben
GW-Typ	Ca-Mg-SO ₄ -Typ oder Na-Cl-Typ mit Mineralisationen von > 10 g/l (in Salzlagern bis zu 250 g/l) Randfazies: Na-(Ca)-HCO ₃ -(SO ₄)-Typ mit Mineralisationen < 1 g/l

im Muschelkalk schwachmineralisiertes Natrium-Calcium-Hydrogenkarbonat-Sulfat-Wasser mit 0,2 g/l Lösungsinhalt angetroffen. In den Thermalwasserbohrungen in Treuchtlingen wurde in Sandsteinen des untersten Keupers und sandig ausgebildetem Muschelkalk sowie in geringem Maße im Rotliegend (TH 2) gering-mineralisiertes Natrium-Hydrogenkarbonat-Wasser mit ca. 0,5 bis 0,7 g/l Lösungsinhalt erschlossen (FREUDENBERGER et al. 2000).

Keuper

➤ Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Der Sedimentationsraum des Keupers war ähnlich wie während des Muschelkalks über schmale Pforten mit dem Tethys-Meer verbunden, die Wasserzirkulation war jedoch stark eingeschränkt (FREUDENBERGER 1996), so dass das Ablagerungsgebiet zunehmend terrestrischen Einflüssen unterlag. Es bildeten sich großflächige Sedimentationsebenen, da die Absenkung durch die Sedimentation weitgehend ausgeglichen wurde. Der Beckenrand verlagerte sich weiter nach Südosten; die genaue Lage des Beckenrandes ist aber aufgrund der wenigen Bohrdaten nur zu vermuten. Die klimatischen Bedingungen schwankten von arid bis semihumid und das Ablagerungsmilieu reichte von marinen über brackische bis hin zu fluviatilen Verhältnissen. Die wechselnden Bedingungen spiegeln sich in einem starken vertikalen und lateralen Fazieswechsel wider. Die Keupersedimente sind durch flachmarin gebildete Ton- und Schluffsteine, evaporitische Bildungen von Dolomit, Anhydrit, Gips und vereinzelt Steinsalz gekennzeichnet. Von Norden her wurden die graugrünen Sandsteine des Unteren Keupers und des Gipskeupers in den Keuper-Ablagerungsraum eingetragen; die Sandsteine des höheren Mittleren Keupers wurden vermutlich schichtflutartig vom südöstlichen Beckenrand geschüttet.

.....
Der Untere Keuper wird von tonig-sandigen Bildungen mit Dolomit- und Kalkeinschaltungen dominiert; im tieferen Mittleren Keuper tritt auch Gips auf („Gipskeuper“). Südöstlich einer Linie Bayreuth – Erlangen – Ansbach – Feuchtwangen treten im tiefsten Gipskeuper die sogenannten „Benkersandsteine“ als

randfazielles Äquivalent zu den tonig-mergeligen Myophorienschichten des Beckenzentrums in Erscheinung. Ab dem höheren Mittleren Keuper werden überwiegend Sandsteine mit Tonsteineinschaltungen abgelagert („Sandsteinkeuper“). Im Oberen Keuper (Rhät) findet sich im Fränkischen Becken eine Wechselfolge von Sand- und Tonsteinen, die sich lithostratigrafisch nicht immer eindeutig dem Rhät oder dem darüber folgenden Lias zuordnen lässt. Sie werden daher als sogenannte „Rhätolias“ zusammengefasst.

Der Tiefenlinienplan stellt die Oberfläche des Sandsteinkeupers großräumig interpoliert und ohne Berücksichtigung von Störungen dar. In Nordbayern wird die Darstellung der Tiefenlinien von den im Westen, Norden und Osten an der Oberfläche ausstreichenden Keuperseimenten begrenzt. Südlich des Fränkischen Beckens fallen die Keupersandsteine unter dem Molassebecken auf Tiefen von über 3.800 m u. NN am südwestlichen bayerischen Alpenrand ab. In der Karte ist die maximale südliche Verbreitungsgrenze des Keupers nach LEMCKE (1975) dargestellt, jedoch dürfte die Verbreitung der Sandsteine bereits etwas weiter nordwestlich dieser maximalen Ausdehnung geendet haben. Auch im Bereich der Mühldorfer Bucht ist eine durchgängige Keupersandstein-Sedimentation nicht sicher nachgewiesen. Da ein starker vertikaler und auch horizontaler Fazieswechsel gegeben ist und zudem Sandsteine unterschiedlicher Einheiten zusammengefasst wurden, wurde auf die Darstellung von Isopachen verzichtet.

➤ **Hydraulische Eigenschaften**

Im Fränkischen Becken können die Schichten des Keupers lediglich in der Grabfeld-Mulde und unter der Frankenalb einen thermalwasserhöffigen Grundwasserleiter darstellen (BAUER 1999). Thermalwasserhöffig ist der Keuper unter der südlichen Frankenalb und im Donaauraum. Darüber hinaus können die Keuperablagerungen im Südwesten Bayerns unterhalb des Molassebeckens thermalwasserhöffig sein.

Gute Ergiebigkeiten sind im Keuper vor allem im Benkersandstein zu erwarten. Auch die Abfolgen des Sandsteinkeupers können als gute Grundwasserleiter entwickelt sein. Die einzelnen Sandsteinkeuper-Folgen werden im Beckenzentrum durch Lettenhorizonte teilweise hydraulisch voneinander getrennt. Eine hydraulische Abgrenzung des Sandsteinkeupers vom Benkersandstein ist durch die tonigen Lehrberg- und Estheriensichten gegeben. Diese Trennung tritt zum Beckenrand mit zunehmender Versandung zurück. Allgemein weisen die Sandsteine des Mittleren Keupers erhöhte hydraulisch wirksame Porenraumanteile auf. Es handelt sich somit um kombinierte Kluft-Poren-Grundwasserleiter, wobei die Wasserbewegung entlang der Klüfte dominiert (BAUER 1999). Auch beim Rhätolias handelt es sich um einen kombinierten Kluft-Poren-Grundwasserleiter.

An Keuper-Sandsteinproben aus Bohrungen im Bereich der südlichen Frankenalb wurden mittlere Nutzporositäten von 10 bis 22 % und Permeabilitäten von 10 bis 1.900 mD ermittelt (Tab. 34 in BAUER 1999). Die Auswertung von Pumpversuchen im Sandsteinkeuper der Thermalwasserbohrung Bad Gögging

TH 1 erbrachte Transmissivitäten von 2,5 bis $7,6 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ und Durchlässigkeitsbeiwerte von $2,3$ bis $6,3 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ (FRISCH 1981); für die Bohrung Bad Gögging TH 2 werden Transmissivitäten von $1,0$ bis $4,0 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ und ein mittlerer k_f -Wert von rund $1,8 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ angegeben (WATEC 1992, unveröff.).

Die Ergiebigkeiten von Tiefbohrungen reichen von deutlich weniger als 1 l/s bis maximal 8 l/s (bei einer Absenkung des Druckwasserspiegels um 132 m) (BAUER 1999).

Von KUNKEL et al. (2019) wurde das geothermische Nutzungspotenzial der Keupersandsteinaquifere im Nordosten Bayerns mit Fokus auf tiefe Aquiferspeicher untersucht. Aufgrund der gegebenen Datengrundlage wurden die Aquifere im Gipskeuper und im Sandsteinkeuper näher betrachtet. Demnach sind die Mediane der Werte im Gipskeuper von $3,2 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ (k_f -Wert) bzw. $4,7 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ (Transmissivität) höher als die Mediane der Werte im Sandsteinkeuper von $2,5 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ (k_f -Wert) bzw. $2,8 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ (Transmissivität). Räumlich betrachtet finden sich die höchsten Durchlässigkeits- und Transmissivitätswerte des Keuperaquifers dem Ausbiss in einem Bogen folgend nördlich und südlich von Nürnberg in geringen Tiefen. Die Durchlässigkeitsbeiwerte im Norden des Untersuchungsgebietes und in größeren Teufen im Süden bei Ingolstadt und Regensburg sind für eine geothermische Nutzung weniger geeignet.

Der Druckspiegel des Keuper-Grundwasserstockwerks liegt knapp östlich des Nördlinger Ries bei gut 400 m ü. NN und im Raum Treuchtlingen – Eichstätt bei knapp 375 m ü. NN. Entlang der Donau fällt er von ca. 370 m ü. NN in Ingolstadt auf ca. $367,5 \text{ m}$ ü. NN in Regensburg ab. In Kallmünz nördlich von Regensburg liegt er bei etwa 350 m ü. NN.

Die Temperaturen der aus Tiefbohrungen geförderteten Keuperwässer im Fränkischen Becken und entlang der Donau reichen von unter 20°C bis knapp 25°C . Mit höheren Temperaturen ist lediglich in Südbayern im Bereich des westlichen Molassebeckens zu rechnen.

Tab. 6: Hydrogeologische Kurzcharakteristik von Benker Sandstein, Sandsteinen des Sandsteinkeupers und Rhätolias-Sandsteinen (als Thermalgrundwasserleiter)

Lithologie	Sandsteine mit Ton- und Gipsstein-Einschaltungen
Typ des GWL	Kluft-(Poren)
Porosität	10 bis ca. 22 %
Permeabilität	k_f -Werte von $2,3 \times 10^{-7}$ bis $1,8 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ (in Thermalwasserbohrungen)
Transmissivität	$1,0 \times 10^{-5}$ bis $7,6 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ (in Thermalwasserbohrungen)
GW-Typ	meist Ca-Mg-HCO ₃ -Typ mit geringer Mineralisation (häufig < 1 g/l) bei Gips-Einschaltungen: zunehmende Dominanz von SO ₄ und Zunahme der Mineralisation (einige g/l) entlang der Donau: Na-HCO ₃ (Cl)-Typ mit mäßiger Mineralisation (0,7 bis 2,4 g/l)

➤ **Hydrochemische Eigenschaften**

Im Allgemeinen sind die Wässer der Sandsteingrundwasserleiter des Mittleren Keupers gering mineralisiert und entsprechen dem Calcium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Typ (BAUER 1999). Gleiches gilt für die Wässer des Benker-Sandsteins in den Gips-freien Gebieten zwischen Gunzenhausen und Nürnberg sowie östlich der Frankenalb (BAUER 1999). In der Bohrung Staffelstein 1 wurde im Teufbereich zwischen 200 und 400 m Tiefe im Keuper ein Calcium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Sulfat-Thermalwasser mit einer Temperatur von 30,4°C und einem Lösungsinhalt von 0,32 g/l angetroffen (GUDDEN 1977). Höher mineralisierte Wässer werden für den Sandsteinkeuper nördlich und östlich von Nürnberg beschrieben (BIRZER 1974). Auch die Benker-Sandstein-Wässer der Beckenfazies weisen aufgrund zunehmender Einschaltungen von Gips erhöhte Sulfat-Anteile auf (DÜMMER 1983). Typische Gipskeuper-Wässer sind als Calcium-Magnesium-Sulfat-Typ zu charakterisieren. Lokal erhöhte Gehalte an Natrium, Kalium und Chlorid können ein Hinweis auf allochthone Solen sein. Die starken Schwankungen im Chemismus der Benker-Sandstein-Wässer im Raum Nürnberg werden auf störungsgebundene Aufstiege von Mineralwässern zurückgeführt (DÜMMER 1982). So hat beispielsweise die Bohrung Erlangen-Bohlenplatz in einer Tiefe von 167 bis 197 m 22,8°C warmes Thermalwasser mit einer Mineralisation von 2,8 g/l erschlossen (BIRZER 1979). Aus der Bohrung Fürth-Espan wird mit 18,2°C ein etwas kühleres, jedoch mit 7 g/l deutlich höher mineralisiertes Wasser gefördert (QUENTIN 1970).

Die südlich der Fränkischen Alb im Keuper und Rhätolias erschlossenen Wässer weisen nur eine moderate Mineralisation auf. Das fluoridhaltige Natrium-Hydrogenkarbonat-Thermalwasser aus dem Keuper der Thermalwasserbohrung Ingolstadt besitzt einen vergleichsweise geringen Gesamtlösungsinhalt von nur rund 0,7 g/l (HAFEN 2003, unveröff.). Die Bohrung Bad Gögging TH 1 hat im Burgsandstein ein fluoridhaltiges Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Wasser mit 1,3 g/l gelösten Inhaltsstoffen (BAUMANN & QUENTIN 1981) erschlossen, die Bohrung Bad Gögging TH 2 erbrachte ein Wasser gleichen Typs mit einer Mineralisation von ca. 1,5 g/l (WATEC 1992, unveröff.). In Bad Abbach wird aus dem Rhätolias ebenfalls ein Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Wasser mit 1,2 g/l Lösungsinhalt gefördert (BAUER 1999). Die Thermalwasserbohrung Regensburg TH 1 (Regensburg-Westbad) hat im Rhätolias ein Natrium-Chlorid-Hydrogenkarbonat-Wasser mit 2,3 g/l Lösungsinhalt erschlossen (WATEC 1988, unveröff.).

Dogger

➤ Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Zu Beginn des Mittleren Jura (Dogger) herrschten zunächst noch Bedingungen wie im Unteren Jura (Lias). Das Beckeninnere wird von dunklen Tonschiefern und Mergeln dominiert (Opalinuston des Dogger Alpha). Erst mit dem folgenden Eisensandstein (Dogger Beta) setzen die typischen, braunen, eisenreichen Sandsteine ein.

.....
Gut geschichtete feine Meeressande werden immer wieder von tonigen Zwischenlagen unterbrochen. Die Küstenlinie rückte weiter nach Südosten bis etwa zum Inn vor. Im höheren Dogger (Gamma bis Zeta) gingen die starken Sandschüttungen zurück und im Flachwasser lagerten sich vorwiegend Mergel ab. Während die unteren Abfolgen noch durch Oolithkalkbänke gegliedert sind, treten im Hangenden dunkle, pyritreiche Mergel in Erscheinung, die als „Ornatenton“ bezeichnet werden (MEYER & SCHMIDT-KALER 1996).
.....

Die Gesamtmächtigkeit des Eisensandsteins schwankt sehr stark. Ein geringmächtiger Schwellenbereich (30 bis 40 m) zieht von der Nordalb bis in den Beilngrieser Raum, außerhalb dieses Bereichs werden Mächtigkeiten von bis zu 100 m erreicht (MEYER & SCHMIDT-KALER 1996). Zum südöstlichen Beckenrand hin nehmen die Mächtigkeiten ab. Südöstlich der maximalen Ausbreitung des Eisensandsteins wurden in einigen Forschungs- und Explorationsbohrungen mehrere Zehner Meter mächtige Sandsteine erbohrt, die vermutlich in den Oberen Dogger zu stellen sind.

Aufgrund der ungenügenden Datenlage war für diese Sandsteine keine Erstellung eines Tiefenlinienplans möglich. Der Isohypsenplan bezieht sich somit nur auf die Oberkante des Eisensandsteins. Er beruht auf Bohrprofilen von Tiefbohrungen; bei der Erstellung der Isohypsen mussten jedoch die durch Störungen verursachten vertikalen Versatzbeträge außer acht gelassen werden, da sich eine dafür ausreichend hohe Datendichte nur auf einen relativ kleinen Bereich beschränkt. In Nordbayern ist der Doggersandstein aufgrund der geringen Tiefenlage nur untergeordnet als potenzieller Thermalgrundwasserleiter einzustufen, im Bereich der nördlichen Frankenalb wurde daher auf eine Darstellung der Isohypsen verzichtet. Im Nordteil des östlichen Molassebeckens wurde ebenfalls auf die Darstellung von Isohypsen verzichtet, da dieser Bereich tektonisch stark zergliedert ist und z.T. sehr hohe vertikale Versatzbeträge aufweist. Die Anzahl der Bohrungen, die dort den Dogger erreicht haben, ist für eine kleinräumige Differenzierung nicht ausreichend. Die Darstellung der Mächtigkeitsverteilung beruht vorwiegend auf Daten aus der Kohlenwasserstoffindustrie.

➤ Hydraulische Eigenschaften

Die meist mürben Sandsteine sind als kombinierter Kluft-Poren-Grundwasserleiter einzustufen, wobei die Wasserführung in Klüften und auf Schichtfugen dominiert. Die Permeabilität des Dogger Beta reicht in Bohrungen unter der Südlichen Frankenalb von 2,5 bis 1.200 mD und die Porosität schwankt von 6,4% bis knapp 30% (Tab. 36 in BAUER 1999). In der Bohrung Bad Gögging TH1 konnten mit Hilfe mehrstufiger Pumpversuche (Maximalförderung 10 l/s) für den Eisensandstein Transmissivitäten von $4,5 \times 10^{-4}$ bis

$7,8 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ und Durchlässigkeitsbeiwerte von $1,2$ bis $7,1 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ ermittelt werden (FRISCH 1981). In der Bohrung Bad Gögging TH 2 wies das Dogger-Grundwasserstockwerk einen freien Überlauf von $0,25 \text{ l/s}$ auf; bei einer zusätzlichen Förderleistung von $0,1 \text{ l/s}$ fiel der Wasserspiegel unter Pumpeneinlauf ab (WATEC 1992, unveröff.). Die Auswertung der Pumpversuche in der Forschungs- und Thermalwasserbohrung Geisenfeld (südlich Ingolstadt) mit einer maximalen Förderung von $6,8 \text{ l/s}$ ergab eine Transmissivität von $3,8 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ und einen k_f -Wert von $1,5 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ für den bohrlochfernen Bereich (FRITZER et al. 2000).

Am Westrand der Veldensteiner Mulde wurde in der Bohrung Gräfenberg-Haidhof in einer Tiefe von 70 bis 113 m unter Gelände bereits Thermalwasser mit einer Temperatur von $22,4^\circ\text{C}$ angetroffen (POLL 1979, BAUER 1999). Dies ist möglicherweise damit zu erklären, dass die Grundwasserbewegung im Eisensandstein unter der Nördlichen Frankenalb nach Westen zum Altrauf hin gerichtet ist und somit auch ein advektiver Wärmetransport stattfinden kann (BAUER 1999). Ansonsten liegen die Wässer nördlich der Donau überwiegend im subthermalen Bereich.

Der Druckwasserspiegel im Eisensandstein nimmt unter der südlichen Frankenalb von ca. 410 m ü. NN östlich des Nördlinger Ries bis auf unter 355 m ü. NN im Raum Regensburg ab.

Südlich der Donau taucht der Eisensandstein unterhalb des Molassetrogs ab und erreicht am Alpenrand Tiefen von mehreren tausend Metern. Entsprechend der Tiefenlage ist dort mit teils sehr hohen Temperaturen zu rechnen.

Laut HÄNEL et al. (1984) liegt die mittlere Porosität dieser Sandsteine zwischen 10 und 25% . Die Permeabilitäten liegen meist bei 100 mD und darunter. Maximal werden 800 mD erreicht, wenn nicht Klüftung die Durchlässigkeit erhöht. Die Durchlässigkeiten schwanken jedoch bereits über kurze Distanzen erheblich. Da die zu erwartenden Nettomächtigkeiten der Dogger-Sandsteine im Molassegebiet häufig zu gering sind, haben die Doggersandsteine unter dem Molassebecken laut HÄNEL

Tab. 7: Hydrogeologische Kurzcharakteristik des Eisensandsteins (als Thermalgrundwasserleiter)

Lithologie	Überwiegend Sandstein
Typ des GWL	Kluft-Poren
Nettomächtigkeit	< 10 bis > 50 m
Porosität	$6,4$ bis 30% (Nordbayern) 10 bis 25% (Molasse)
Permeabilität	k_f -Werte von $1,2 \times 10^{-6}$ bis $1,5 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ (Nordbayern) meist ≤ 100 bis max. 800 mD (Molasse)
Transmissivität	$4,5 \times 10^{-4}$ bis $7,8 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ (Nordbayern) meist $\leq 1 \text{ Dm}$ (Molasse)
GW-Typ	Ca-(Na)- HCO_3 -Typ mit geringer Mineralisation (< 1g/l) Molasse: Zunahme des Na-Cl-Gehalts

et al. (1984) hinsichtlich einer potenziellen geothermischen Nutzung keine Bedeutung.

➤ **Hydrochemische Eigenschaften**

Die durchschnittliche Mineralisation der Wässer aus dem Eisensandstein in der nördlichen Frankenalb ist gering (ca. 430 mg/l) und wird vorwiegend von Calcium und Hydrogencarbonat dominiert. Am Nordrand des Molassezugs wurde in der Bohrung Geisenfeld im Eisensandstein ein fluoridhaltiges Natrium-Hydrogencarbonat-Wasser mit einer Mineralisation von 1.200 mg/l erschlossen (FRITZER et al. 2000); in der Bohrung Bad Gögging TH 2 wurde ein Wasser vergleichbaren Typs mit vergleichbarer Mineralisation angetroffen (WATEC 1992, unveröff.). Nach Süden zu ist bei zunehmender Tiefe mit höheren Mineralisationen und verstärkter Natrium-Chlorid-Dominanz zu rechnen. Die Doggersandsteine unter der Molasse stellen auch Speichergesteine für Kohlenwasserstoffe dar. Die Ölfeldwässer mit z.T. sehr hohen Mineralisationen (> 60 g/l) kennzeichnen hydraulisch weitgehend inaktive Bereiche unterhalb des Malms und lassen sich in ihrer Genese auf stark eingedunstetes Meerwasser zurückführen (PRESTEL 1991).

2.2 SÜDBAYERISCHES MOLASSEBECKEN

Geologischer Überblick

Der sedimentäre Aufbau des süddeutschen Molassebeckens beginnt mit Ablagerungen des Oberkarbon und Perm, die in mehreren Trögen in den paläozoischen kristallinen Untergrund eingesenkt und dadurch der vormesozoischen Abtragung entgangen sind. Über die eingerumpfte nachpermische Landoberfläche, das „Vindelizische Land“ zwischen Böhmen und dem Schwarzwald, transgrediert von Westen und Norden her sukzessive mit immer jüngeren Stufen das Mesozoikum, das mit seinen Sedimenten nach und nach das alte Festland völlig eindeckt. Dieser Prozess begann im Alpenvorland mit der Ablagerung des terrestrischen Buntsandstein am westlichen Bodensee und endete nach einem fast vollständigen Absinken des Vindelizischen Landes mit dem weit nach Oberösterreich hineinreichenden marinen Malm (LEMCKE 1981). Während dieser Absenkung bildete sich vermutlich bereits im Jura eine nordwest-südost-streichende kristalline Schwellenregion, das sogenannte „Landhut-Neuöttinger-Hoch“ (LNH), heraus. Am Ende des Malm zog sich das Meer aus dem Alpenvorland nach Süden und Südwesten in Richtung Tethys, dem Vorläufer des Mittelmeeres, zurück.

In der Unterkreide stieß das Meer kurzzeitig wieder in ein begrenztes Absenkungsgebiet östlich von München („Wasserburger Senke“) vor. Nach einer erneuten Regressionsphase erfolgte ab Ende der Unterkreide von Süden her eine langsam nach Norden und Nordosten fortschreitende Transgression, von der zunächst die Wasserburger Senke und ab dem oberen Cenoman auch der sogenannte Brauner Trog jenseits des Landhut-Neuöttinger-Hochs betroffen wurde. Mit dem Rückzug

des Meeres gegen Ende der Oberkreide setzte erneut eine flächenhafte Abtragung ein. Während der folgenden knapp 30 Mio. Jahren wurden die Kreidesedimente zum Teil wieder erodiert. Die freigelegten Malmkarbonate wurden erneut den Verkarstungsprozessen ausgesetzt, die in den seit Ende des Malm landfest gebliebenen Gebieten bereits seit fast 100 Mio. Jahren wirksam waren.

Ab dem späten Obereozän (Priabon) bildete sich im Vorland der aufsteigenden Alpen ein absinkendes Becken, das deren Abtragungsschutt aufnahm. Ein erneuter Meeresvorstoß aus Süden überflutete dieses süddeutsche Molassebecken, so dass auf der im Westen nur aus Malm, in Ostbayern auch aus Kreide und etwas Paläozoikum bestehenden ehemaligen Landoberfläche marin-brackische Sedimente der Unteren Meeresmolasse (UMM) abgelagert wurden. Im wieder aktivierten Senkungsgebiet östlich von München reichen diese bis ins unterste Miozän (Ober-Eger, früher „Aquitän“). Im Westteil des Molassebeckens entwickelte sich ab dem Oberoligozän (Unter-Eger bzw. „Chatt“) ein großes, nach Osten abfließendes Flusssystem, das die fluvioterrestrischen Ablagerungen der Unteren Süßwassermolasse (USM) hinterließ. In der brackischen Übergangszone zwischen USM und UMM, etwa im Bereich des Meridians von München, entstanden die Sedimente der Unteren Brackwassermolasse (UBM). Nach einem kurzen Meeresrückzug am Ende des Aquitan drang das Meer im oberen Untermiozän (Eggenburg bzw. „Burdigal“ und Ottnang bzw. „Helvet“) zunächst von Osten und später auch von Westen erneut in das bayerische Molassebecken vor (Obere Meeresmolasse, OMM). Nach dem endgültigen Rückzug des Meeres folgte vom oberen Untermiozän

bis zum Ende der Molassesedimentation im Obermiozän nach süßbrackischen Sedimentationsbedingungen (Süß-Brackwassermolasse, SBM und Obere Brackwassermolasse, OBM) bei fortdauernder Absenkung des Beckens die fluvioterrestrische Schüttung der Oberen Süßwassermolasse (OSM), die heute den Großteil der Landoberfläche im süddeutschen Molassebecken formt.

Tektonik

Die Auflast der von Süden aufgeschobenen alpinen Decken sowie der aus dem aufsteigenden Alpenraum geschütteten Molassesedimente führte zu einer anhaltenden Absenkung des Beckenbodens, was die Entstehung alpenparalleler Abschiebungen mit Sprungbeträgen bis zu 150 bis 200 m zur Folge hatte (BACHMANN et al. 1982, BACHMANN et al. 1987). Auffällig besonders im Raum östlich von München sind bis zu mehrere Zehner

Kilometer lange und häufig bogenförmige, nordfallende Abschiebungen (Antitheter), die die Fallenstrukturen für die meisten Öl- und Gasfelder des Molassebeckens bilden und lange Zeit das wesentliche Explorationsziel waren.

Die für die süddeutsche Molasse charakteristischen beckenparallelen syn- und antithetischen Abschiebungen sind auf eine flexurartige Dehnung des Vorlandbeckens zurückzuführen. Durch die nordwärtige Verlagerung des Bereichs maximaler Verbiegung des Vorlandes während des alpinen Deckenschubs wird die syndimentäre Aktivität von Süden nach Norden jünger. Während die Verwerfungen etwa 30 km nördlich der heutigen alpinen Front nicht jünger als Unter-Eger („Chatt“) sind, reichen sie etwas weiter nördlich bereits bis ins Ober-Eger („Aquitain“) und Eggenburg („Burdigal“), ohne aber die überlagernde OMM (Ott nang, „Helvet“) zu beeinflussen. In der Westmolasse waren die Störungen 40 bis

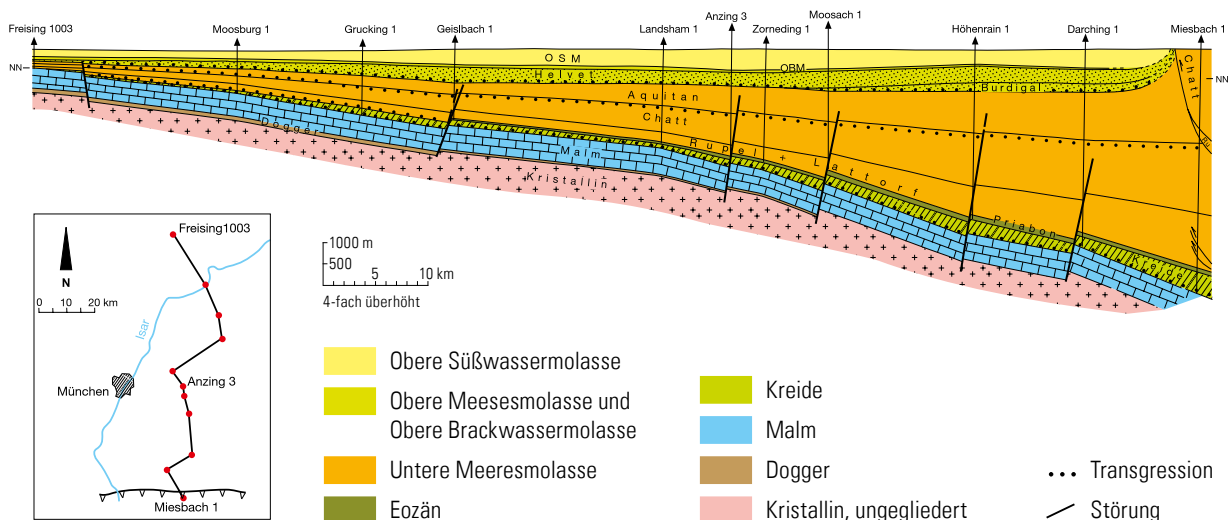


Abb. 13: Profil durch das Molassebecken zwischen Freising und Miesbach (nach LEMCKE 1988)

50 km nördlich der alpinen Einheiten noch bei der Ablagerung der OSM und somit bis ins Miozän wirksam (BACHMANN & MÜLLER, 1992, siehe auch Abb. 13).

Der durch die Absenkung des Molassebeckens bedingten Auflockerungstektonik stehen die seit Beginn der alpidischen Gebirgsbildung wirksamen Einflüsse einer Einengungstektonik gegenüber. Der durch die Plattentektonik erzeugte tektonische Stress führte zu einer Bruchtektonik, die sich in parallel zu der als Widerlager wirkenden Böhmisches Masse Südost-Nordwest-streichenden Brüchen äußert. Hierbei wurden bereits in permokarbonischer Zeit angelegte Lineamente reaktiviert. Wichtige Vertreter dieser meist steilstehenden Störungen sind z. B. der Donaurandbruch, der Niederbayerische Abbruch sowie der bis in das Unter-Eger wirksame Landshut-Neuöttinger Abbruch (BACHMANN et al. 1987, UNGER 1996b). Im östlichen Oberbayern überlagerte sich dieses herzynisch streichende System mit den alpenparallelen, etwa Westsüdwest-Ostnordost-streichenden Abschiebungen (KNOBLOCH 1978).

Am Südrand der Vorlandmolasse bildeten sich östlich des Inn West-Ost-streichende Faltenstädtel, die auf den post-Untermiozänen Oberbau beschränkt sind (LANGE 1983). Diese Strukturen sind auf die von der alpinen Deckenstirn ausgehende Kompression des Oberbaues zurückzuführen, der im Gegensatz zum tieferen Stockwerk die Möglichkeit hatte, nach oben auszuweichen.

Als vorderste Front der alpinen Decken schließt sich im Süden an die Vorlandmolasse die von ihrem Untergrund abgescherte Faltenmolasse an.

In den Tiefenlinienplänen für die einzelnen Thermalwasseraquifere wurden die Verwerfungen je nach Datenlage und ihrer Bedeutung für den Aquifer berücksichtigt. Störungen, an denen ein Versatz des untersuchten Aquifers entweder in Bohrungen, anhand von seismischen Profilen oder aufgrund des relativen Bezuges der Ergebnisse verschiedener Bohrungen festgestellt werden konnte, sind in den Karten als durchgezogene Linien mit Angabe der vermutlichen Einfallsrichtung dargestellt. Gestrichelt dargestellt sind Verwerfungen, an denen ein in der Karte eingezeichneter Versatz der Oberfläche des jeweiligen Aquifers nur vermutet wird. Störungen, die aufgrund der Untersuchung anderer Horizonte vermutet werden, deren Versatzbeträge im dargestellten Grundwasserleiter aufgrund der ungenügenden Datenlage jedoch nicht quantifizierbar sind, wurden in den Karten ebenfalls gestrichelt dargestellt, die Tiefenlinien für die Oberkante des Aquifers verlaufen ohne Versatz darüber hinweg.

Potenzielle Thermalwasseraquifere

Tiefere Horizonte für eine potenzielle Erschließung von Thermalwasser sind im Untergrund des süddeutschen Molassebeckens das Grundgebirge, der Muschelkalk und Keuper sowie der Dogger. Diese Horizonte sind jedoch für eine hydrothermale Nutzung nur in den Gebieten interessant, in denen der Malm im Molassebecken in noch nicht ausreichender Tiefe ansteht. Diese Aquifere stellen die südlichen Ausläufer potenziell thermalwasserführender Einheiten Nordbayerns dar; sie sind deshalb dort beschrieben und dargestellt.

Für eine energetische Nutzung kommt in erster Linie der Malm als potenziell ergiebigster Thermalwasseraquifer in Frage. Bei besonders günstigen Umständen könnte auch eine energetische Nutzung in den Kreidesandsteinen möglich sein; bei den potenziell thermalwasserführenden Aquifere im tieferen Tertiär wird nach dem derzeitigen Kenntnisstand der Schwerpunkt auf einer balneologischen Nutzung liegen müssen.

Im tieferen Tertiär (UMM bzw. USM) werden nur Aquifere dargestellt, die eine regionale Verbreitung besitzen. Auf die Beschreibung einer lokal verbreiteten Aquifere, die wie z. B. die Rupelsande auch balneologisch genutzt werden, wurde verzichtet. Aquifere im höheren Tertiär (OMM und OSM) wie z. B. die Basis-sandsteine oder die Baltringer Schichten der OMM werden ebenfalls gelegentlich balneologisch genutzt. Aufgrund der in aller Regel nur geringen Ergiebigkeit, der vergleichsweise geringen Tiefenlage und der teils kleinräumig unterschiedlichen Ausbildung wurde auf eine Darstellung dieser Aquifere verzichtet.

In der Faltenmolasse ist es aufgrund der starken tektonischen Verformung der Schichten nicht möglich, größere zusammenhängende Aquifere auszukartieren. Die Möglichkeit einer hydrothermalen Erdwärmennutzung ist hier – wenn überhaupt – nur durch detaillierte Einzelgutachten zu klären.

Malm (Oberer Jura), Weißjura-Gruppe

➤ Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Die teilweise verkarsteten Malmkalke und -dolomite bilden aufgrund ihrer meist hohen Ergiebigkeit in Verbindung mit einer über weite Bereiche ausreichend großen Tiefenlage den wichtigsten Thermalwasserleiter des Süddeutschen Molassebeckens. Nördlich der Donau formt der Malm die Landoberfläche in der Schwäbischen und Fränkischen Alb. Südlich der Donau taucht er unter dem Molassebecken bis auf Tiefen von über 5.000 m am Alpenrand ab.

Mit „Malm“ wurde ursprünglich der Zeitraum des oberen Jura bezeichnet. Als Synonym wird in Süddeutschland aufgrund der hier vorherrschenden hellen Karbonatgesteine auch „Weißer Jura“ oder „Weißjura“ verwendet. „Malm“ ist kein gültiger stratigraphischer Begriff; der obere Jura wird nach der internationalen Nomenklatur (ICS) in die Stufen Oxford, Kimmeridge und Tithon unterteilt. Trotzdem wird der Begriff „Malm“ in Deutschland noch häufig verwendet, und zwar einerseits für den Zeitraum des oberen Jura und andererseits für die während dieser Zeit abgelagerten Gesteine (BÖHM 2012). Auch im Geothermieatlas wird der Begriff „Malm“ sowohl als stratigraphische Bezeichnung als auch für die in der Zeit des Oberjura abgelagerten Gesteine weiterhin verwendet.

Die im süddeutschen Raum verwendete Gliederung des Malm erfolgt anhand von Ammoniten nach einem System, das im Wesentlichen auf QUENSTEDT (1858) zurückgeht, der sich im 19. Jahrhundert mit der Geologie

und Paläontologie des süddeutschen Jura befasste. Demnach wird der Malm in sechs Abschnitte unterteilt, die von unten nach oben mit den griechischen Buchstaben Alpha, Beta, Gamma, Delta, Epsilon und Zeta bezeichnet werden. Der Malm Delta kann zudem noch in 4 Abschnitte (Delta 1–4), der Malm Zeta in sechs Abschnitte (Zeta 1–6) unterteilt werden.

Mittels der Ammonitenstratigraphie ist eine Anbindung dieser Gliederung an die internationale Stratigraphie möglich. Demnach entspricht die Grenze Oxford / Kimmeridge etwa der Grenze Malm Beta / Gamma, die Grenze Kimmeridge / Tithon wird zwischen Malm Epsilon und Malm Zeta (in Franken) bzw. innerhalb des Malm Zeta 1 (in Württemberg) gezogen (MEYER & SCHMIDT-KALER, 1989).

Im Oberen Jura wurde das Vindelizische Land vollkommen überflutet und das flache fränkischen Schelfmeer verband sich im Süden mit dem tieferen alpinen Mittelmeer, der sogenannten „Tethys“. Die Malm-Karbonate wurden auf einem flachen Schelf in einem in Riffgürtel und Becken gegliederten Ablagerungsraum gebildet. Die fazielle Ausbildung des Malm unter dem Molassebecken kann nur durch Bohrungen ermittelt bzw. mit Einschränkungen anhand seismischer Untersuchungen interpretiert werden.

Die sogenannte „Helvetische Fazies“ ist von dichten, häufig dunklen und bituminösen Kalken mit gelegentlicher Einschaltung von Oolithlagen geprägt, die Ablagerungen eines tiefer gelegenen Schelfbereichs darstellen. Entgegen bisherigen Vorstellungen ist sie im Süden des Molassebeckens noch nicht entwickelt. Sie wird dort von einer Übergangsfazies

vertreten, die sich im Oberen Malm entwickelte (MRAZ 2019).

Die sogenannte „Schichtfazies“ bildete sich auf einem höher gelegenen Schelfbereich. Das kalkreiche Tiefenwasser der Thetys förderte bei zunehmender Erwärmung die reichliche Bildung heller Kalke und Mergel. Diese Kalkbildung erfolgte rhythmisch und wurde von Bakterien, Blaugrünalgen und Kalkflagellaten (Coccolithen) gesteuert. Der Tonanteil der Mergel wurde von Norden her durch bodennahe Trübeströme in das Sedimentationsgebiet antransportiert (MEYER & SCHMIDT-KALER 1996).

Die sogenannte „Massen-“ oder „Riff-Fazies“ ist durch Schwammriffe gekennzeichnet, die sich kuppelförmig über dem Meeresboden erhoben. Sie erstreckten sich im Malm Alpha und Beta zunächst entlang submariner Schwellenzonen. Im Malm Gamma und vor allem im tieferen Malm Delta erweiterten sich diese Riffgürtel, bis im höheren Malm Delta die Schwamm-Fazies den ganzen süddeutschen Schelf eroberte. Die Gesteine der Riff-Fazies bestehen vorwiegend aus massigen Kieselschwamm- bzw. Algenriffkalken und -dolomiten sowie aus Korallenriffschuttkalken (MEYER & SCHMIDT-KALER 1996).

Die aus Bohrungen bzw. aus Seismikinterpretationen abzuleitenden sehr kleinräumigen Fazieswechsel (mit Reichweiten von 100 m bis zu mehreren 100 m) mit Schwellen aus massigen „Riff-“ bzw. Biohermkomplexen und Becken mit geschichteten, rein kalkigen oder kalkmergeligen Karbonaten entsprechen dem Bild in Aufschlüssen der fränkischen oder schwäbischen Alb. Ein solch kleinräumiger Wechsel von Massen- und Schichtfazies hat sich weitgehend auch für den tieferen Malm

im Großraum München bestätigt. In der Übersichtskarte zur Tiefenlage des Malm wird daher auch nicht zwischen Massen- und Schichtfazies unterschieden.

Das Ries-Wiesent-Riff wirkte schon im Malm Alpha, besonders aber im Malm Gamma bis Delta als Schranke, die die von Nordwesten bodennah anströmende tonige Trübe zurückhielt. Es trennte damit die mergelreiche Fazies des fränkisch-schwäbischen Beckens, das in Oberschwaben direkt mit dem helvetischen Becken verbunden war, von der kalkreichen Fazies östlich davon (MEYER & SCHMIDT-KALER 1996).

Mit Beginn des Malm Epsilon verflachte das Meer und die zusammenhängende Riffplattform zerfiel in kleinere Einheiten. Zwischen den Riffen bildeten sich Wannens, in denen es zur Ablagerung von hellen Bank- und Plattenkalken kam. Südlich der Donau wuchsen die Kieselschwämme weiter und bildeten eine ausgedehnte, nur durch wenige Wannenzüge unterbrochene Ooid-Plattform. Das vermehrte Auftreten von Korallen, von Schuttkalken im Riff und von Schillbänken in der Schichtfazies belegt eine weitere Verflachung des Meeres. Das Meer zog sich schließlich im Purbeck bis in die Wasserburger Senke zurück, wo es bei zunächst noch trockenheißem Klima zu Dolomit-, Anhydrit- und Salzausscheidungen kam; später süßte das Meer auch dort aus (MEYER & SCHMIDT-KALER 1996).

Die fazielle Ausbildung und die daraus resultierende Verkarstungsanfälligkeit ist mit ausschlaggebend für die hydraulischen Eigenschaften des Malm. Infolge der allmählichen Hebung und der langsam fortschreitenden Kippung der Malm-Plattform nach Süden kam

es nach dem Rückzug des Meeres zu einer von Süden nach Norden stratigrafisch immer tiefgreifenderen Abtragung des Malm und einer weitflächigen und tiefgründigen Verkarstung (LEMCKE 1988).

Diese Verkarstung begann im Westteil des Molassebeckens im Oberen Tithon und hielt dort über 100 Mio Jahre bis zur Transgression der Unteren Meeresmolasse im Oligozän an. Im Ostmolassebereich, vor allem im Zentrum der Wasserburger Senke, wurde die Oberflächenexposition des Malm dagegen bereits während der Unterkreide durch mehrere Meerestransgressionen unterbrochen. Eine zweite Verkarstungsphase stellte sich in dem von Kreidesedimenten überdeckten Malm erst wieder während des Alttertiärs ein. Die Massenkalken des Malm waren im südbayerischen Bereich aufgrund ihres insgesamt niedrigeren Mergelanteils besonders gut verkarstungsfähig. Daher ist dort auch die größte Verkarstungsintensität mit Verkarstungstiefen von 200 bis 300 m unter Malmoberkante zu beobachten (KOSCHEL 1991). Dieser baldigen Überdeckung mit kretazischen Sedimenten verdankt vermutlich der Malmkarst im Ostmolassegebiet seine gute Erhaltung. In Bereichen Schwabens sind die bis ins Tertiär hinein aktiven Karsthohlräume dagegen häufig durch eingeschwemmte Tone versiegelt. Im Westen behinderten dünnbankige und mergelige Gesteine des obersten Malm eine tiefer hinabreichenden Verkarstung. Auf der Schwäbischen Alb und im nördlichen Bereich Oberschwabens wurden diese weniger zur Verkarstung neigenden Schichten abgetragen, so dass dort die Verkarstung ab dem Oligozän auch in tiefere Bereiche des Malm vordringen konnte. Im südlichen Teil Oberschwabens blieben diese kaum verkarsteten Schichten jedoch erhalten.

Mit Heraushebung des Alpenvorlandes schnitten sich die das Gebiet entwässernden Flüsse immer tiefer in die Sedimentabfolgen ein. Nachdem die Eintiefung der „Ur-Donau“ auch den Malm erreichte und deren Hauptvorflutfunktion ab dem Ende des Miozän zu unterhydrostatischen Drücken im Malm führte, konnte durch nachströmendes CO₂-reiches Wassers auch im tieferen, überdeckten Malm die Verkarstung wieder einsetzen (LEMCKE & TUNN 1956, LEMCKE 1976, STIER & PRESTEL 1991).

Die größten Mächtigkeiten unter dem Molassebecken erreicht der Malm (einschließlich Purbeck) mit über 600 m südlich von München zwischen Lech und Inn. Er setzt sich dort aus bis zu 500 m mächtigen, massigen Schwamm- und Tubiphytenkalken sowie darüber abgelagerten hellen, porösen Korallen-Schuttkalken zusammen, die an den Wannenträndern auch bereits schon stratigraphisch früher in Erscheinung treten (MEYER & SCHMIDT-KALER 1996). An dem durch die Hebung der Böhmisches Masse empor geschleppten nordöstlichen Teil der Malm-Plattform wurden bis zur obercenomanen Transgression einige hundert Meter an Malmsedimenten abgetragen, so dass heute im Braunauer-Trog die Mächtigkeiten nach Osten zu auf unter 100 m abnehmen.

Im Tiefenlinienplan wurden die karbonatischen Ablagerungen des Purbeck dem Malm zugerechnet, da sie zum einen mit dem Malm hydraulisch in Verbindung stehen und zum anderen eine Trennung in den seismischen Profilen nicht möglich ist. Die Darstellung der Tiefenlage der Malmoberfläche (einschließlich Purbeck) sowie der Störungssysteme im Purbeck bzw. Malm beruht ursprünglich auf einer unveröffentlichten Karte des

Bayerischen Geologischen Landesamts im Maßstab 1:200.000, die 1984 von V. DRACH erarbeitet wurde. Diese Karte wurde zunächst anhand neuerer Bohrergebnisse überprüft und ergänzt. Darüber hinaus wurden für den Raum westlich von München bis hin zu Inn und Salzach im Osten die Mehrzahl der am Bayerischen Geologischen Landesamt vorhandenen analogen Ausspielungen seismischer Profile ausgewertet und die Ergebnisse in die Karte eingearbeitet. Das Geschwindigkeitsmodell für die Auswertung dieser seismischen Profile sollte aus den Laufzeiten von Geophonversenkmessungen (GVM/VSP) abgeleitet werden, die für die Mehrzahl der Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrungen und einige Geothermiebohrungen vorliegen. Da die durchschnittlichen seismischen Geschwindigkeiten bis Oberkante Malm nicht nur nach Süden hin unterschiedlich stark zunehmen, sondern auch im Streichen deutlich variieren, konnte jedoch kein für den gesamten Bereich konsistentes Geschwindigkeitsmodell erstellt werden. Erschwerend kommt hinzu, dass der Übergang Tertiär – Malm oder Kreide - Malm nicht immer durch einen prominenten oder zumindest deutlichen Reflektor gekennzeichnet ist.

Die aktuelle Tiefenlinienkarte der Malmoberfläche (einschließlich Purbeck) stützt sich daher im Wesentlichen auf nahezu alle Tiefbohrungen, die im bayerischen Anteil des Molassebeckens Purbeck oder Malm erreicht haben. In Bereichen, in denen wie z.B. am Nordrand des Molassebeckens eine hohe Bohrungsdichte gegeben ist, wurden jedoch nicht alle Bohrungen bei der Konstruktion der Tiefenlinien berücksichtigt. Da eine Vielzahl dieser Bohrungen abgelenkte Bohrungen sind, wurden als Stützpunkte der Interpolation die

tatsächlichen Durchstoßpunkte durch die Purbeck- oder Malmoberfläche mit den zugehörigen Vertikalteufen (TVD = true vertical depth) verwendet. In Bereichen ohne Absicherung durch Bohrungen können die angegebenen Tiefen der Purbeck- bzw. Malm-Oberfläche durchaus um bis zu 200 m von der wahren Tiefenlage der Malmoberfläche abweichen.

Insbesondere im Umfeld des Landshut-Neuöttinger-Hochs wurden bei der Konstruktion der Tiefenlinienpläne auch die Ergebnisse von geophysikalischen Untersuchungen des ehemaligen Bayerischen Geologischen Landesamtes (Geoelektrik, Refraktionsseismik und Reflexionsseismik in Zusammenarbeit mit dem ehemaligen Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Hannover) berücksichtigt. Für den Bereich der Ostmolasse wurde zudem die Karte von UNGER (1999) berücksichtigt.

Die Lage und Einfallsrichtung von Störungen im Malm lässt sich anhand der 2D-Seismik nicht mit letzter Sicherheit ermitteln, zumal davon auszugehen ist, dass sich diese Störungen in der Regel aus einer Vielzahl von teils überlappenden Bruchflächen zusammensetzen. Gute Störungsindikationen lassen sich aber in der Regel aus dem Lithothamnienkalk ableiten, der in Kombinationen mit dem Fischschiefer den prominentesten Reflektor im zentralen und östlichen Molassebecken darstellt. Einen genaueren Einblick in die Störungsgeometrie ermöglicht die 3D-Seismik, die in den letzten Jahren auch für Geothermieprojekte zunehmend zum Einsatz kam und kommt.

In den vergangenen Jahren wurde am Landesamt für Umwelt eine Störungsdatenbank aufgebaut, in die auch die Mehrzahl der Störungen

aus dem Bayerischen Geothermieatlas mit aufgenommen wurde. Das Störungsmuster im vorliegenden Tiefenlinienplan stellt eine Auspielung aus dieser Störungsdatenbank dar. Der Verlauf und das Einfallen der Störungen sind als „wahrscheinlich“ zu klassifizieren, da die Störungen im Purbeck und Malm ausschließlich anhand von Bohrerergebnissen und Seismikinterpretationen kartiert wurden (blind faults).

Der Versatz an Störungszonen lässt sich aus oben genannten Gründen oftmals nur mit hohen Unschärfen ermitteln. Diese Unschärfe soll im vorliegenden Tiefenlinienplan dadurch verdeutlicht werden, dass die Tiefenlinien in gewissen Abstand von den Störungsspuren enden.

In der Faltenmolasse haben nur zwei Bohrungen autochtonen Malm erreicht, auf eine Interpolation von Tiefenlinien weiter nach Süden wurde daher verzichtet.

Südlich der alpinen Deckengrenze wurde in den Bohrungen Hindelang 1, Maderhalm 1 und Kierwang 1 Malm in helvetischer Fazies (Quintner Kalk) erbohrt. Diese Kalke gehören aber offensichtlich allochtonen Schuppen an, die nicht mit autochtonen Malm in Verbindung stehen.

➤ **Hydraulische Eigenschaften**

Die Bewegung des Grundwassers im Malm erfolgt im Wesentlichen entlang von Karsthohlräumen, Klüften und untergeordnet auch entlang von Schichtfugen und Störungen. Die fazielle Gliederung des Malm hat aufgrund der unterschiedlich stark ausgeprägten Verkarsungsfähigkeit dabei einen direkten Einfluss

auf dessen Gebirgsdurchlässigkeit und ist von größerer Bedeutung als die tektonischen Störungen (STIER & PRESTEL 1991). Die Gesteine einer mergelreichen Fazies reagieren zudem eher plastisch auf tektonische Bewegungen; die Massen- bzw. Riff-Fazies reagiert hingegen eher spröde und neigt daher stärker zur Klüftbildung. Gut durchlässig sind in der Regel die dolomitisierten Massenkalken, da es durch die Rekristallisation zu einer Erhöhung der Porosität kam und zudem an den Korngrenzen die Verkarstung bevorzugt einsetzen konnte (ANDRES 1985). Bei einem Fehlen dieser Dolomitisierung kann auch im Bereich der Massenfazies keine Wasserführung gegeben sein (z. B. Bohrung Bad Waldsee/Baden-Württemberg). Im schwäbischen Bereich gelten vor allem die Gesteine der sogenannten „Lochfels“-Fazies und im fränkisch-bayerischen Bereich die der sogenannten „Frankendolomit“-Fazies als gut durchlässig. Da die fränkische Fazies wesentlich einheitlicher ausgebildet ist als die schwäbische, ist dort das Fündigkeitsrisiko geringer als im westlichen Bereich des Molassebeckens (STIER & PRESTEL 1991). Die Gesteine des Malm in helvetischer Fazies bzw. in Übergangsfazies sind dagegen insgesamt als gering bis sehr gering durchlässig einzustufen.

Der direkte Zusammenhang zwischen der lithofaziellen Ausprägung des Tiefengrundwasserleiters und hydraulischer Durchlässigkeit lässt insbesondere für den Großraum München eine vereinfachte hydrostratigraphische Gliederung nach BÖHM et al. (2012) zu. Der Malm kann demnach im Großraum München vom Liegenden zum Hangenden in drei hydrostratigraphische Einheiten untergliedert werden:

➤ Tiefster Malm (Malm Alpha bis Gamma)

Der Malm Alpha zeichnet sich durch mergelige Kalke mit Übergängen zu Mergeln aus. Im Hangenden folgen im Malm Beta Kalke und mergelige Kalke. Im Malm Gamma nimmt der Mergelgehalt dann wieder zu. Diese Abfolge entspricht der faziellen Abfolge des anstehenden Malm der Fränkischen Alb (MEYER & SCHMIDT-KALER 1996). Der tiefste Malm ist nur in wenigen Bohrungen, die den Malm in nahezu seiner gesamten Mächtigkeit aufgeschlossen haben, erschlossen. Die Gesamtmächtigkeit des Malm Alpha bis Gamma kann daher mit 100 bis 150 m häufig nur abgeschätzt werden. Je nach paläogeographischer Stellung der Bohrung und damit einhergehender fazieller Ausprägung, kann die Massenfazies entweder bis in den Malm Alpha hinabreichen und dolomitisiert vorliegen oder die gesamte Abfolge des Malm Alpha bis Gamma ist kalkig-mergelig ausgeprägt. Die Abfolge Malm Alpha bis Malm Gamma kann insgesamt als Grundwassergeringleiter mit sehr geringer Durchlässigkeit eingestuft werden.

➤ Tieferer bis mittlerer Malm (Malm Delta bis Malm Epsilon)

Lithofaziell zeichnet sich der tiefere und mittlere Malm (in etwa Delta bis Epsilon) in allen Bohrungen im Großraum München durch eine sehr homogene, dolomitisierte Massenfazies aus. Die durchschnittliche Gesamtmächtigkeit liegt in den Bohrungen zwischen ca. 100 m bis 150 m. Innerhalb des dolomitisierten mittleren Malm und insbesondere am Top der Dolomite sind in den Image-Logs häufig Verkarstungserscheinungen zu beobachten, die während des Bohrens oft zu Spülungsverlusten führten. Da die Dolomite meist eine erhöhte Porosität und

Permeabilität aufweisen und in den bislang im Raum München beschriebenen Bohrungen in einem vergleichbaren stratigraphischen Niveau (Malm Delta/Epsilon) auftreten, ist von einem zusammenhängenden Grundwasserleiter auszugehen, der meist eine gute Durchlässigkeit aufweist.

➤ **Mittlerer bis oberer Malm (Malm Zeta)**

Im mittleren und oberen Malm (entspricht in etwa dem Malm Zeta) ist die stärkste horizontale Faziesdifferenzierung zu verzeichnen.

In einigen Massenfazies-Bohrungen („Schwellenbohrungen“) ist bereits wenige 10er-Meter unter Top Malm Dolomit in Massenfazies aufgeschlossen und setzt sich bis zur Basis des Malm Delta fort. In einem solchen Fall ist folglich der gesamte Malm Zeta einschließlich Malm Delta mit einer Mächtigkeit von mehr als 500 m in dolomitisierter Massenfazies ausgebildet. Eine eindeutige lithologische Abgrenzung zwischen Malm Zeta, Epsilon und Delta ist schwierig, Image-Logs, Gamma-Ray-Logs und mikrofazielle Untersuchungen (Dünnschliffe) können jedoch wichtige Indikationen liefern.

In der Schichtfazies („Beckenbohrungen“) ist der Malm Zeta durch eine kalkige, teils kalkmergelige und nur untergeordnet dolomitierte Bank- bzw. Schichtfazies geprägt. In diesen Bohrungen wird die Gesamtmächtigkeit des Malm Zeta auf ca. 350 bis 400 m geschätzt. Im Fall der paläogeographischen Schwellenfungiert der Malm Zeta als Grundwasserleiter, in Beckenposition ist der Malm Zeta hingegen als Grundwassergeringleiter einzustufen.

Die Nettomächtigkeit des Malm-Grundwasserleiters hängt im Wesentlichen von der Verkarstungstiefe ab und ist somit in der Regel sehr viel kleiner als die Gesamtmächtigkeit. Angaben zu Nettomächtigkeiten bzw. zu Porositäten oder zum nutzbaren Hohlraumvolumen sind in einem Karstgrundwasserleiter nur sehr schwierig zu treffen und als statistische Werte zu interpretieren. Für das Westmolassegebiet werden mittlere (sekundäre) Porositäten von 2,5 % angenommen. Für die Übergangszone zur helvetischen Fazies wird eine mittlere Porosität von 2 % angegeben (STRAYLE et al. 1982, HÄNEL et al. 1984). Im Ostmolassebereich sind für den Malm ohne Kreideüberdeckung mittlere Hohlraumvolumen von 2,5 % und in den restlichen Gebieten von 2,0 % zu erwarten (HÄNEL et al. 1984).

Im Rahmen der Geothermie-Allianz Bayern wurde an einer Vielzahl von Kernproben aus dem Malm insbesondere aus dem zentralen Beckenbereich anhand von Laboruntersuchungen die Porosität und teils auch die Permeabilität bestimmt. Zudem wurde die Porositätsverteilung im Malm über die Auswertung verschiedener Bohrlochmessungen ermittelt. Für die mittels bohrlochgeophysikalischer Auswertungen errechneten Porositäten ergaben sich Werte, die mit den Werten der Porositäten aus den Bohrkernen gut vergleichbar sind (BOHNSACK et al. 2020).

Die Verteilung der Porosität innerhalb des Malm wurde abhängig von verschiedenen Reservoirereigenschaften (stratigraphische Einordnung, lithologische Ausprägung und Gesteinsfazies) klassifiziert. Dabei zeigt sich, dass Teile des Malm eine sehr heterogene Porositätsverteilung mit einer großen Bandbreite besitzen (Purbeck 0,1 bis 27,5 %, Malm Zeta 0,1 bis

24,0 %), andere Bereiche hingegen eine relativ homogene Porosität aufweisen (Malm Epsilon 0,1 bis 9,5 %, Malm Delta 0,1 bis 6,0 % bis max. 20,0 %) (BOHNSACK et al. 2020).

Des Weiteren wurden für rund 20 Bohrungen die aus Bohrlochmessungen für den Malm Zeta in unterschiedlicher Tiefenlage ermittelte Gesamtporosität (einschließlich Porenraum aus Klüften, gestörten Bereichen und Verkarstung) gegen die absolute Tiefenlage dieses Horizonts aufgetragen. Obwohl aufgrund der sehr großen Heterogenität des Malm Reservoirs eine Vereinheitlichung schwierig ist, konnte dennoch eine deutliche negative Korrelation der Durchschnittsporosität mit der Tiefe festgestellt werden, was vermutlich den kombinierten Effekt der Porositätsreduktion durch Zementation und Kompaktion im Zuge der Versenkungsdiagenese mit zunehmender Tiefenlage widerspiegelt (BOHNSACK et al. 2020, MOECK et al. 2019).

Auch die Angaben über die Durchlässigkeit des Malm beziehen sich auf statistisch zu interpretierende Werte, die lokal z.T. extremen Schwankungen unterliegen können. Generell ist mit k_f -Werten (T/H, Transmissivität / Grundwassermächtigkeit) im Bereich von 10^{-6} bis 10^{-4} m/s zu rechnen, was Permeabilitäten von 25 bis 6.000 mD entspricht (STRAYLE et al. 1982, HÄNEL et al. 1984). Die Durchlässigkeiten scheinen in Richtung auf das Beckentiefste hin stetig abzunehmen (STOBER 1991). Für die Transmissivitäten wurden Werte von $5,0 \times 10^{-5}$ bis $5,0 \times 10^{-3}$ m²/s angesetzt (HÄNEL et al. 1984). Im Bereich der Ostmolasse östlich des Landshut-Neuöttinger-Hochs wurden von KIRALY (1991) k_f -Werte von $1,0 \times 10^{-6}$ bis $1,0 \times 10^{-3}$ m/s angenommen. Für das niederbayerisch-oberösterreichische Molassebe-

cken wurde aus Pumpversuchen eine Spannweite der Durchlässigkeitsbeiwerte von ca. $1,0 \times 10^{-7}$ bis $5,0 \times 10^{-2}$ m/s ermittelt. Die Durchlässigkeitsverteilung zeigt zwei Maxima bei $1,0 \times 10^{-5}$ bis $5,0 \times 10^{-5}$ m/s und bei $1,0 \times 10^{-4}$ bis $5,0 \times 10^{-4}$ m/s (SCHULER & GÖ-DECKE 1998, unveröff.). (Eine ähnliche bimodale Verteilung, die allerdings zu etwas höheren Durchlässigkeiten hin verschoben ist, zeigen k_f -Werte, die für den offenen und überdeckten Malm im Großraum Ingolstadt ermittelt wurden (BÜTTNER et al. 2002).) Die ermittelten Transmissivitäten liegen in einem Wertebereich von $5,0 \times 10^{-5}$ bis $1,0 \times 10^{-0}$ m²/s; das Maximum liegt bei $1,0 \times 10^{-3}$ bis $5,0 \times 10^{-3}$ m²/s. Transmissivitäten von $1,0 \times 10^{-1}$ bis $1,0 \times 10^{-0}$ m²/s sind mit hoher Wahrscheinlichkeit Störungszonen zuzuordnen (GEOTECHNISCHES BÜRO 1998, unveröff.).

Im Rahmen des Projektes „GeotIS“ (www.geotis.de) wurden alle zum damaligen Zeitpunkt verfügbaren hydraulischen Testdaten aus Bohrungen, die in Bayern Thermalwasser im Malm erschlossen haben, nach einheitlichen Verfahren neu ausgewertet (BIRNER et al. 2009). Dieser Datensatz wurde zwischenzeitlich mit neueren Testdaten ergänzt. Im östlichen und zentralen Teil des bayerischen Molassebeckens liegen nach diesen Auswertungen die Gebirgsdurchlässigkeiten (T/H) zwischen $1,0 \times 10^{-6}$ und $5,0 \times 10^{-4}$ m/s, nach Westen bzw. Südwesten hin nehmen die Gebirgsdurchlässigkeiten deutlich ab (Abb. 14).

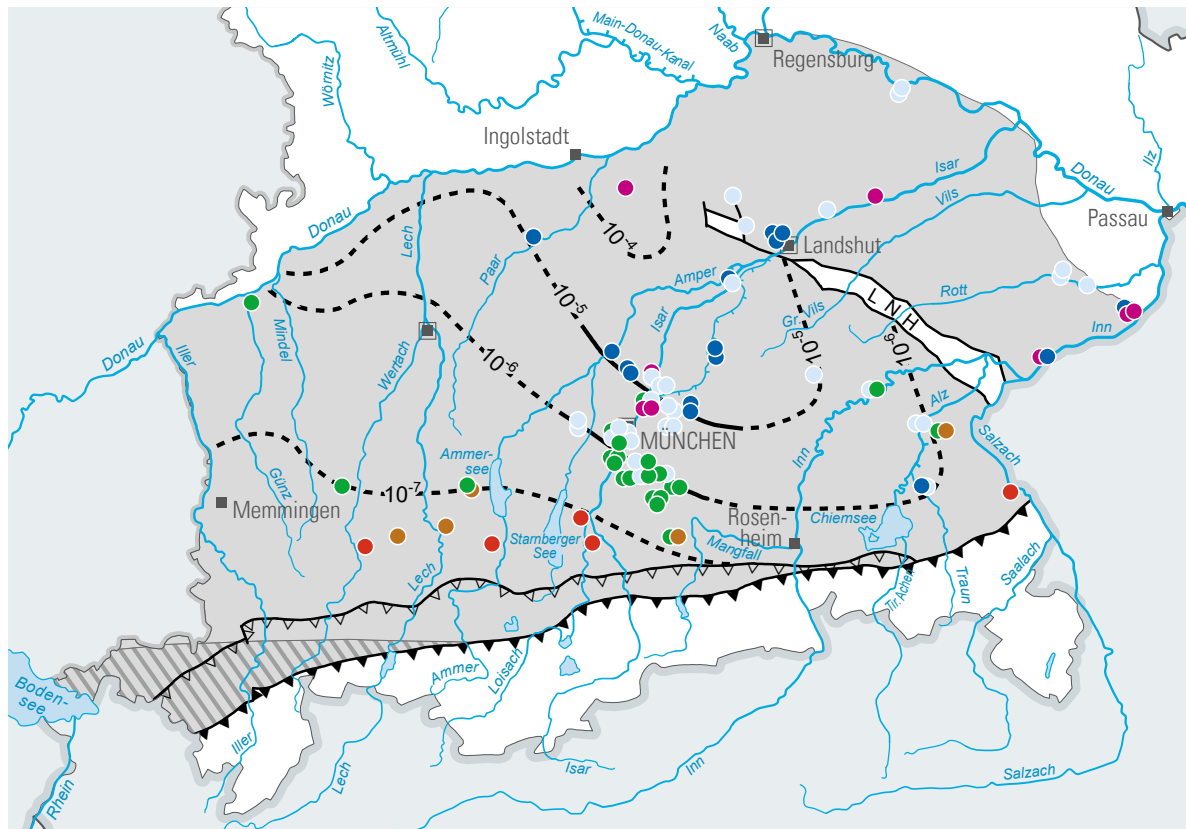
Die Gebirgsdurchlässigkeit bzw. die Permeabilität ist neben der Fördertemperatur der entscheidende Parameter für die Fündigkeit eines Geothermieprojekts. Sie umfasst neben der Gesteinsdurchlässigkeit (Matrixpermeabilität) auch die Permeabilität von Trennflächen

HYDROTHERMALE GRUNDWASSERLEITER – SÜDBAYERN

(Schichtflächen, Klüfte und Störungen) und verkarsteten Bereichen. Die Permeabilität bzw. die Transmissivität als Summe dieser Komponenten wird in der Praxis mit Hilfe

eines Pumpversuchs nach Fertigstellung einer Geothermiebohrung ermittelt. Aus dem Verlauf der Druckabsenkung während des Pumpversuchs lassen sich auch Informationen zum

Abb. 14: Gebirgsdurchlässigkeiten (T/H) des Malm-Aquifers im süddeutschen Molassebecken (modifiziert nach BIRNER et al. 2012)



Gebirgsdurchlässigkeit T/H (m/s)
aus Bohrungsdaten

Grundwasserleiter

- $> 1 \times 10^{-4}$ bis 1×10^{-3}
- $> 1 \times 10^{-5}$ bis 1×10^{-4}
- $> 1 \times 10^{-6}$ bis 1×10^{-5}

Grundwassergeringleiter

- $> 1 \times 10^{-7}$ bis 1×10^{-6}
- $\geq 1 \times 10^{-11}$ bis 1×10^{-7}
- Bohrung, nicht fündig

— Linie gleicher Gebirgsdurchlässigkeit

- - - Linie gleicher Gebirgsdurchlässigkeit, vermutet

— Umgrenzung des Landshut-Neuöttinger-Hochs (LNH)

▲▲▲ Nordrand der Faltenmolasse

▲▲▲ Nordrand der alpinen Decken

■ Verbreitung des Malmaquifers im süddeutschen Molassebecken

▨ Übergangsbereich zur helvetischen Fazies (nach Mraz 2019)

0 50 km

Fließverhalten im Reservoir ableiten, was wiederum Rückschlüsse auf die Permeabilitätsverteilung im Reservoir ermöglicht. Ein lineares bzw. bilineares Fließverhalten zu einer Bohrung hin kann beispielsweise, im Gegensatz zu einem radialen Zustrom, auf eine geringere Matrixpermeabilität hindeuten (KONRAD et al. 2019).

Bei der Auswertung von Pumpversuchen zu beachten ist, dass sich die Druckverluste in der Bohrung aus linearen Druckverlusten, die die Aquifereigenschaften repräsentieren, und nicht-linearen Verlusten zusammensetzen. Letztere nehmen quadratisch mit der Förderate zu und sind auf Brunneneintrittsverluste und Strömungsverluste im Open-Hole-Bereich sowie auf Rohrreibungsverluste zurückzuführen. Der Anteil der nicht-linearen Verluste ist umso kleiner je näher zum Reservoir die Druckaufzeichnung erfolgt. Da die Druckaufzeichnung aber vielfach an der ESP erfolgt, können die nicht-linearen Verluste einen erheblichen Anteil an den Gesamtverlusten haben. Es gibt Beispiele, dass die nicht linearen Verluste bei Förderraten von über 100 l/s bis zu 90 % der Gesamtverluste betragen können. Wenn der Anteil der nicht-linearen Verluste nicht beachtet wird, kann die Permeabilität deutlich unterschätzt werden, allerdings erlauben es die Pumpversuchsdaten vielfach nicht, die jeweiligen Anteile an den Druckverlusten genau zu berechnen. Dies erklärt vermutlich auch, warum sich keine klare Korrelation zwischen Gebirgsdurchlässigkeiten (Abb. 14) und maximalen Förderraten ableiten lässt.

Gleiches gilt für den Produktivitätsindex (PI), der als das Verhältnis zwischen Förderate und Druckabsenkung definiert ist. Auch hier sind PI-Werte aus einzelnen Bohrungen nicht

eindeutig miteinander zu vergleichen, da der PI-Wert ebenso durch die Bohrungs-spezifischen nicht-linearen Druckverluste beeinflusst wird.

Spülungsverluste können Hinweise auf Bereiche mit erhöhten Durchlässigkeiten geben, wobei Spülungsverluste nur bei unterhydrostatischen Verhältnissen sicher quantifiziert werden können. Es ist zwischen totalem Spülungsverlust, der große bohrtechnische Probleme nach sich ziehen kann, und schleichenden Spülungsverlusten zu unterscheiden. Eine überschlägige Auswertung aller verfügbarer Bohrberichte von Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrungen, die den Malm erreicht oder durchfahren haben, lässt vermuten, dass rund 40 % dieser Bohrungen keinen nennenswerten Spülungsverlust im Malm zu verzeichnen hatten (GUDDEN 1983).

Generell entspricht das Druckniveau im Malm-Reservoir dem Druckniveau der Donau (LEMCKE 1976). Der **Druckwasserspiegel** im Malm liegt daher meist unterhalb des tertiären Grundwasserdruckspiegels, d.h. es herrschen überwiegend „unterhydrostatische Drücke“ (HÄNEL et al. 1984). Im Großraum München sind Druckspiegelhöhen von 100 bis 200 m unter Gelände zu erwarten; weiter im Südosten in der Wasserburger Senke sind die Potenzialverhältnisse noch weitgehend ungeklärt. Untersuchungen und Auswertungen zu den Porendrücken im Malm (DREWS et al. 2018a, b, MÜLLER et al. 1988) lassen jedoch wie für den Großraum München auch für den Südosten des Bayerischen Molassebeckens unterhydrostatische Druckgradienten vermuten. Porendrücke im südwestlichen Teil des Bayerischen Molassebeckens zeigen hingegen im Vergleich dazu teils leicht erhöhte

und heterogene Druckgradienten (TUM-GTT/HYD 2020).

Betrachtet man das Malm-Reservoir als großes hydraulisches System kann man hieraus schließen, dass die Bereiche im Norden bzw. Südosten mit deutlich unterhydrostatischen Drücken höhere Durchlässigkeiten besitzen müssen als die Bereiche im Südwesten mit leicht erhöhten oder heterogenen Druckgradienten, da für eine Verbindung zur Donau weitreichende hydraulische Wegsamkeiten notwendig sind. Die auch durch nicht fundige Bohrungen belegten geringeren hydraulischen Leitfähigkeiten im Südwesten lassen sich möglicherweise auf eine niedrigere Matrixporosität und -permeabilität aufgrund zunehmender Kompaktion im Süden (größere Tiefenlage und Auflast) zurückführen. Zum anderen spielt hier möglicherweise der Übergang zur helvetischen Fazies eine Rolle (MRAZ et al. 2019).

Im Süden des Braunauer Trogs stehen die Grundwässer des Malm, der Kreide und des tieferen Tertiärs in hydraulischem Kontakt zueinander (PRESTEL 1991, LFW 1999). Die Wässer sind dort über weite Bereiche artesisch gespannt.

In einigen Teilabschnitten der Oberen Donau in Baden-Württemberg infiltriert Donauwasser in den Malm. Südlich der Donau ist nach vorliegenden Potentialplänen (STOBER 2013) bei Messkirch im Übergang vom bedeckten zum unbedeckten Malm bis in die Region um Ravensburg eine Grundwasserscheide ausgebildet. Nordöstlich der Grundwasserscheide bewegt sich demnach das Malmwasser annähernd beckenparallel in Richtung Nordosten und Osten, südwestlich der

Grundwasserscheide strömt es in südliche Richtungen und der Rhein bildet die Vorflut.

Nach den bisherigen Vorstellungen durchströmt in weiterer Folge das Malmwasser von Oberschwaben her kommend bogenförmig das westliche und randlich das zentrale Molassebecken und infiltriert im Bereich Neustadt a.d. Donau bis Regensburg in die Donau. Die Fließgeschwindigkeit beträgt nur wenige Meter pro Jahr. Ein Teil des Malmwassers kann offensichtlich im Bereich Landshut das Landshut-Neuöttinger-Hoch überströmen und fließt in das niederbayerisch-oberösterreichische Molassebecken ab (WROBEL et al. 2002).

Die Isotopensignatur der Malmwässer verweist jedoch darauf, dass die Neubildung dieser Wässer zumindest im westlichen, zentralen und südlichen Teil des Molassebeckens unter vergleichsweise einheitlichen kaltzeitlichen Bedingungen erfolgte. Bislang wurde davon ausgegangen, dass die Grundwasserneubildung im Wesentlichen auf das Durchsickern von Grundwasser durch die Molassedeckschichten zurückzuführen ist (LEMCKE 1976, ANDRES & FRISCH 1981). Die Ergebnisse neuer isotopehydrologischer Untersuchungen (Krypton-81-Untersuchungen, HEIDINGER et al. 2019) stützen jedoch die Hypothese, dass die Malm-Tiefenwässer im Westen und vermutlich auch in der Wasserburger Senke aus glazialen Schmelzwässern unter den „subglazial“ hohen hydrostatischen Druckbedingungen im Bereich der ausgreifenden Vorlandvergletscherungen neu gebildet wurden (BERTLEFF & WATZEL 2002).

Die Potenzialverhältnisse im zentralen und südlichen Molassebecken sind zwar noch nicht abschließend geklärt, die Verteilung der

ermittelten Kr-81-Modellalter deutet jedoch auf eine Fließrichtung von Süden nach Norden hin (HEIDINGER et al. 2019). Die Grundwasserfließrichtung im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken (Braunauer Trog) ist hingegen generell nach Südosten orientiert (LFW 1999).

Im Süden werden im Malm Maximaltemperaturen von über 150 °C erreicht, nach Norden hin nehmen die Temperaturen ab. Positive oder negative Temperaturanomalien sind vermutlich auf auf- oder absteigende Tiefen Grundwasser zurückzuführen.

➤ **Hydrochemische Eigenschaften**

Ein Großteil des Malm-Grundwassers kann als Süßwasser klassifiziert werden. Mit zunehmender Beckentiefe ist eine Zunahme der Lösungsinhalte feststellen, so dass im Süden auch Salzwasser in Erscheinung treten können (z. B. Bohrung Opfenbach mit ca. 25 g/l NaCl in ca. 3.700 m Tiefe unter Gelände). Auch im Süden des oberösterreichischen Molassebeckens führt der Malm hochmineralisierte NaCl-Formationswässer (GOLDBRUNNER 1984).

Die chemische Zusammensetzung des Malm-Grundwassers im süddeutschen Molassebecken verändert sich vom Beckennordrand zum Beckenzentrum hin, was darauf hindeutet, dass die laterale Durchströmung des Malm insgesamt von Norden nach Süden abnimmt (PRESTEL 1991). Am Beckennordrand treten vorwiegend Wässer des Calcium-(Magnesium)-Hydrogenkarbonat-Typs in Erscheinung. Höhere Dolomit-Anteile im Gestein führen zu höheren Magnesium-Konzentrationen im Wasser. Im zentralen Teil des Molassebeckens westlich des Landshuter-Neuöttinger-Hochs

steigt der Natrium-Chlorid-Gehalt auf ca. 120 bis 150 mg/l an. Es handelt sich dort im Wesentlichen um Wässer vom Natrium-(Calcium)-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Typ (z. B. Bohrungen Haimhausen 1/1a, Erding 1, Moosburg SC IV), die ihre Zusammensetzung der Zumischung salzreicher Ionenaustauschwässer aus den über oder auch unter dem Malm auftretenden Schichten verdanken (PRESTEL 1991). Typisch für das Malmwasser ist ein Natrium-Überschuss gegenüber Chlorid, was mit dieser Zumischung erklärt werden kann, da die Malmkarbonate selbst nur wenig Natrium enthalten. Die Sulfatkonzentrationen nehmen vom Beckennordrand zum Beckenzentrum hin ab, da Sulfat hier zu Sulfid reduziert wird. Das dabei entstehende H₂S ist in allen Malm-Grundwässern des Beckeninneren nachweisbar. Der Sulfidgehalt liegt in Erding z. B. bei 10 bis 15 mg/l. Die Fluoridkonzentrationen erreichen im Beckenzentrum erhöhte Werte von 2 bis 3 mg/l; die Borgehalte steigen nur leicht auf 0,2 bis 0,7 mg/l an. Die Bromid- und die Jodid-Konzentrationen nehmen in Richtung Süden zu und erreichen im zentralen Beckenbereich bis zu ca. 390 µg/l Bromid und ca. 140 µg/l Jodid.

Im zentralen Bereich des Molassebeckens (Großraum München bis hin zum Landshut-Neuöttinger-Hoch) konnten anhand von hydrochemischen und isotopehydrologischen Untersuchungen drei Wassertypen im Malm-aquifer unterschieden werden (HEINE 2021). Der Wassertyp 1 (mit Subtypen 1a und 1b) ist im Wasserburger Trog südöstlich von München verbreitet, der Wassertyp 2 (mit Subtypen 2a und 2b) findet sich nordöstlich von München und der Wassertyp 3 ist auf den Bereich westlich von München beschränkt. Die hydrochemische Zusammensetzung der

Wassertypen 1 und 2 ist im Vergleich mit Wassertyp 3 relativ homogen. Beide Wassertypen sind gering mineralisierte Ionenaustauschwässer und besitzen eine vergleichbare hydrochemische Zusammensetzung. Sie wurden vermutlich während des Pleistozäns neu gebildet. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse beider Wassertypen sind im Vergleich zu typischen Werten von Oberjuragesteinen deutlich erhöht, was auf einen nur geringen Austausch dieser Wässer mit dem Gestein hindeutet. Die beiden Wassertypen unterscheiden sich jedoch deutlich in den Calcium- und Magnesium-Gehalten und -Verhältnissen, was darauf schließen lässt, dass bei Typ 1 überwiegend Kalkstein und bei Typ 2 überwiegend Dolomit gelöst wird.

Der Wassertyp 1b ist auf den Übergangsbereich zwischen den Verbreitungsgebieten von

Wassertyp 1 und 3 beschränkt. Er ist durch eine höhere Salinität und durch eine stärkere Wechselwirkung zwischen Wasser und Gestein charakterisiert, was auf eine vermutlich höhere Verweilzeit verglichen mit dem Wassertyp 1a und auch 2a hindeutet. Der Wassertyp 1b ist möglicherweise auch von fossilen Formationswässern aus dem Malm beeinflusst. Das hydrochemisch reife Wasser des Typs 1b entstammt demnach vermutlich geringer durchlässigen Bereichen im Malmaquifer südlich von München, wie sie auch westlich von München nachgewiesen sind.

Der hydrochemisch homogene Wassertyp 2 wurde zwischen München und Landshut ausgewiesen, wobei zwischen einem Wassertyp 2a nahe München und einem Wassertyp 2b nahe Landshut unterschieden wurde. Die beiden Wassertypen unterscheiden sich geringfügig in der Mineralisation und hier insbesondere in den Natrium- und Hydrogencarbonatgehalten, Hinweise auf eine stärkere Wechselwirkung mit dem Gestein fehlen aber. Es wird daher vermutet, dass sich der Wassertyp 2b aus dem Wassertyp 2a entwickelt hat. Dies impliziert eine nordwärts gerichtete Grundwasserfließrichtung, wie sie auch aufgrund der Potentialverhältnisse und Grundwassertemperaturen im Raum Landshut anzunehmen ist (WROBEL et al. 2002).

Die hydrochemische Zusammensetzung und die isotopehydrologische Charakteristik deuten darauf hin, dass diese meteorischen Wässer in dem porösen und teils hochpermeablen Karbonaten im südöstlichen und nordöstlichen Teil des zentralen Molassebeckens die ursprünglichen fossilen Formationswässer verdrängt haben. Dieser Prozess scheint mehrfach während der letzten Vergletscherungen

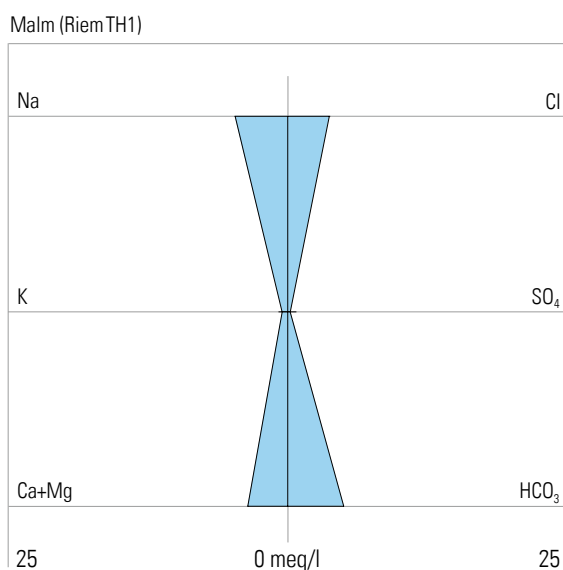


Abb. 15: Hydrochemischer Charakter eines Thermalwassers aus dem Malm (Quelle: SWM)

abgelaufen zu sein, die Neubildung dürfte jeweils über subglaziale Infiltration und „cross-formational flow“ durch die tertiäre Überlagerung am Südrand des Molassebeckens erfolgt sein. Diese Hypothese wird auch durch Isotopen-Untersuchungen an Tiefenwässern aus tertiären Öl- und Gaslagerstätten (STICHLER 1997) und Untersuchungen an Flüssigkeits-einschlüssen an unterjurassischen Calcitadern (MRAZ et al. 2019) gestützt.

Der Wassertyp 3 ist auf den Bereich westlich von München beschränkt. Dieser Wassertyp ist hoch mineralisiert und zeigt deutliche Anzeichen für Wechselwirkungen mit terrestrischen, nicht-marinen Sedimenten wie sie in der tertiären Überlagerung zu finden sind. Die $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse lassen auf deutlich höhere Verweilzeiten als bei den beiden anderen Typen schließen. Insbesondere die teils hohe Gasführung sowie das Auftreten von Ölphasen und die heftige Entgasung während der Probenahmen deuten darauf hin, dass dieser Wassertyp von höher salinaren fossilen Wässern oder Öl- und Gasfeldwässern beeinflusst ist. Da westlich von München die Kreidebedeckung fehlt, steht dort der Malmaquifer in direkten hydraulischen Kontakt mit den überlagernden tertiären Sedimenten und deren Wässern. Ölfeldwässer aus den tertiären Bausteinschichten zeigen z. B. eine deutliche hydrochemische Veränderung hin zu einem gering mineralisierten Natrium-Hydrogenkarbonat-Typ, wenn die Bausteinschichten in hydraulischen Kontakt zum Malm stehen. In diesem Bereich wurden offensichtlich die Formationswässer im Malm und Tertiär nicht vollständig von den meteorischen Wässern von Typ 1 und 2 verdrängt.

In einigen Gebieten am Nordrand des Molassebeckens sind Austrittsgebiete von Malmwasser aus dem Beckeninneren durch das Auftreten eines ähnlichen Wasserchemismus mit dem der Wässer im zentralen Beckenbereich gekennzeichnet (PRESTEL 1991). Im Westen ist dies beispielsweise im Bereich von Ulm bis etwa Günzburg, weiter im Osten im Bereich zwischen Neustadt a. d. Donau und Regensburg der Fall. Auch das Auftreten von „Schwefelquellen“ im Bereich von Bad Gögging wird auf das Ausströmen von Wässern aus dem Molassebecken zurückgeführt (BAUMANN & QUENTIN 1981). Entlang der generellen Grundwasserfließrichtung von West

Tab. 8: Hydrogeologische Kurzcharakteristik des Malm (als Thermalgrundwasserleiter)

Lithologie	Kalke, Dolomite, Mergel
Typ des GWL	Karst-Kluft-(Poren)
Porosität	mittlere (sekundäre) Porosität bzw. nutzbares Hohlraum-Volumen: ca. 1,0 bis 2,5 %
Permeabilität	sehr variabel (k _F -Werte überwiegend 10 ⁻⁶ bis 10 ⁻³ m/s)
Transmissivität	sehr variabel (überwiegend 5·10 ⁻⁵ bis 5·10 ⁻² m ² /s)
GW-Typ	Beckennordrand: meist Ca-Mg-HCO ₃ -Typ, gering mineralisiert (< 1 g/l) Beckenzentrum: Na-(Ca)-HCO ₃ -Cl-Typ, gering mineralisiert (meist < 1 g/l) zum Beckentiefsten hin Zunahme der Mineralisation (teilweise Salzwasser)

nach Ost lässt sich nur ein geringer Anstieg in der Mineralisation beobachten.

Östlich des Landshut-Neuöttinger-Hochs unterscheiden sich die Malm-Grundwässer in ihrer chemischen Zusammensetzung jedoch deutlich von denen im Westen. Die Wässer vom Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Typ weisen eine höhere Mineralisation und höhere Spurenelementkonzentrationen auf und entsprechen im niederbayerischen Bäderdreieck in ihrer chemischen Zusammensetzung denen der im Hangenden folgenden Kreide- und tieferen Tertiärschichten (PRESTEL 1991). Dies deutet zum einen auf einen hydraulischen Kontakt zwischen diesen Schichten und zum anderen auf eine stark eingeschränkte hydraulische Verbindung zum Malm-Grundwasserleiter westlich des Landshut-Neuöttinger-Hochs hin. Bei der Genese dieser Wässer sind höhermineralisierte Wässer beteiligt, die entweder Porenwässern mit salinarem Charakter entstammen (PRESTEL 1991) oder aus dem Randzustrom hoch mineralisierter Tiefenwässer aus dem Kristallin der Böhmisches Masse herrühren (KANZ 1987). Die Chloridgehalte betragen ca. 160 bis 230 mg/l. Die Konzentrationen der Spurenelemente sind im Vergleich zu den Malm-Grundwässern des übrigen Beckenbereichs ebenfalls signifikant erhöht (z. B. Fluorid 7 bis 9,7 mg/l, Jodid ca. 460 bis 500 µg/l).

Die teils stark abgereicherten Werte der stabilen Isotope ($\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H-H}_2\text{O}$) belegen ebenso wie die Edelgasbildungstemperaturen (NGT) eine Grundwasserneubildung unter kaltzeitlichen Bedingungen und lassen Modellalter von mindestens 10.000 Jahren erwarten. Neuere isopenhydrologische Untersuchungen (Krypton-81-Untersuchungen,

HEIDINGER et al. 2019) erbrachten für die Malmwässer aus dem westlichen und zentralen Teil des Molassebeckens Krypton-81-Modellalter von < 20.000 Jahren bis zu 135.000 Jahren. Im Gegensatz dazu stehen die deutlich höheren Kr-81-Modellalter der eher warmzeitlich geprägten Malmwässer im Braunauer Trog (rund 500.000 Jahre), welche in die Spätphase des Cromer-Komplexes (Wechsel aus Kalt- und Warmzeiten) verweisen (Heidinger et al. 2019). Ähnlich hohe Modellalter wurden auch für Malmwässer aus dem angrenzenden Oberösterreich bestimmt. Diese Modellalter stehen jedoch im Widerspruch zu den Erfahrungen aus der Bewirtschaftung des Thermalwasseraquifers; eine abschließende Bewertung der Plausibilität dieser Modellalter steht noch aus.

Kreide-Sandsteine

➤ Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Im Untergrund des Molassebeckens sind zwei Becken mit Kreideablagerungen zu unterscheiden:

- Die Wasserburger Senke südwestlich des Landshut-Neuöttinger-Hochs mit bis zu 500 m mächtigen Sedimenten der Unter- und Oberkreide und
- der Braunauer Trog nordöstlich und nördlich des Landshut-Neuöttinger-Hochs mit maximal 1.000 m Oberkreideablagerungen direkt am Donaurandbruch.

Der Großteil des späteren Molassebeckens war zu Beginn der Kreide trockenes Festland. Erste Transgressionen reichten zunächst von Süden her kommend nur bis in die Wasserburger Senke, später dann auch bis in den Braunauer Trog (LANGE 1981). Potenzielle Thermalgrundwasserleiter sind dabei der in der Wasserburger Senke ab dem Oberapt abgelagerte küstennahe Grünsand (Gault-Sandstein) sowie der im Braunauer Trog ab dem oberen Cenoman sedimentierte Regensburger Grünsandstein (Cenoman-Sandstein).

Lithologisch sind die beiden Glaukonit-führenden Sandsteine einander sehr ähnlich. Sie stehen im Braunauer Trog in einer Tiefe von ca. 700 bis 1.900 m unter Gelände an, wobei die größten Tiefen in der Nähe des Donaurandbruches erreicht werden. In der Wasserburger Senke nimmt die Tiefe von 900 m unter Gelände bis auf über 5.500 m unter Gelände im Bereich des Alpennordrandes zu (HÄNEL et al. 1984).

Die Darstellung der Tiefenlage und Nettomächtigkeit des Gault- und Cenoman-Sandsteins beruht auf HÄNEL et al. (1984).

➤ Hydraulische Eigenschaften

Die Gesamtmächtigkeiten des Cenoman-Sandsteins schwanken im Braunauer Trog zwischen 8 und 28 m, die des Gault-Sandsteins in der Wasserburger Senke zwischen 2 und 66 m. Die Nettomächtigkeiten liegen bei 75 bis 100 % der Gesamtmächtigkeiten.

Für beide Sandsteine werden von KRAUS (1969) und HÄNEL et al. (1984) Porositäten von 20 %, Permeabilitäten von 100 bis 1.000 mD und Transmissivitäten von 5×10^{-5} bis 1×10^{-3} m²/s angegeben. Im Gault-Sandstein der Wasserburger Senke nehmen die Durchlässigkeiten bei Nettomächtigkeiten unter 10 m auf weniger als 100 mD ab. MALZER (1993) gibt für die Cenoman-Sandsteine im

Tab. 9: Hydrogeologische Kurzcharakteristik der Gault- und Cenoman Sandsteine

Lithologie	Sandsteine
Typ des GWL	Poren-(Kluft)
Nettomächtigkeit	1 bis > 60 m
Porosität	ca. 20 %
Permeabilität	< 100 bis 1.000 mD
Transmissivität	$5,0 \times 10^{-5}$ bis $1,0 \times 10^{-3}$ m ² /s
GW-Typ	Na-HCO ₃ -Cl -Typ, gering mineralisiert (meist < 1 g/l) nach Süden Zunahme der NaCl-Gehalte (max. 2,3 g/l)

Braunauer Trog Porositäten bis zu 19% und Permeabilitäten von 10 bis 400 mD an. Dies entspricht bei Grundwassertemperaturen von 50 bis 100°C Durchlässigkeitsbeiwerten von $1,8 \times 10^{-7}$ bis $1,5 \times 10^{-5}$ m/s.

Der Gault-Sandstein ist in der Wasserburger Senke durch die meist tonreichen, gering-durchlässigen Unterkreidesedimente hydraulisch von dem darunter folgenden Malmaquifer getrennt. Im Braunauer Trog stehen die Cenoman-Sandsteine im Norden in hydraulischem Kontakt zum Malmaquifer (LEMCKE & TUNN 1956, ANDRES & WIRTH 1981).

Als Maximaltemperaturen für den Gault- bzw. Cenoman-Sandstein können für den Braunauer Trog ca. 70°C und für die Wasserburger Senke bei entsprechender Tiefenlage deutlich über 100°C angesetzt werden.

➤ Hydrochemische Eigenschaften

Die Wässer der Gault- und Cenoman-Sandsteine sind überwiegend als Süßwässer einzustufen und werden in ihrer Anionen-Zusammensetzung meist von Hydrogenkarbonat dominiert. Im Zentralbereich der Wasserburger Senke und am Ostrand des Braunauer Trogs nimmt der Gehalt an Natrium und Chlorid zu. Die Wässer entsprechen einem Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Typ. Lediglich im Süden des Molassebeckens treten auch stärker mineralisierte Natrium-Chlorid-dominierte Wässer in Erscheinung. Die NaCl-Konzentrationen reichen von weniger als 1 g/l bis maximal 2,3 g/l in der Bohrung Höhenrain 1 (HÄNEL et al. 1984).

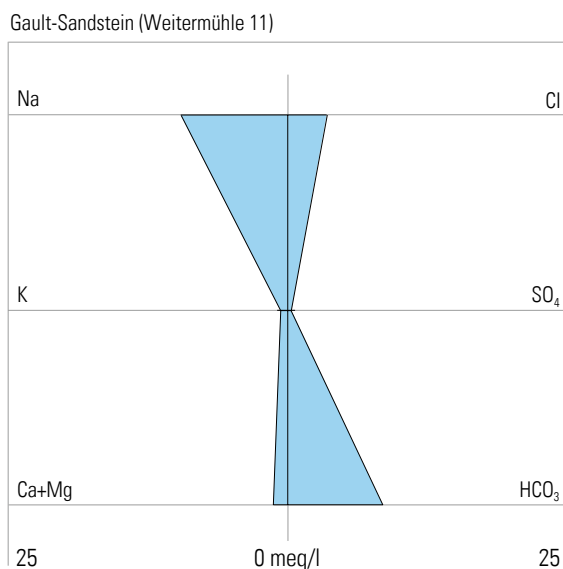


Abb. 16: Hydrochemischer Charakter eines Thermalwassers aus dem Gault-Sandstein (Analyse aus HÄNEL et al. 1984)

Priabon-(Eozän-)Basissandstein

➤ Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Der Beginn der Molassesedimentation im süddeutschen Molassevorland wurde im Obereozän (Priabon) mit der Ablagerung des Eozän- bzw. Priabon-Basissandsteins eingeleitet. In der Zusammensetzung des Sandsteins dominiert Material moldanubischer Herkunft, das wahrscheinlich von der Böhmisches Masse und vor allem vom nahegelegenen Landshut-Neuöttinger-Hoch geschüttet wurde (MÜLLER 1978a). Die Ablagerung des Eozän- bzw. Priabon-Basissandsteins ist auf eine flache, mehr als 30 km breite Senke im Südwesten des Landshut-Neuöttinger-Hochs beschränkt.

Die Nordgrenze des Priabon-Basissandsteins zeigt eine deutliche Zerlappung und bildet

wahrscheinlich die durch Flussmündungen gegliederte Küste ab. An dem durch wesentlich weniger Bohrungen belegten Südrand zeigt sich ein Trend zur Vertonung.

Für die Darstellung der Tiefenlage und der Nettomächtigkeit des Priabon-Basissandsteins wurden Ergebnisse von HÄNEL et al. (1984) sowie Bohrdaten und Feldespläne der Kohlenwasserstoffindustrie ausgewertet.

➤ Hydraulische Eigenschaften

Die Nettomächtigkeit des Basissandsteins ist relativ gering und erreicht nur im zentralen Bereich des Vorkommens Werte über acht Meter.

Die Porositäten des Basissandsteins des Obereozäns liegen bei 8 bis 18 %, die Permeabilität

Priabon-Basissandstein (Bierwang-Ost 2)

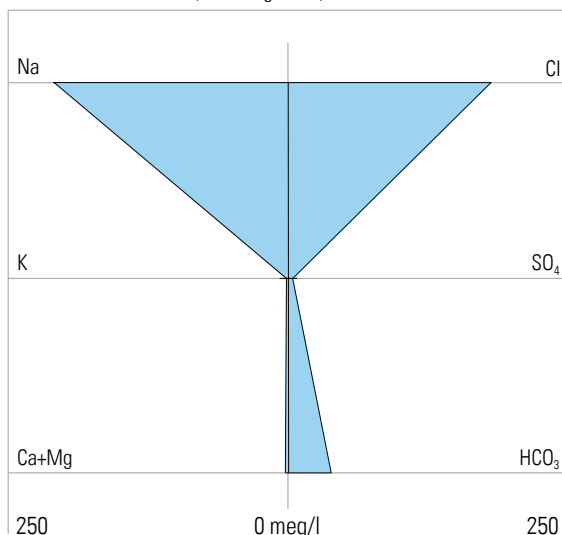


Abb. 17: Hydrochemischer Charakter eines Thermalwassers aus dem Obereozän-Basissandstein (Analyse aus HÄNEL et al. 1984)

Tab. 10: Hydrogeologische Kurzcharakteristik des Priabon-Basissandstein

Lithologie	Sandsteine
Typ des GWL	Poren-(Kluft)
Nettomächtigkeit	max. 8 m
Porosität	8 bis 18 %
Permeabilität	durchschnittlich 200 mD
Transmissivität	$1,0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$
GW-Typ	Na-Cl-Typ mit 1 bis 10 g/l NaCl (max. 18 g/l NaCl)

im Mittel bei ca. 200 mD und die Transmissivität bei ca. $1,0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ (HÄNEL et al. 1984). Im benachbarten oberösterreichischen Molassebecken werden von MALZER (1993) Porositäten von 12 bis 25 % und Permeabilitäten von wenigen mD bis zu 2.000 mD beschrieben, was bei dem vorherrschenden Temperaturbereich Durchlässigkeitsbeiwerten von $1,0 \times 10^{-7}$ bis $5,0 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ entspricht.

Die Temperaturen im obereozänen Basis-sandstein reichen vermutlich von 60 bis über 100°C.

➤ Hydrochemische Eigenschaften

Die Thermalwässer aus den Obereozän-Sandsteinen weisen einen ausgeprägten Natrium-Chlorid-Charakter auf. Die NaCl-Konzentrationen nehmen dabei mit der Tiefe von rund 1 bis 10 g/l auf ca. 18 g/l zu. Die Sandsteine sind teilweise Trägergestein von Kohlenwasserstoff-Lagerstätten. Deshalb enthalten die Wässer teilweise auch Anteile an Kohlenwasserstoffverbindungen; zudem sind erhöhte Jodidgehalte zu verzeichnen.

Ampfinger Schichten/ Ampfinger Sandsteine

➤ Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Durch die Schüttung des Ampfinger Sandsteins erfolgte in dessen Ablagerungsraum eine Unterbrechung bzw. ein Abschluss der Lithothamnienkalk-Sedimentation, die auf die Ablagerung des Priabon-Basissandsteines folgte. In Gebieten, in denen der Ampfinger Sandstein noch von Lithothamnienkalk überlagert wird, spricht man vom „Unteren“ und „Oberem Lithothamnienkalk“. Ihre größte Mächtigkeit mit bis zu 70 m erreichen die mittel- bis grobkörnigen, zum Teil feinkiesigen und manchmal Glaukonit-führenden Ampfinger Sandsteine unmittelbar vor dem Landshut-Neuöttinger Abbruch, wo die Schüttung der

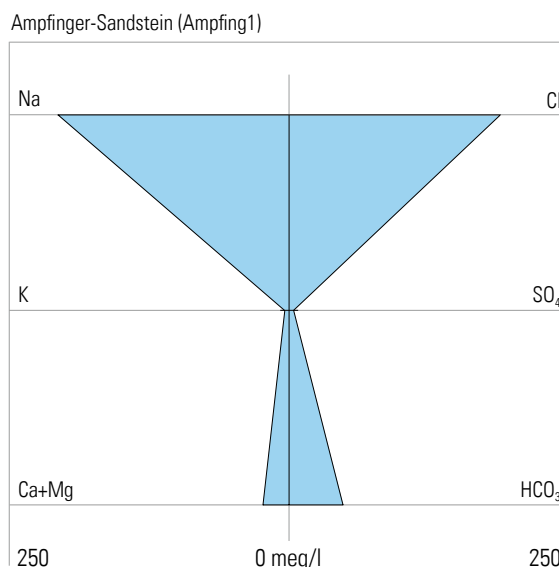


Abb. 18: Hydrochemischer Charakter eines Thermalwassers aus dem Ampfinger Sandstein (Analyse aus HÄNEL et al. 1984)

Ampfinger Schichten am frühesten einsetzte (MÜLLER 1978a). Wie beim Priabon-Basis-sandstein handelt es sich bei den Ampfinger Sandsteinen um Quarzsandsteine moldanubischer Herkunft. Die Ampfinger Schichten umrahmen das im Priabon noch landfeste und erst im Rupel vollständig überflutete Landshut-Neuöttinger-Hoch (MÜLLER 1978b), das als das dominierende Liefergebiet für den Ampfinger Sandstein anzusehen ist (MÜLLER 1978a).

Im Ampfinger Sandstein glückte bei Ampfinger westlich von Mühldorf am Inn im Jahr 1954 in einer antithetischen Fallenstruktur der erste wirtschaftliche Erdölfund im deutschen Alpenvorland (LEMCKE 1988). Weitere Kohlenwasserstoffvorkommen in den Ampfinger Schichten konnten in den Feldern Isen, Mühldorf-Süd-Waldkraiburg, Teising, Velden und Weitemühle-Steinkirchen erschlossen werden.

Die Darstellung der Oberkante der Ampfinger Sandsteine stützt sich auf HÄNEL et al. (1984) sowie auf Bohrdaten und Karten der Kohlenwasserstoff-Industrie. Die tektonischen Strukturen wurden zum Teil nach LEMCKE (1977) ergänzt. Die Darstellung der Nettomächtigkeit entstammt HÄNEL et al. (1984).

➤ Hydraulische Eigenschaften

Die Nettomächtigkeiten des Ampfinger-Sandsteins betragen nahe des Landshut-Neuöttinger-Hochs maximal 30 m, in weiten Gebieten liegen sie jedoch unter 10 m.

Für die Porositäten werden von KRAUS (1969) Werte von 15 bis 20 % angegeben. Die Permeabilitäten betragen im Durchschnitt

600 mD, die Transmissivitäten liegen im Bereich von 2×10^{-4} bis $4,6 \times 10^{-4}$ m²/s (HÄNEL et al. 1984).

Die Ampfinger Sandsteine besitzen vermutlich keinen hydraulischen Kontakt zu den Priabon-Basis-sandsteinen.

Die Temperaturen in den Ampfinger Sandsteinen sind mit 65 bis 90 °C anzusetzen.

➤ Hydrochemische Eigenschaften

Die Thermalwässer des Ampfinger Sandsteins sind Natrium-Chlorid-dominiert mit NaCl-Konzentrationen von 2,5 bis 10 g/l (HÄNEL et al. 1984). Die maximalen NaCl-Konzentrationen liegen bei 25 g/l. Die hohen NaCl-Gehalte könnten reliktschen Porenwässern marinen Ursprungs entstammen (PRESTEL 1991). Da ein Natrium-Überschuss gegenüber Chlorid festzustellen ist, dürften zudem Ionenaustauschprozesse wirksam gewesen sein.

Tab. 11: Hydrogeologische Kurzcharakteristik des Ampfinger Sandsteins

Lithologie	Sandsteine
Typ des GWL	Poren-(Kluft)
Nettomächtigkeit	< 10 bis max. 30 m
Porosität	15 bis 20 %
Permeabilität	Durchschnittlich 600 mD
Transmissivität	$2,0 \times 10^{-4}$ bis $4,6 \times 10^{-4}$ m ² /s
GW-Typ	Na-Cl-Typ mit 2,5 bis 10 g/l NaCl (max. 25 g/l NaCl)

Bausteinschichten

➤ Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Die Bausteinschichten bilden den obersten Horizont der Unteren Meeresmolasse (UMM) im Westteil des Molassebeckens. Ihr Verbreitungsgebiet reicht etwa bis zum Meridian von München. Östlich davon werden sie von den Liegenden Tonmergeln und den im Hangenden folgenden Chattsanden abgelöst. In einigen Bohrprofilen im Übergangsbereich ist eine Differenzierung zwischen den Bausteinschichten und den überlagernden Chattsanden möglich. Uneinigkeit unter den Bearbeitern der Profile aus der Kohlenwasserstoff-Exploration herrscht jedoch über die Tatsache, wie weit sich die Bausteinschichten nach Osten hin verfolgen lassen¹. Aus pragmatischen Gründen wurden in der Kartendarstellung etwaige Vorkommen von Bausteinschichten im Raum östlich von München den Chattsanden zugeschlagen, was sich allerdings wegen der stratigrafischen Position unter den Chattsanden nur auf deren Mächtigkeitsverteilung auswirkt. Aufgrund der hydraulischen Ähnlichkeiten scheint dies vertretbar.

.....
Die Bausteinschichten lassen sich stratigraphisch-lithologisch in zwei Horizonte untergliedern. Die marin-brackischen Höheren Bausteinschichten („Bausteinschichten i.e.S.“) des untersten Eger entwickelten sich aus den meist tonsteinreicheren und feinkörnigeren, eher marinen Tieferen Bausteinschichten des oberen Rupel (LEMCKE 1988) und leiten im westlichen Molassebecken den zeitlichen

Übergang von der Unteren Meeresmolasse zur Unteren Süßwassermolasse ein. In den Bausteinschichten i.e.S. dominieren schwach bis mittelstark kalzitisch zementierte Sandsteine, zum Teil in Wechsellagerung mit Tonsteinen und Tonmergelsteinen. Mancherorts gehen die Korngrößen der Sandsteine im unteren Teil der Bausteinschichten i.e.S. auch in den Siltbereich über (KRONMÜLLER, K. 1987). Die zahlreichen Kalksandsteinbänke innerhalb der Schichten waren namensgebend für die lediglich in der Faltenmolasse zu Tage tretenden Bausteinschichten. Eine ausführliche Analyse der Sedimentologie der Bausteinschichten findet sich bei KRONMÜLLER & KRONMÜLLER (1987).

.....
Wie auch die nachfolgend beschriebenen Chattsande waren und sind die Bausteinschichten Zielhorizont für die Kohlenwasserstoff-Exploration. Als potenzieller Thermalwasseraquifer sind nur die gröberklastischen höheren Bausteinschichten von Bedeutung. Als Grundlage für die Darstellung von Verbreitung, Oberkante und Mächtigkeit der Bausteinschichten (i.e.S.) dienten Bohrdaten und Karten aus der Kohlenwasserstoff-Industrie. Die tektonischen Strukturen wurden z. T. nach LEMCKE 1977 ergänzt.

➤ Hydraulische Eigenschaften

Aufgrund der mit der Tiefe abnehmenden Porosität und Permeabilität werden die Bausteinschichten in Tiefen über 1.250 m unter Gelände als lediglich eingeschränkt nutzbarer oder bei geringer Nettomächtigkeit auch als

.....
¹ Während einige Profilinterpretationen noch in den Bohrungen Vagen 1, Moosach 7 und Ostermünchen 1 Bausteinschichten ausweisen, sieht die aktuelle Betrachtungsweise Thanning 1 als östlichstes erbohrtes Vorkommen an (mdl. Mitt. Dr. Manfred Müller).

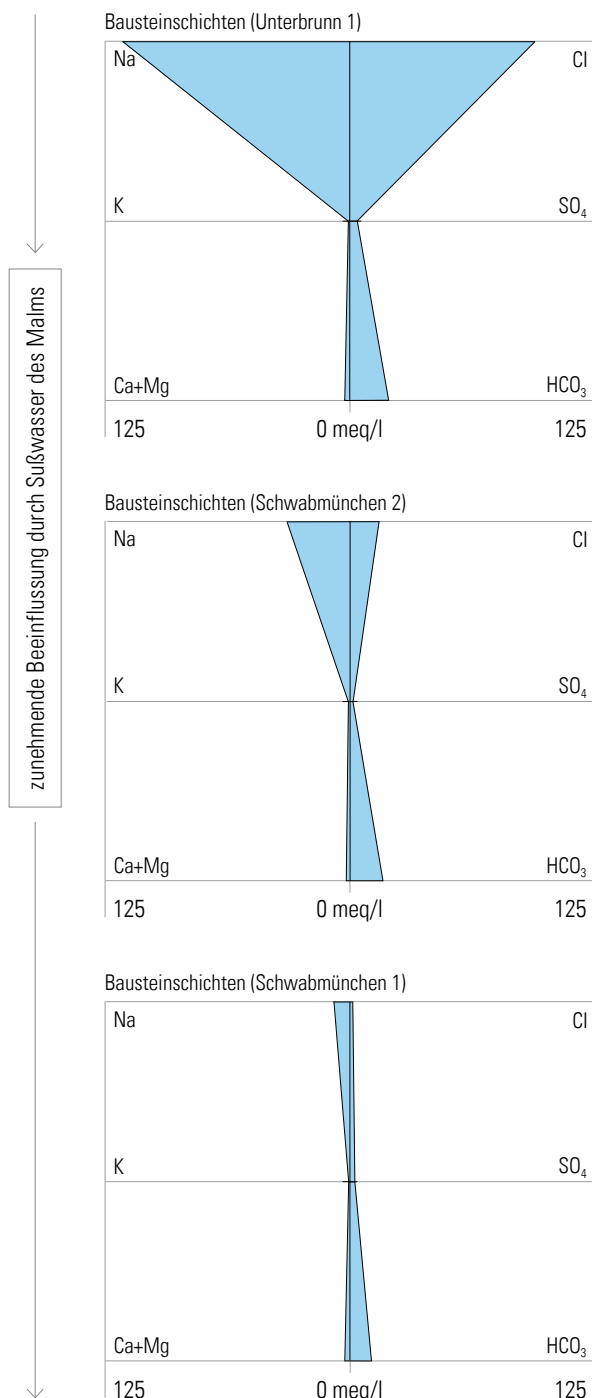


Abb. 19: Hydrochemischer Charakter von Thermalwässern aus den Bausteinschichten ohne und mit hydraulischem Kontakt zum unterliegenden Malmgrundwasserleiter (Analysen aus HÄNEL et al. 1984)

nicht nutzbarer Grundwasserleiter beschrieben (FÜCHTBAUER 1964, 1967, HÄNEL et al. 1984). Die Permeabilitäten liegen in den tieferen Bereichen vermutlich unter 100 mD. Im Bereich darüber sind Porositäten von 20 bis 30 %, Permeabilitäten von rund 4.000 mD und Transmissivitäten von $2,0 \times 10^{-5}$ bis $1,4 \times 10^{-4}$ m²/s zu erwarten (HÄNEL et al. 1984, KRONMÜLLER, R. 1987).

Im Norden des Verbreitungsgebietes sind die Nettomächtigkeiten vergleichsweise hoch. Dort stehen die Bausteinschichten vermutlich auch in hydraulischem Kontakt zum unterlagernden Malmaquifer. Einzelne Teilbereiche der Bausteinschichten können jedoch auch hydraulisch voneinander getrennt sein oder nur geringen hydraulischen Kontakt untereinander besitzen, was auf einen sehr inhomogenen Grundwasserleiter hindeutet (HÄNEL et al. 1984).

Die Temperaturen in den Bausteinschichten steigen vermutlich von ca. 25 °C im Norden auf über 100 °C an der Grenze zur Faltenmolasse im Süden an.

➤ Hydrochemische Eigenschaften

In Regionen mit hydraulischem Kontakt zum unterlagernden, süßwasserführenden Malm treten im Bausandstein ebenfalls überwiegend Süßwasser auf. In Gebieten ohne hydraulischen Kontakt sind die Wässer stärker salzhaltig mit stark schwankenden NaCl-Gehalten von ca. 0,5 bis 5 g/l und maximal 22 g/l.

In Abb. 19 ist der Übergang von einem Natrium-Chlorid-Wasser bei fehlendem hydraulischen Kontakt zum Malmgrundwasserleiter über ein Natrium-Chlorid-Hydrogenkarbonat-Wasser

hin zu einem Natrium-Hydrogenkarbonat-Wasser bei gutem hydraulischen Kontakt zum Malm dargestellt.

Tab. 12: Hydrogeologische Kurzcharakteristik der Bausteinschichten

Lithologie	Sandsteine
Typ des GWL	Poren-(Kluft)
Nettomächtigkeit	< 10 bis ca. 50 m
Porosität	20 bis 30 %, zur Tiefe hin abnehmend
Permeabilität	< 100 mD bis 4.000 mD, zur Tiefe hin abnehmend
Transmissivität	$2,0 \times 10^{-5}$ bis $1,4 \times 10^{-4}$ m ² /s
GW-Typ	Na-Cl-Typ mit 0,5 bis 5 g/l NaCl (max. 22 g/l) bei hydraulischem Kontakt zum Malm: Na-HCO ₃ -Typ, gering mineralisiert

Chattsande

➤ Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Die Chattsande des Unter-Eger („Chatt“) wurden im Gegensatz zu den terrestrisch-fluvialen Sedimenten der Unteren Süßwassermolasse (USM) westlich von München – unter marin-brackischen Sedimentationsbedingungen abgelagert. Als Delta-Schüttung auf einem flachmarinen Schelf besteht die auch als „Chatt-Sandserie“ bezeichnete Abfolge aus einer Wechsellagerung von gelegentlich feinkiesigen Fein- bis Mittelsanden bzw. -Sandsteinen und unterschiedlich mächtigen Ton- bis Sandmergelzwischenlagen. Die Chattsande reichen im Osten etwa bis auf die Höhe des Chiemsees. Östlich davon befand sich im (Unter-)Eger der tiefmarine Ablagerungsraum der (Unteren) Puchkirchener Serie (MÜLLER 1978c). Die Chatt-Sandserie wird in der Regel nach unten und oben von den Liegenden und Hangenden Tonmergeln begrenzt. Im Norden des Molassebeckens können die Chattsande aufgrund des späteren Einsatzes der Molasse-sedimentation auch direkt dem Malm aufliegen und hydraulisch mit diesem in Verbindung stehen.

Am Übergang zu den Hangenden Tonmergeln sind im östlichen Oberbayern und in Niederbayern zum Teil noch die sogenannten „Glas-sande“ eingeschaltet. Die Schüttung der kalkfreien bis kalkarmen feinkiesigen Mittel- bis Grobquarzsande erfolgte im Gegensatz zu den Chattsanden aus Norden von der Böhmisches Masse her und kann Mächtigkeiten bis zu 40 m erreichen (UNGER 1996a).

Auf die Ablagerung der Chattsande folgte ein Meeresrückzug bis in den Puchkirchen-Sedimentationsraum. Dabei wurden die Chattsande im Südosten ihres Verbreitungsgebietes durch ein von Westen kommendes Flusssystem tief erodiert. Diese submarine Erosionsrinne wird als „Chattsand-Ausräumung“ oder „Halfing-Rinne“ bezeichnet. Wie weit die Erosion in deren zentralem Bereich in die Tiefe reicht, ist nicht genau bekannt. In der Bohrung Halfing C1 wurden im Gegensatz zu anderen Profildeutungen bis zur Endteufe von 2.500 m keine Chattsande angetroffen (mdl. Mitt. Dr. M. MÜLLER). Die Halfing-Rinne wurde im Aquitan nach dem Wiederanstieg des Meeresspiegels mit turbiditischen Sedimenten aufgefüllt, in denen keine Thermalwasserführung zu erwarten ist.

Die Darstellung der Chattsand-Oberfläche und -Mächtigkeit beruht auf der Interpretation von Bohrergebnissen und auf Kartengrundlagen aus der Kohlenwasserstoff-Exploration.

➤ **Hydraulische Eigenschaften**

Die Porositäten der nutzbaren (sandigen) Bereiche liegen überwiegend um 20 %, können jedoch auch 30 % erreichen (KRAUS 1969, HÄNEL 1984). Der Grad der primären Porosität bestimmt in erster Linie auch die Permeabilität der Chattsande. In einigen Öl- und Gasfeldern wurden beispielsweise mittlere Permeabilitäten von 5 bis 300 mD bestimmt. Unter Berücksichtigung der Nettomächtigkeit ergeben sich hieraus Transmissivitäten von 6×10^{-5} bis 1×10^{-3} m²/s (HÄNEL et al. 1984). Für die in der Bohrung Endorf GT III erschlossenen Abschnitte der Chattsande wurden hingegen Transmissivitäten von nur 8,1 bis $9,1 \times 10^{-6}$ m²/s ermittelt, was bei einer aufgeschlossenen

Mächtigkeit von 28 m Durchlässigkeitsbeiwerten von 2,9 bis $3,3 \times 10^{-7}$ m/s entspricht (GEO-TEAM 2000, unveröff.). In der Thermalwasserbohrung Bad Aibling ergab die Auswertung der Pumpversuche Transmissivitäten von 1,5 bis $4,7 \times 10^{-6}$ m²/s und Durchlässigkeitsbeiwerte von 1,9 bis $5,8 \times 10^{-8}$ m/s. Diese Durchlässigkeiten sind niedriger als nach der Auswertung der geophysikalischen Bohrlochmessungen zu erwarten war (GEOTEAM 2003, unveröff.).

Die Druckwasserspiegelhöhen in den Chattsanden scheinen lokal sehr unterschiedlich zu sein; zudem werden sie auch durch die unterschiedliche Mineralisation (und damit unterschiedlichen Dichten) der Wässer bestimmt. Genaue Angaben zu den zu erwartenden Potenzialhöhen sind daher nicht möglich. In Bad Aibling liegt der Druckwasserspiegel (bei einer Mineralisation von ca. 4,5 g/l) rund 80 m unter Gelände; in Bad Endorf liegen trotz höherer Mineralisation (ca. 7 bis 8 g/l) offensichtlich nahezu hydrostatische Verhältnisse vor.

Tab. 13: Hydrogeologische Kurzcharakteristik der Chattsande

Lithologie	Sandsteine mit Ton- und Mergelzwischenlagen
Typ des GWL	Poren-(Kluft)
Nettomächtigkeit	sehr stark schwankend
Porosität	meist 20 % bis max. 30 %
Permeabilität	5 bis 300 mD (in Öl- und Gasfeldern)
Transmissivität	$1,5 \times 10^{-6}$ bis 1×10^{-3} m ² /s
GW-Typ	Na-Cl-Typ mit ca. 1 bis 60 g/l NaCl, zur Tiefe hin zunehmend

Die Temperaturen in den Chattsanden liegen im Norden vermutlich bei ca. 40°C, nach Süden hin dürften sie auf über 70°C ansteigen.

Formationswässern und meteorischen Wässern darstellen.

➤ **Hydrochemische Eigenschaften**

Die Chattsande führen Wässer mit stark unterschiedlicher Mineralisation; auch der Wassertyp kann sich innerhalb der Chattsande vom Liegenden (Na-Cl-Typ) zum Hangenden (Na-HCO₃-Typ) ändern (GEOTEAM 2000, unveröff.). Die NaCl-Gehalte schwanken zwischen knapp 1 und bis zu 60 g/l, wobei eine Zunahme der Konzentration mit zunehmender Tiefe zu beobachten ist (Abb. 20). Isotopenuntersuchungen deuten darauf hin, dass die Chattsand-Wässer eine Mischung aus

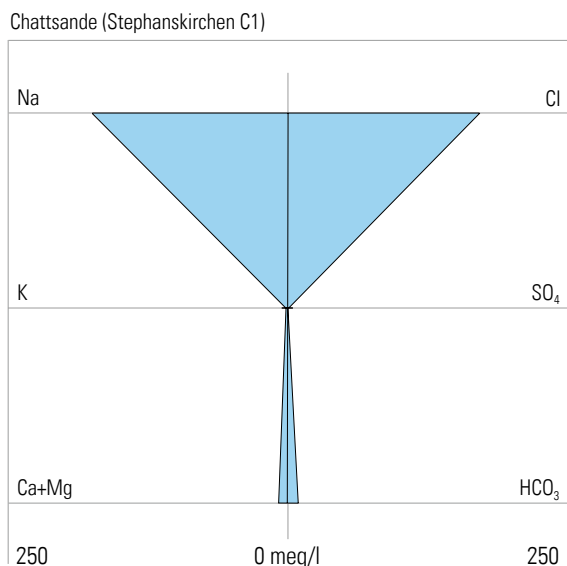


Abb. 20: Hydrochemischer Charakter eines Thermalwassers aus den Chattsanden (Analysen aus HÄNEL et al. 1984)

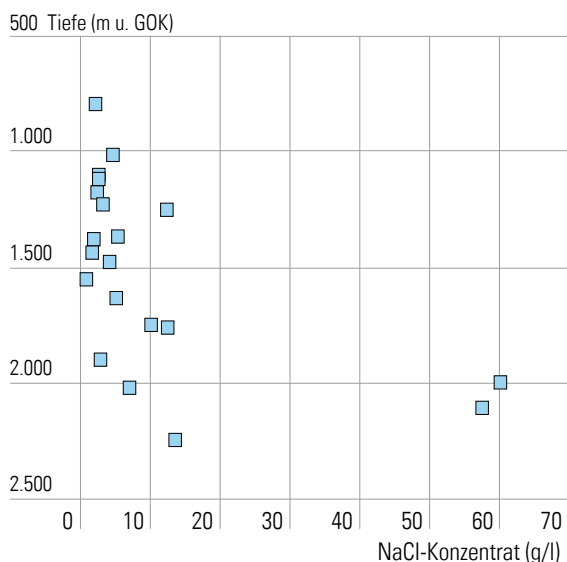


Abb. 21: NaCl-Konzentrationen von Wässern aus den Chattsanden (Analysen aus HÄNEL et al. 1984)

Aquitán-Sande mit Nantesbuch-Sandstein

➤ Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Im Ober-Eger („Aquitán“) herrschten ähnliche Sedimentationsbedingungen wie im Unter-Eger („Chatt“). Einem Festland mit terrestrisch-fluviatiler Sedimentation westlich von München stehen ein flachmarines Schelfgebiet etwa zwischen München und der Höhe des Chiemsees mit brackisch-marinen Ablagerungsbedingungen und das tiefmarine Ablagerungsgebiet der (Oberen) Puchkirchener Serie östlich davon gegenüber.

Im Schelfgebiet zwischen München und dem Chiemsee wurden im Ober-Eger zunächst die Liegenden Aquitán-Tonmergel und dann die Aquitán-Sand-Mergelfolge abgelagert.

Die Aquitán-Sand-Mergel-Folge besteht vorwiegend aus Fein- bis Mittelsanden, die von Süden her eingetragen wurden. Diese Sande verzahnen sich mit fluviatilen Schüttungen, die von Westen aus der Unteren Süßwassermolasse antransportiert wurden. Untergeordnet erfolgten auch Schüttungen aus Norden (UNGER 1996a). Die Hauptmasse dieser Ablagerungen findet sich in etwa südlich der Linie Anzing - Mühldorf in Gestalt mächtiger Sandmergel- und Sand-Folgen mit eingeschalteten Tonmergeln. In den Sanden und Sandmergeln deutet sich eine regionale Vertonungstendenz nach Osten in Richtung auf die Tiefwasser-Sedimente der Puchkirchener Serie an.

Etwa zeitgleich zu den Aquitán-Tonmergeln bzw. zur Aquitán-Sand-Mergel-Folge entstand der vollmarine Nantesbuch-Sandstein aus einem von Süden her in den Ablagerungsraum

einmündenden Schuttfächer (UNGER 1996a). Seine Verbreitung reicht im Westen etwa bis Schongau und im Norden bis in den Raum München.

Der Tiefenlinienplan und die Mächtigkeitskarte für die Aquitán-Sand-Mergel-Folge beruhen auf HÄNEL et al. (1984). Die Karte der Nettomächtigkeiten hat nur tendenziösen Charakter, da sich in dem beschriebenen brackisch-flachmarinen Ablagerungsmilieu die Ablagerungsbedingungen zeitlich und räumlich sehr schnell ändern können. Die einzelnen sandigen Lagen werden als ein Aquifer betrachtet, obwohl dies möglicherweise nicht überall zutrifft (HÄNEL et al. 1984). Die Aquitán-Sande der Oberen Puchkirchener Serie östlich des Chiemsees sind als gesonderte hydrogeologische Einheit zu betrachten (HÄNEL et al. 1984).

Da bei den terrestrisch-fluviatilen Sedimentationsbedingungen westlich von München

Tab. 14: Hydrogeologische Kurzcharakteristik der Aquitán-Sande

Lithologie	Sand-Mergel-Folge, nach Osten zunehmender Tonanteil
Typ des GWL	Poren-(Kluft)
Nettomächtigkeit	45 bis 270 m
Porosität	20 % bis 25 %, Abnahme zur Tiefe hin
Permeabilität	1 bis 200 mD, durchschnittlich 100 mD
Transmissivität	9×10^{-5} bis 4×10^{-4} m ² /s
GW-Typ	Na-Cl-Typ mit ca. 1 bis 16 g/l NaCl

noch ein weitaus kleinräumiger Wechsel der Sedimentationsbedingungen anzunehmen ist, wurde dort auf eine Kartendarstellung der Aquitan-Sand-Mergel-Folge verzichtet.

Der Tiefenlinienplan und die Mächtigkeitskarte des Nantesbuch-Sandsteins basieren im Wesentlichen auf Bohrdaten und wurden mit Hilfe geostatistischer Verfahren erstellt.

Im tieferen Teil der Molasse dominieren antithetische Störungen. Diese klingen in der Ostmolasse im Aquitan aus und weisen in den Sandniveaus keine großen Sprunghöhen mehr auf. Auch fehlen in diesem Niveau deutliche seismische Reflektionshorizonte zur Kartierung der Störungen. Aus diesen Gründen treten die Verwerfungen in den Karten für die Aquitan-Sand-Mergel-Folge und den Nantesbuch-Sandstein stark zurück.

Hydraulische Eigenschaften

Die maximale Gesamtmächtigkeit dieser tonig-sandigen Wechsellagerung liegt über 900 m. Die Nettomächtigkeiten sind jedoch mit 5 bis 30 % vergleichsweise gering und unterliegen starken Schwankungen. Für die Aquitan-Sande der Ostmolasse werden mittlere Porositäten von 20 % angenommen (HÄNEL et al. 1984). Einzelne Gasfelder weisen nach KRAUS (1969) Porositäten von 25 % auf. Generell nimmt die Porosität mit zunehmender Tiefe innerhalb der Aquitansande ab. Die primäre Porosität bestimmt auch im Wesentlichen den Grad der Permeabilität. Für den Raum Bierwang wird von KRAUS (1969) eine mittlere Durchlässigkeit von 200 mD beschrieben. In anderen Gebieten sinkt diese jedoch auf Werte um 1 mD. Im Durchschnitt kann von einer Permeabilität von etwa 100 mD ausgegangen

werden (HÄNEL et al. 1984). Damit lassen sich bei Berücksichtigung der Nettomächtigkeiten Transmissivitäten von 9×10^{-5} bis $4 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ errechnen.

Der Nantesbuch-Sandstein erreicht eine maximale Mächtigkeit von rund 60 m. Angaben zu den Poroperm-Eigenschaften (Porositäten bzw. Permeabilitäten) liegen nicht vor.

Die Temperaturen in der Aquitan-Sand-Mergel-Folge bzw. im Nantesbuch-Sandstein dürften von ca. 25 °C bis rund 50 °C reichen.

Hydrochemische Eigenschaften

KRAUS (1969) gibt für die Thermalwässer (überwiegend Natrium-Chlorid-Typ) aus dem Aquitan NaCl-Konzentrationen von 4 bis 12 g/l an. In der Studie von HÄNEL et al. (1984) werden Werte von 0,8 bis 16,5 g/l NaCl angeführt.

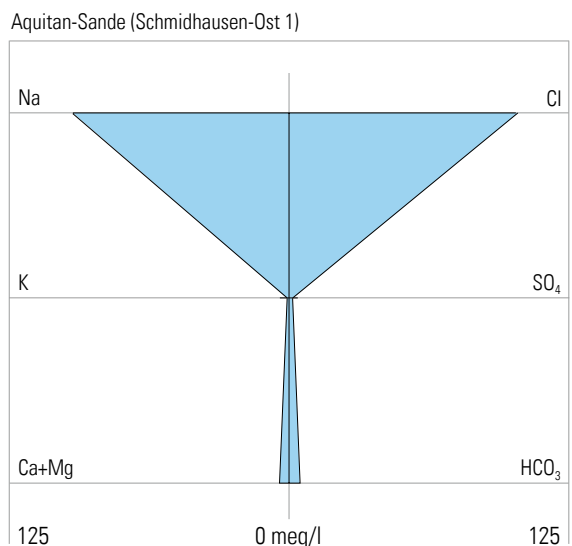


Abb. 22: Hydrochemischer Charakter eines Thermalwassers aus den Aquitan-Sanden (Analysen aus HÄNEL et al. 1984)

Burdigal-Sande

➤ Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Durch einen Meeresrückzug am Ende des Ober-Eger („Aqtian“) fiel ein Großteil des Ablagerungsgebietes der Unteren Meeresmolasse trocken und wurde flächenhaft erodiert. Lediglich der Bereich unmittelbar vor der alpinen Deckenfront blieb gänzlich vom Meer bedeckt. Eine erneute Überflutung im Eggenburg („Burdigal“) konnte im östlichen Oberbayern einen Teil des ehemaligen Aquitan-Schelfs zurückerobern und leitete die Sedimentation der Oberen Meeresmolasse (OMM) ein.

Hierbei wurden in einem Gebiet etwa südlich der Linie Gars am Inn – Neuötting die Burdigal-Sande abgelagert. Die Sande mit zwischengeschalteten Sand- und Tonmergeln („sandiges Burdigal“) werden zum Hangenden hin von einer rein tonigen bis sandmergeligen Abfolge („toniges Burdigal“) begrenzt. Die Darstellung der Burdigal-Sande (Tiefenlage und Nettomächtigkeit) wurde von HÄNEL et al. (1984) übernommen.

➤ Hydraulische Eigenschaften

Die Gesamtmächtigkeit der tonmergelig-sandigen Abfolge schwankt von 2 bis über 425 m; die Nettomächtigkeiten variieren ebenfalls sehr stark. Von KRAUS (1969) werden Porositäten von 25 bis 28 % angegeben. Nach HÄNEL et al. (1984) ist jedoch von etwas niedrigeren Werten auszugehen. Gleiches gilt für die Durchlässigkeiten. KRAUS (1969) führt für die Permeabilitäten Werte von 500 bis 1.000 mD auf. Diese sind deutlich höher als die aus wenigen Bohrdaten ermittelten Werte von 100 bis 200 mD in der Studie von HÄNEL et al. (1984).

In dieser Studie wird für das gesamte Gebiet ein Durchschnittswert von 200 mD angenommen, was Transmissivitäten von 6×10^{-5} bis $1,2 \times 10^{-4}$ m²/s entsprechen würde.

Die höchsten Temperaturen liegen vermutlich knapp über 50 °C.

➤ Hydrochemische Eigenschaften

Die NaCl-Konzentrationen der Wässer in den Burdigal-Sanden reichen von weniger als 1 g/l bis zu 11,5 g/l (HÄNEL et al. 1984).

Tab. 15: Hydrogeologische Kurzcharakteristik der Burdigal-Sande

Lithologie	Sand-Mergel-Folge, im Hangenden höherer Tonanteil
Typ des GWL	Poren-(Kluft)
Nettomächtigkeit	sehr stark schwankend
Porosität	maximal 25 bis 28 %, meist geringer
Permeabilität	100 bis 1.000 mD, durchschnittlich 200 mD
Transmissivität	6×10^{-5} bis $1,2 \times 10^{-4}$ m ² /s
GW-Typ	meist Na-Cl-Typ mit 1 bis 11,5 g/l NaCl



3

TEMPERATURVERTEILUNG IN BAYERN

Allgemeines – Datenbasis

Die Temperaturverhältnisse im Untergrund sind neben der Ergiebigkeit das wesentliche Kriterium für eine geothermische Nutzung, da bereits geringfügig höhere oder tiefere Temperaturen die Wirtschaftlichkeit einer geothermischen Nutzung entscheidend beeinflussen können.

Die Temperaturen im Untergrund können auf verschiedene Arten ermittelt werden (SCHULZ & SCHELLSCHMIDT 1991):

- durch kontinuierliches Messen der Temperatur in Abhängigkeit von der Tiefe (Temperatur-Log). Diese Messungen werden meist in Forschungsbohrungen und Grundwassermessstellen und nur selten in Explorationsbohrungen durchgeführt. Zu beachten ist, ob sich die Bohrung schon im Temperaturgleichgewicht befindet oder ob die Temperatur noch durch Bohr-, Spül- oder Zementationsmaßnahmen gestört ist.
- durch Einzelmessungen der Temperatur im Lagerstättenbereich; diese Messungen werden meist bei fündigen Erdöl-/Erdgasbohrungen anlässlich eines Fördertests oder zur Bestimmung der Lagerstättentemperatur ausgeführt.
- durch Messungen der Temperatur im Bohrloch tiefsten eines mittels Bohrlochgeophysik vermessenen Bohrlochabschnittes (Bottom Hole Temperatures, BHT). Diese

Messungen werden in fast allen Industrie-Bohrungen z.B. vor dem Einbau einer Rohrtour, Änderung des Bohrdurchmessers oder Umstellung des Bohrverfahrens etc. durchgeführt. Da ein Bohrloch meist nacheinander mit verschiedenen Bohrlochsonden befahren wird und bei jeder Einfahrt die BHT aufgezeichnet wird, erhält man Angaben über den zeitlichen Verlauf der Temperaturanpassung in der jeweiligen Tiefe.

- durch Messen der Auslauftemperatur tieferer Brunnen und Thermalwasserbohrungen.

Temperaturmessungen im Anschluss an Bohrarbeiten ergeben aber in aller Regel nicht die wahre Gebirgstemperatur, da durch die zirkulierende Spülung bei den Bohrarbeiten oder durch die bei Zementationsmaßnahmen durch das Abbinden des Zements entstehende Wärme das Temperaturfeld im Umfeld der Bohrung gestört ist. Eine Faustregel besagt, dass zumindest ein etwa der ein- bis dreifachen Bohrzeit entsprechender Zeitraum erforderlich ist, bis sich wieder ungestörte Temperaturverhältnisse einstellen. Liegen jedoch genaue Angaben über die Bohrlochgeometrie oder mehrere Temperaturmessungen in einer zeitlichen Abfolge vor, können die Messwerte eines gestörten Temperaturfeldes mit geeigneten Verfahren korrigiert werden (SCHULZ & SCHELLSCHMIDT 1991).

Das Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG, ehemals GGA-Institut) in Hannover verfügt mit dem Fachinformationssystem

Geophysik (FIS GP) über eine umfangreiche **Datenbank der Gebirgstemperaturen in Deutschland**, für die sämtliche verfügbaren Temperaturdaten aus Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrungen und sonstigen Tiefbohrungen erfasst und ausgewertet wurden. Dieser Datensatz wurde im Zuge der Arbeiten für den Geothermieatlas um eine große Anzahl von Temperaturdaten (Auslauftemperaturen tieferer Brunnen, Temperatur-Logs des ehem. Bayerischen Geologischen Landesamtes, Temperaturmessungen des ehem. Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft etc.) erweitert.

Liegt kein kontinuierliches Temperaturprofil vor, wird für den Standort einer Bohrung der jeweilige Temperaturwert in der gewünschten Tiefe durch eine lineare Interpolation zwischen den nächstgelegenen Werten darüber – gegebenenfalls auch dem Jahresmittelwert der Temperatur an der Erdoberfläche – und darunter ermittelt. Wegen zu hoher Unsicherheiten erfolgte keine Extrapolation der Temperatur nach unten über die Endtiefe einer Bohrung bzw. die tiefste dort gemessene Temperatur hinaus. Somit nimmt die Datendichte und damit die Detailgenauigkeit der Karten mit zunehmender Tiefe ab. Aus diesem Grunde sind auch positive und negative Anomalien immer nur bis in die Tiefen zu verfolgen, in denen sie auch tatsächlich noch gemessen werden konnten.

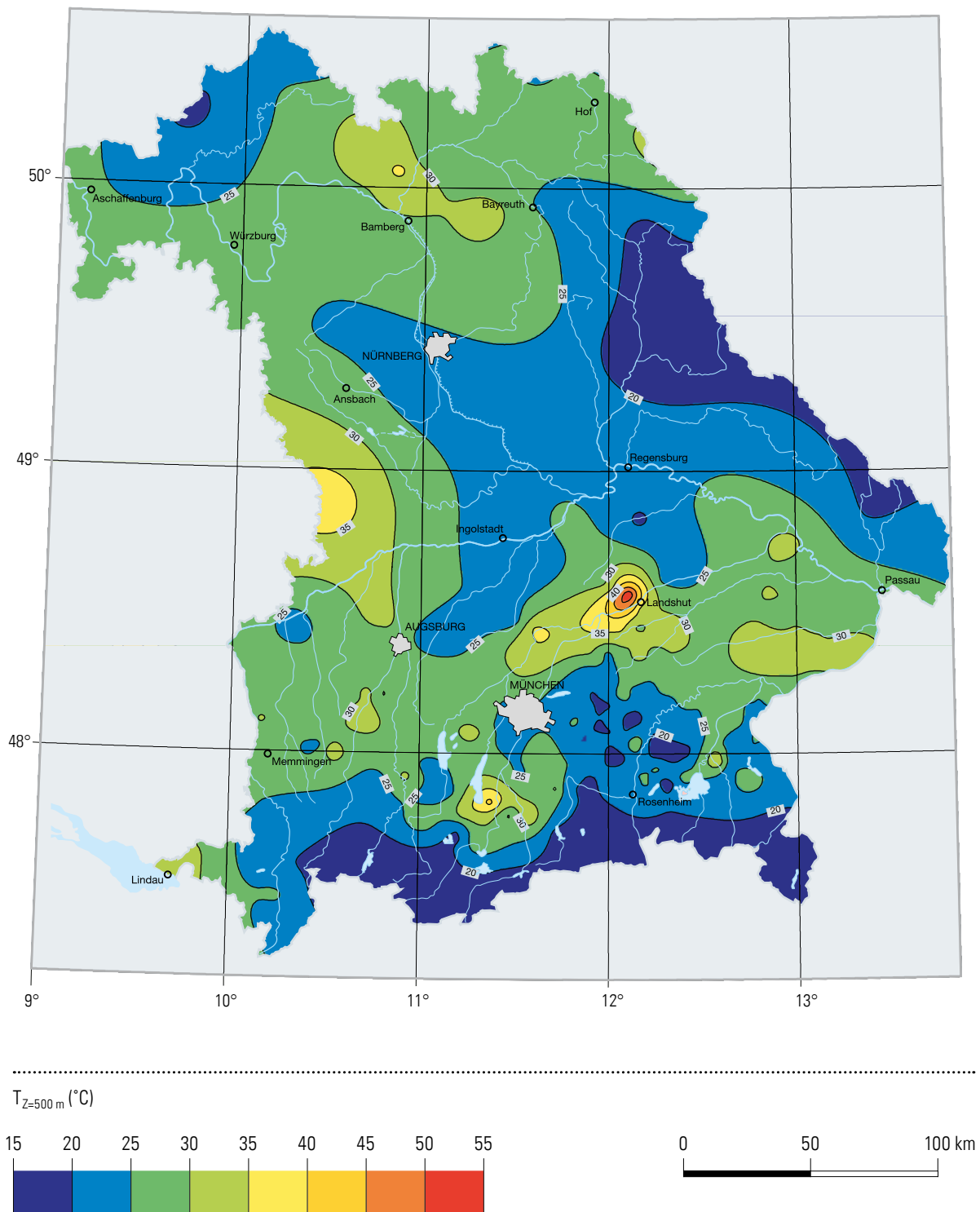
Um die Datenqualität der einzelnen Werte zu berücksichtigen, besteht die Möglichkeit einer qualitäts- und abstandsabhängigen Glättung. Die in die jeweilige Glättung einbezogenen Werte liegen innerhalb eines frei wählbaren Fensterradius (maximaler radialer Abstand von dem zu glättenden Wert). Hierbei werden

gesicherte Daten wie ungestörte Temperaturlogs in die Mittelung benachbarter Daten geringerer Qualität einbezogen, sie selbst werden aber unverändert übernommen. Zur Glättung wurden den Temperaturwerten qualitätsabhängig Gewichtungsfaktoren zwischen 0 und 1 zugeordnet (ungestörte Temperaturlogs 1,0, gestörte Temperaturlogs 0,4, Fördertests 0,7 sowie BHT-Messungen je nach Art der Korrektur zwischen 0,1 und 0,7). Zusätzlich wird bei der Glättung der Abstand der Bohrungen berücksichtigt, da die Größe des Einflussbereiches über einen Wichtungsfaktor C und den maximalen Radius R_{max} gesteuert werden kann. Diese beiden Parameter können entsprechend der Datenlage und -dichte frei gewählt werden. Für die Glättung der Temperaturwerte in Bayern erwies sich ein Wichtungsfaktor von 3 km und ein maximaler Radius von 10 km als geeignet.

Aus den qualitäts- und abstandsabhängig geglätteten Temperaturwerten für Bayern und die angrenzenden Gebiete wurden am LIAG in Hannover mittels dem Programmpaket GMT (The Generic Mapping Tools, WESSEL & SMITH 1995) detaillierte Isolinien Darstellungen der Temperaturverteilung in verschiedenen Tiefen (unter Gelände) erstellt. Das verwendete Interpolationsverfahren wird als „continuous curvature splines in tension“ bezeichnet (SMITH & WESSEL 1990).

In größerer Tiefe sind die Untergrundtemperaturen bereichsweise nicht mehr ausreichend durch Bohrungen abgesichert. In Bereichen, in denen in einem Radius außerhalb von 50 km um eine Bohrung keine Temperaturinformation mehr vorlag, wurde daher auf die Darstellung der Untergrundtemperaturen verzichtet.

Abb. 23: Temperaturverteilung in Bayern in 500 m unter Gelände (Quelle: GGA-Institut)



Die Temperaturverteilung für ganz Bayern in einer Tiefe von 500 m unter Gelände ist in Abb. 23 dargestellt. Weitere Temperaturkarten für Nord- und Südbayern bis in Tiefen von ca. 2.000 bzw. ca. 5.000 m unter Gelände können aus dem Energie-Atlas Bayern oder dem UmweltAtlas Bayern heruntergeladen werden. Zudem sind die Karten auf den Internetseiten des Wirtschaftsministeriums und des Landesamts für Umwelt verfügbar.

Wichtige Hinweise

Die Temperaturkarten stellen eine interpolierte Temperaturverteilung dar, die auf den derzeit vorhandenen Daten in der jeweiligen Tiefe basiert. Neue Daten können die Temperaturverteilung verändern. Es erfolgte keine Extrapolation von Temperaturdaten in die nächsttiefere Temperaturkarte. Dies hat zur Folge, dass in manchen Bereichen scheinbar keine Temperaturzunahme oder sogar eine scheinbare Temperaturabnahme mit der Tiefe zu verzeichnen ist. Es wird daher dringend empfohlen, bei der Bewertung eines potenziellen Standortes auch die darüber liegenden Temperaturkarten zu berücksichtigen.

Vor allem in größeren Tiefen kann die dargestellte Temperaturverteilung daher nur erste Hinweise auf den zu erwartenden

Temperaturbereich geben. Die Karten zur Temperaturverteilung im Untergrund ermöglichen daher nur eine erste Abschätzung der zu erwartenden Temperaturen. Sie können damit erste Anhaltspunkte geben, an welchen Standorten eine hydrothermale Wärmeversorgung, eine hydrothermale Stromerzeugung oder auch eine balneologische Nutzung sinnvoll sein kann.

Die Temperaturkarten können jedoch keinesfalls detaillierte, standortspezifische Voruntersuchungen ersetzen.

Hierbei müssen alle verfügbaren Temperaturinformationen im Umfeld des geplanten Standortes bewertet und gegebenenfalls auch in die Tiefe extrapoliert werden.

Temperaturverteilung in Nordbayern

In Nordbayern ergibt sich eine weiträumigere, weniger stark differenzierte Temperaturverteilung als im Süden des Landes, was vermutlich auf die geringere Datendichte zurückzuführen ist. Auffällig sind die positiven Temperaturanomalien um die Bohrungen Mürsbach sowie im Nördlinger Ries. Die Temperaturverteilung in den Kristallingebieten deutet auf einen eher unterdurchschnittlichen geothermischen Gradienten hin. Dieser Trend von vergleichsweise geringen Temperaturen im Kristallin und höheren Temperaturen im nördlichen Teil des Fränkischen Beckens lässt sich trotz abnehmender Datendichte noch bis in eine Tiefe von 1.000 m unter Gelände verfolgen. Mit zunehmender Tiefe nimmt die Aussagekraft der Temperaturkarten jedoch aufgrund fehlender Daten stark ab.

Temperaturverteilung in Südbayern

Die zahlreichen Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrungen vor allem im östlichen Teil des südbayerischen Molassebeckens ermöglichen in Südbayern ein wesentlich differenzierteres Bild der Temperaturverteilung bis in eine Tiefe von etwa 2.500 m unter Gelände. Darunter nimmt die Datendichte ab und es lassen sich nur noch für das Gebiet südlich von München einigermaßen verlässliche Temperaturverteilungen bis in eine Tiefe von 4.000 m ermitteln.

Die auffälligste Anomalie in der Temperaturverteilung in 500 m Tiefe ist in Südbayern die Anomalie um die Bohrung Altdorf bei Landsbut. Bereits in 500 m Tiefe deutet sich auch die bis in die größten Tiefen anhaltende, von starken lokalen Schwankungen gekennzeichnete

Untergliederung in einen kälteren Bereich in der Wasserburger Senke zwischen München und dem Chiemsee und wärmere Bereiche im Braunauer Trog und in der Westmolasse an.

Im Gebiet südlich Münchens ist besonders unterhalb 2.000 m ein regional erhöhter Temperaturgradient erkennbar. In einer Tiefe von 2.500 bis 3.000 m treten zusätzlich positive Anomalien im Bereich der Bohrungen Peterskirchen und Garching an der Alz hervor. Für das Gebiet der Wasserburger Senke östlich von München bestätigt sich der bereits bei geringeren Tiefen erkennbare Trend zu einem geringeren geothermischen Gradienten.

3D-Temperaturmodell für das Süddeutsche Molassebecken

Im Rahmen des Projektes „Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland“ (www.geotis.de) wurde vom Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) auf Basis von Bodentemperaturen und Untergrundtemperaturen aus dem Fachinformationssystem Geophysik (FIS GP) des LIAG erstmals mittels Kriging ein 3D-Temperaturmodell für das süddeutsche Molassebecken erstellt. Kriging ist ein geostatistisches Verfahren, mit der unter der Voraussetzung einer räumlichen Korrelation von Datenpunkten Punktdaten in eine Fläche oder in den Raum inter- und extrapoliert werden können. Der Vorteil des 3D-Temperaturmodells besteht darin, dass für die Interpolation im Gegensatz zur bisherigen Vorgehensweise auch Temperaturwerte oberhalb des betrachteten Tiefenschnittes herangezogen werden.

Die Bodentemperaturen beruhen auf Temperaturmittelwerten von Temperaturreihen des Zeitraums 1961–1990 aus Wetterstationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD), die nach Auskunft des DWD in guter Näherung den Bodentemperaturen in 13 m Tiefe entsprechen (AGEMAR et al. 2012). Das 3D-Temperaturmodell für den tieferen Untergrund wurde mit dem Programmpaket GoCAD berechnet. Details zu den einzelnen Berechnungsschritten sind dem Abschlussbericht zu dem Projekt „GeotIS“ zu entnehmen (AGEMAR & SCHÖNHOFEN 2009).

Für das Bayerische LfU wurde vom LIAG auf Grundlage der aktuellen Daten im FIS-Geophysik (Stand 28.09.2021) ein neues Temperaturmodell des tiefen Untergrunds erstellt. Die geostatistische Berechnung erfolgte mit der Software ISATIS.NEO® (V2020.10) von Geovariance. Das Resultat wurde nach Gocad® von Emerson exportiert und als Voxet-Datei abgespeichert. Die früheren Temperaturmodelle des tiefen Untergrunds wurden hingegen mit Gocad® berechnet (zuletzt 2018).

Tab. 16: Abschätzung der Standardabweichung bei unterschiedlichen Arten der Messung (Quelle: LIAG)

Art der Messung	Abschätzung der Standardabweichung
BHT-Messung mit einem Wert, Standzeit unbekannt	$0,96 \times (T_{\infty} - T_{raW})$, mindestens 3,0
BHT-Messung mit einem Wert, Standzeit und Radius unbekannt	$0,96 \times (T_{\infty} - T_{raW})$, mindestens 3,0
BHT-Messung mit einem Wert, Standzeit und Radius bekannt	$0,87 \times (T_{\infty} - T_{raW})$, mindestens 3,0
BHT-Messung mit einem Wert, Radius unbekannt	$0,87 \times (T_{\infty} - T_{raW})$, mindestens 3,0
BHT-Messung mit zwei zeitabhängigen Werten pro Tiefe, Korrektur nach Horner	$0,75 \times (T_{\infty} - T_{raW})$, mindestens 3,0
BHT-Messung mit zwei zeitabhängigen Werten pro Tiefe, Explosions-Linienquelle	$0,75 \times (T_{\infty} - T_{raW})$, mindestens 3,0
BHT-Messung mit mehr als zwei zeitabhängigen Werten, Korrektur mit Zylinderquelleansatz	$0,70 \times (T_{\infty} - T_{raW})$, mindestens 3,0
Gestörtes Temperaturlog	$0,2 \times \sqrt{d_{max}}$
Hydraulischer Test	2,5
Ungestörte Reservoirtemperatur, ungestörtes Temperaturlog, Bergwerk	0,01

Der Vorteil von ISATIS ist, dass diese Geostatistik-Software die unterschiedliche Qualität der eingehenden Daten beim Kriging berücksichtigt. Dadurch entfällt der Filterschritt im Arbeitsablauf. Bei den früheren Temperaturmodellen wurden qualitativ minderwertige Messungen in räumlicher Nähe guter Messungen aus dem Eingangsdatensatz entfernt. Während für die ersten Temperaturmodelle für GeotIS drei Qualitätsfilterstufen verwendet wurden, waren es 2018 vier Stufen. Im aktuellen Modell wurde der Eingangsdatensatz nicht gefiltert. Lediglich bei Messungen im Abstand kleiner als 100 m wurde in ISATIS die Option gewählt, weitere Messpunkte auszuschließen.

Die Messunsicherheit der Eingangsdaten wurde über die Standardabweichung abgeschätzt (Tab. 16).

Einzelpunkte wurden entlang senkrechter, virtueller Bohrpfade linear in 100-m-Schritten interpoliert. Dabei wurde für die Tiefe $d = 0$ die GeotIS-Bodentemperatur verwendet. Die geschätzte Standardabweichung wurde nicht linear, sondern mit $\sqrt{d/d_{\max}}$ interpoliert.

Die verwendete Kriging-Methode ist Universal Kriging. Hierbei wird vor der Berechnung der geothermische Gradient von den Messwerten entfernt und anschließend wieder hinzugefügt. Eine Normal-Score-Transformation wurde bei dem aktuellen Temperaturmodell nicht angewendet.

➤ Folgende Kriging-Parameter wurden bestimmt:

- Range: 65 km lateral, 2 km vertikal
- Sill: 300 K²
- Nugget: 9 K²
- Variogramm: sphärisches Modell

ISATIS erlaubt, das Such-Ellipsoid zur Stabilisierung der Krigingberechnung in Sektoren zu unterteilen. Für das Kriging wurde das Such-Ellipsoid (Radius 300 km) vertikal zweimal und horizontal einmal halbiert, so dass 8 Sektoren verwendet wurden. Für jeden Sektor wurde die ideale Anzahl von Messpunkten auf 400 gesetzt.

Mit Gocad® wurden abschließend vereinzelt auftretende negative Gradienten (Temperaturabnahme mit der Tiefe) durch Anhebung der Temperatur auf das Niveau des darüber liegenden Gitterpunkts entfernt.

➤ Das Modell hat folgende Gitter-Dimension:

- Tiefste südöstliche Ecke:
RW 3494000 / HW 5226000 /
- 4.500 m NHN (GK3)
RW 493927 / HW 5224349 /
- 4.500 m NHN (UTM32)
- 365 Gitterpunkte in E-W Richtung,
Gitterweite 1000 m
- 380 Gitterpunkte in N-S Richtung,
Gitterweite 1000 m
- 18 Gitterebenen, Gitterweite 250 m

Im Internet (www.geotis.de) lassen sich beliebige Horizontal- und Vertikalschnitte durch dieses 3D-Temperaturmodell legen. In größeren Tiefen nimmt jedoch die Datendichte rasch ab,

so dass nur noch für zunehmend kleinere Flächen belastbare Aussagen möglich sind.

In den Temperaturkarten wurde daher für jeden Horizontalschnitt die bei der Erstellung verwendete Standardabweichung (SD) der Temperaturwerte angegeben. Zusätzlich ist in jedem Horizontalschnitt das (meist deutlich kleinere) Aussagegebiet mit einer Standardabweichung der Temperaturwerte von maximal $\pm 10^\circ\text{C}$ abgegrenzt.

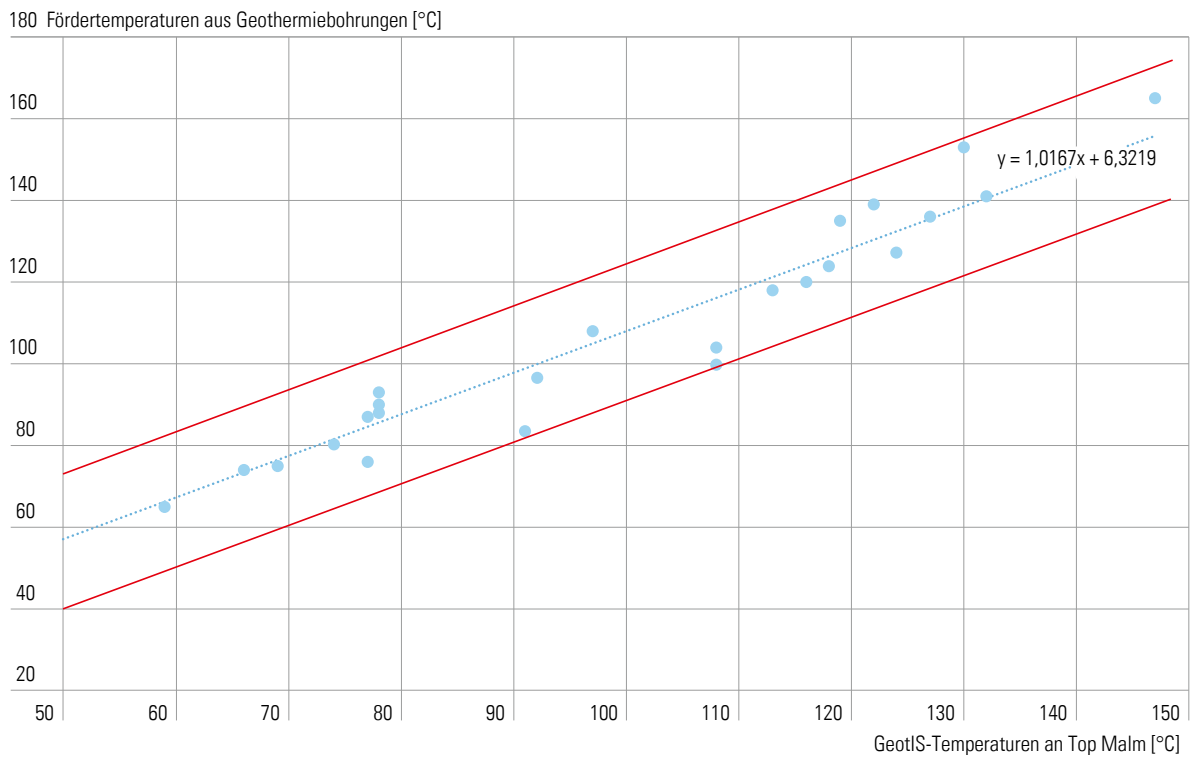
Die bereits in den bisherigen Karten erkennbaren Trends werden durch die neuen Karten bestätigt. Auffällig ist insbesondere der bereits bei vergleichsweise geringen Tiefen erkennbare Kontrast zwischen einer positiven Temperaturanomalie südlich von München und einer negativen Temperaturanomalie im Raum Ebersberg – Rosenheim, wobei sich der Gradient zwischen den beiden Anomalien mit zunehmender Tiefe zu versteilen scheint. Die Ursachen dieser Temperaturanomalien sind bis heute ungeklärt.

Prognosen von Fördertemperaturen

In Abb. 24 werden die vom Temperaturmodell prognostizierten Gebirgstemperaturen auf Höhe Oberkante Malm mit den tatsächlichen Fördertemperaturen von Geothermieanlagen im zentralen Molassebecken im Vergleich dargestellt (TUM-HYD 2020).

Die prognostizierten Gebirgstemperaturen beruhen auf dem GeotIS-Modell (AGEMAR et al. 2014, www.geotis.de), mit dem die Gebirgstemperatur auf Höhe der Oberkante des Malm-Reservoirs abgeschätzt werden kann. Diese unterscheidet sich jedoch von der realen Fördertemperatur, da der Zufluss des Thermalwassers im Allgemeinen über tiefer liegende Zuflussbereiche oder über die gesamte erschlossene Reservoirstrecke erfolgt und die Temperatur damit entsprechend dem vorherrschenden geothermischen Gradienten (ca. $3,3^\circ\text{C}$ Temperaturzunahme pro 100 m Tiefe) zunimmt. Um die Größenordnung dieses Effekts abschätzen zu können, wurden die GeotIS-Temperaturprognosen mit der Fördertemperatur im langjährigen Betrieb aus 24 Geothermie-Anlagen des Bayerischen Molassebeckens, die der TUM-HYD im Rahmen der Geothermie-Allianz Bayern zur Verfügung standen, korreliert (siehe Abb. 24). Es ist ersichtlich, dass die minimale und maximale Abweichung der Fördertemperaturen von den prognostizierten GeotIS-Gebirgstemperaturen an der Reservoiroberkante in etwa $\pm 16^\circ\text{C}$ beträgt und die Fördertemperatur im Mittel um etwa 4 bis 6°C höher liegt.

Abb. 24: Korrelation der Gebirgstemperaturen aus GeotIS (LIAG) auf Höhe der Oberkante Malm mit den Fördertemperaturen von Geothermie-Anlagen im Bayerischen Molassebecken mit der Regressionsgeraden und der resultierenden Regressionsgleichung sowie minimaler und maximaler Abweichung ($\pm 16^\circ\text{C}$) (TUM-HYD 2020).





4

ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

Der Bayerische Geothermieatlas soll Kommunen, Zweckverbänden und privaten Investoren eine erste Einschätzung ermöglichen, wo in Bayern günstige Verhältnisse für eine hydrothermale Energiegewinnung vorliegen und mit welchen Bohrtiefen und Temperaturen zu rechnen ist. Er bietet darüber hinaus eine Einführung in die Verfahren zur hydrothermalen Energiegewinnung und beleuchtet wirtschaftliche Aspekte und Risiken dieser Energiegewinnung.

Die petrothermale Geothermie (EDR-Verfahren) befindet sich derzeit noch im Versuchs- und Erprobungsstadium. Es ist daher nicht davon auszugehen, dass derartige Verfahren (mit Ausnahme des EAVOR-Verfahrens) in naher Zukunft in Bayern zum Einsatz kommen werden.

Für eine hydrothermale Wärmeversorgung (ohne Wärmepumpen) sind Mindesttemperaturen von ca. 70°C erforderlich; für eine hydrothermale Stromerzeugung liegen die Mindesttemperaturen bei derzeit ca. 80°C. Bei dem in Bayern vorherrschenden Temperaturbereich für die hydrothermale Geothermie sind nach derzeitigem Stand der Technik in aller Regel sowohl für eine hydrothermale Wärmeerzeugung als auch für eine hydrothermale Stromerzeugung Mindestförderleistungen von rund 100 m³/h (ca. 28 l/s) bzw. ein Produktivitätsindex von rund 100 m³*/MPa Voraussetzung (bezogen auf eine thermische Leistung von 5 MW bei einer Rücklauftemperatur von 50°C bzw. auf eine Netto-Stromerzeugung von rund 200 kW_{el} mittels ORC-Anlage).

Unter Berücksichtigung dieser Einschränkungen ergibt eine Analyse der hydraulischen Eigenschaften aller potenziellen Thermalwasseraquifere folgende Nutzungsmöglichkeiten:

In Bayern liegen nur im Raum südlich der Donau, im sogenannten Molassebecken, günstige Voraussetzungen für eine hydrothermale Energiegewinnung vor. Für eine Abschätzung des dort vorhandenen nutzbaren Energiepotenzials ist zwischen Ressourcen und Reserven zu unterscheiden.

Unter **Ressourcen** wird der Anteil des zugänglichen Energievorrats verstanden, der sich beim gegenwärtigen Stand der Technik dem Untergrund entnehmen lässt. Entgegen früheren Abschätzungen (SCHULZ & JOBMANN 1989) sind jedoch nach heutigem Kenntnisstand nur im Malm und mit großen Einschränkungen in den Gault-/Cenoman-Sandsteinen, nicht jedoch in den Chattsanden oder in sonstigen Aquiferen für eine hydrothermale Wärme- oder Stromerzeugung ausreichende Entnahmemengen zu realisieren.

Die tatsächliche Nutzbarkeit der Ressourcen im Malm ist allerdings insbesondere aufgrund technischer und wirtschaftlicher Randbedingungen deutlich geringer. Aussagen hierzu erfordern eine Betrachtung der Reservensituation.

Unter **Reserven** wird der Anteil der Ressourcen verstanden, der beim gegenwärtigen Preisniveau wirtschaftlich genutzt werden kann. Dieser Anteil unterliegt marktabhängigen

ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

Schwankungen; daher spielt die Wirtschaftlichkeit bei der Abschätzung der hydrothermalen Reserven eine entscheidende Rolle. Hierbei ist insbesondere zu berücksichtigen, dass die Nutzung der Erdwärme zur Wärmeversorgung in der Regel den Neuaufbau von Nah- bzw. Fernwärmenetzen voraussetzt. Wärme ist über größere Entfernungen nicht transportabel, so dass für die Nutzung der durch Bohrungen erschlossenen Erdwärme genügend Verbraucher vor Ort vorhanden sein müssen. Eine hydrothermale Wärmeerzeugung steht ferner immer im wirtschaftlichen Wettbewerb zu der im Projektgebiet schon vorhandenen Energieversorgung.

Die Wärmebereitstellungskosten bei hydrothermalen Erdwärmennutzung variieren unter dem Einfluss unterschiedlicher geologischer

Verhältnisse und Aquifereigenschaften erheblich. Ebenso stark ist die Wirtschaftlichkeit jedoch von der Abnehmerstruktur abhängig, die letztlich das entscheidende Kriterium für die Verwirklichung eines Geothermieprojektes sein wird.

Das maßgebende Kriterium für die Wirtschaftlichkeit einer hydrothermalen Stromerzeugung ist zum einen die Einspeisungsvergütung. Zum anderen kann eine Nutzung in Kraft-Wärme-Kopplung die Wirtschaftlichkeit entscheidend verbessern; allerdings ist auch hier eine entsprechende Abnehmerstruktur notwendig.

Abschätzungen zu den hydrothermalen Energiereserven sind unter diesen Voraussetzungen höchst spekulativ, so dass auf eine Nennung konkreter Zahlenwerte verzichtet wird.

Tab. 17: Nutzungsmöglichkeiten der potenziellen Thermalwasseraquifere in Bayern

Potenzieller Thermalwasser aquifer:	Balneologie:	Hydrothermale Wärmeerzeugung:	Hydrothermale Stromerzeugung:
Grundgebirge (Prä-Perm)	ja	nein	nein
Oberkarbon / Rotliegend	ja	nein	nein
Zechstein	ja	nein	nein
Buntsandstein	ja	nein	nein
Muschelkalk	ja	nein	nein
Keuper	ja	nein	nein
Dogger	ja	nein	nein
Malm	ja	ja	ja
Kreide-Sandsteine	ja	bedingt	nein
Priabon-(Eozän)-Basissandstein	ja	nein	nein
Ampfinger Schichten /Ampfinger Sandstein	ja	nein	nein
Bausteinschichten	ja	nein	nein
Chattsande	ja	nein	nein
Aquitän-Sande mit Nantesbuch-Sandstein	ja	nein	nein
Burdigal-Sande	ja	nein	nein



LITERATURVERZEICHNIS

AGEMAR, T & SCHÖNHOFEN, K. (2009): Struktur- und Temperaturmodelle. – In: Schulz, R. [Hrsg.]: Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland – Endbericht. – LIAG-Bericht, Archiv-Nr. 0128452, Hannover.

AGEMAR, T., SCHELLSCHMIDT, R. & SCHULZ, R. (2012): Subsurface temperature distribution in Germany. – *Geothermics* 44, 65–77.

ANDRES, G. (1985): Fränkische Alb und Malmkarst des Molassebeckens. – In: Grundwassergleichenkarte von Bayern 1:500.000 mit Erläuterungen. – Schriftenreihe Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft, 20: 23–25, München.

ANDRES, G. & FRISCH, H. (1981): Hydrogeologie und Hydraulik im Malmkarst des Molassebeckens und der angrenzenden Fränkisch-Schwäbischen Alb. – In: Andres, G. & Wirth, H. [Hrsg.]: Die Thermal- und Schwefelwasservorkommen von Bad Gögging. – Schriftenreihe Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft, 15: 108–117, München.

BACHMANN, G.H., DOHR, G. & MÜLLER, M. (1982): Exploration in a classic thrust belt and its foreland: Bavarian Alps, Germany. – *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 66: 2529–2542.

BACHMANN, G.H., MÜLLER, M. & WEGGEN, K. (1987): Evolution of the Molasse Basin. – *Tectonophysics*, 137: 77–92.

BACHMANN, G.H. & MÜLLER, M. (1992): Sedimentary and structural evolution of the German Molasse Basin. – *Eclogae geol. Helv.*, 85/3: 519–530.

BADER, K. (1995): Der Grundgebirgsrücken von Dinkelsbühl – Berching nach refraktionsseismischen Messungen und im Vergleich mit der kretazisch-tertiären Tektonik. – *Exkursionsführer u. Veröffentl. GGW*, 195: 16–18.

BADER, K. (2001): Der Grundgebirgsrücken in Mittelfranken (südlich von Nürnberg) nach refraktions-seismischen Messungen. – *Geol. Jb.*, E 58: 7-33, Hannover.

BAUER, W. (1999): Thermalwasserhöflichkeit und geothermische Verhältnisse des Fränkischen Beckens (Nordbayern/Südthüringen). – *Diss. Univ. Würzburg*, 214 S., 49 Abb., 6 Anl., Würzburg.

BAUER, W. (2000): Geothermische Verhältnisse des Fränkischen Beckens. – *Universität Würzburg, Forschungsergebnisse aus dem Bereich Hydrogeologie und Umwelt*, Heft 22, 186 S., 49 Abb., 88 Tab., 6 Anl., Würzburg (Lehr- und Forschungsbereich Hydrogeologie und Umwelt).

BAUMANN, M. & QUENTIN, K.-E. (1981): Hydrochemische Ergebnisse und Beurteilung des Thermal- und des Schwefelwassers. – In: Andres, G. & Wirth, H. [Hrsg.]: Die Thermal- und Schwefelwasservorkommen von Bad Gögging. – Schriftenreihe Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft, 15: 108–117, München.

BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT [HRSG] (1999): Das Thermalwasservorkommen im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken - Hydrogeologisches Modell und Thermalwasser-Strömungsmodell im Auftrag des Freistaates Bayern und der Republik Österreich – München (LfW).

BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR LANDESENTWICKLUNG UND UMWELTFRAGEN & BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFT, VERKEHR UND TECHNOLOGIE [HRSG.] (2003): Oberflächennahe Geothermie – Ein Überblick für Bauherren, Planer und Fachhandwerker in Bayern. – München (StMLU).

BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFT, VERKEHR UND TECHNOLOGIE [HRSG.] (2002): Rohstoffe in Bayern – Situation, Prognosen, Programm. – München (StMWVT).

BEHR, H. (1989): Die geologische Aktivität von Krustenfluiden. – In: *Gesteinsfluide. Ihre Herkunft und Bedeutung für geologische Prozesse.* – *Nds. Akad. Geowiss. Veröff.* 1: 7–42, Hannover.

BEHR, H., GERLER, J., HEIN, U.F. & REUTEL, C. (1993): Tectonic Brines und Basement Brines in den mittlereuropäischen Varisziden: Herkunft, metallogenitische Bedeutung und geologische Aktivität. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., 58: 3–28, Göttingen.

BIRNER, J., FRITZER, T., JODOCY, M., SCHNEIDER, M. & STOBER, I. (2009): Molassebecken. – In: Schulz, R. [Hrsg.]: Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland – Endbericht. – LIAG-Bericht, Archiv-Nr. 0128452, Hannover.

BIRNER, J., 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 (2012) 2/3: 133–156, Berlin.

BIRZER, F. (1974): Der Mineralwasserspiegel im Sandsteinkeuper des Gebietes zwischen Pegnitz und Schwabach. – Geol. Bl. NO-Bayern, 24: 148–156, Erlangen.

BIRZER, F. (1979): Ein Gutachten über den 1864/69 gebohrten Tiefbrunnen am Bohlenplatz in Erlangen. – Geol. Bl. NO-Bayern, 29: 231–238, Erlangen.

BPC BAUER – POLTE CONSULT (1999): Bericht zu den Aufsuchungsarbeiten an der Thermalwasserbohrung Stein TH 1/1999 – Gutachten im Auftrag der Palm Beach Freizeitbad Kristall GmbH (unveröffentlicht).

BPC BAUER – POLTE CONSULT (2002): Abschlussbericht zur Thermalwasserbohrung Hersbruck TH 1/2000 – Gutachten im Auftrag der Thermalwasser Hersbruck GmbH (unveröffentlicht).

BROSSMANN, E., ECKERT, F. & MÖLLMANN, G. (2003): Technisches Konzept des geothermischen Kraftwerkes Neustadt-Glewe. – Geothermische Energie, 43: 31–36, Geeste.

BÖHM, F. (2012): Die Lithofazies des Oberjura (Malm) im Großraum München und deren Einfluss auf die tiefengeothermische Nutzung. – Dissertation FU Berlin.

BÖHM, F., SAVVATIS, A., STEINER, U., SCHNEIDER, M. & KOCH, R. (2012): Lithofazielle Reservoircharakterisierung zur geothermischen Nutzung des Malm im Großraum München. – Grundwasser, 18 Berlin.

BÜTTNER, G., DIEPOLDER, G., DOBNER, A., FRITZER, T., PUKOWITZ, C., SETTLES, E., SPÖRLEIN, T. & WAGNER, B. (2002): Geowissenschaftliche Landesaufnahme in der Planungsregion 10 Ingolstadt. Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte 1:100.000. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).

LAB (BUND-LÄNDER-AUSSCHUSS BERGBAU) – AD-HOC-AK „BEMESSUNG VON ERDWÄRMEFELDERN“ (2003): Erarbeitung von Kriterien für die Bemessung von Bergbauberechtigungen zur Aufsuchung und Gewinnung von Erdwärme – Abschlussbericht. – Geothermische Energie, 40: 12–16, Geeste.

BVEG (2015): Technische Regel: Bohrlochkontrolle – Bohren, Workover, Well Intervention

BVEG (2021): Leitfaden Bohrungsintegrität – Technische Regel

CARLÉ, W. (1956): Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Tiefbohrung Bad Mergentheim (Buntsandstein, Zechstein, Mineralwasser). – Jb. Statistik u. Landeskd. Bad.-Württ., 2: 229–260.

CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa. – 643 S., Stuttgart (Wissenschaftl. Verlagsges.).

DREWS, M. C., BAUER, W., CARACCILO, L. & STOLLHOFEN, H. (2018A): Disequilibrium compaction overpressure in shales of the Bavarian Foreland Molasse Basin: Results and geographical distribution from velocity-based analyses. Marine and Petroleum Geology 92: 37–50

DREWS, M. C., BAUER, W. & STOLLHOFEN, H. (2018B): Porenüberdruck im Bayerischen Molassebecken. – Erdöl Erdgas Kohle 134 (7/8): 308–310

LITERATURVERZEICHNIS

DREWS, M., BAUER, W., FAZLIKHANI, H., STOLLHOFEN, H., KÄMMLEIN, M., POTTEN, M., THURO, K. & DE WALL, H. (2019): Ursachenforschung zur geothermischen Anomalie in Nordbayern. – *Geotherm. Energie*, 91: 10–13, Berlin.

DREWS, M. C., SEITHEL, R., SAVVATIS, A., KOHL, T. & STOLLHOFEN, H. (2019): A normal-faulting stress regime in the Bavarian Foreland Molasse Basin? New evidence from detailed analysis of leak-off and formation integrity tests in the greater Munich area, SE-Germany. – *Tectonophysics* 755: 1–9. doi:10.1016/j.tecto.2019.02.011

DREWS, M. C., HOFSTETTER, P., ZOSSEDER, K., SHIPILIN, V. & STOLLHOFEN, H. (2020): Predictability and mechanisms of overpressure in the Bavarian Foreland Molasse Basin: An integrated analysis of the Geretsried GEN-1 Deep Geothermal Well. – *Geoth Energy*: 8:20. doi:10.1186/s40517-019-0121-z

DREWS, M. C., SHATYRBAYEVA, I., BOHNSACK, D., DUSCHL, F., OBERMEIER, P., LOEWER, M., FLECHTNER, F. & KEIM, M. (2022): The role of pore pressure and its prediction in deep geothermal energy drilling – examples from the North Alpine Foreland Basin, SE Germany. – <https://doi.org/10.1144/petgeo2021-060>, Vol. 28, 2022, *Petroleum Geoscience* 2021-060.

DÜMMER, M. (1982): Zur Hydrogeologie des Raumes Nürnberg-Bad Windsheim/Mfr. unter besonderer Berücksichtigung der Gradabteilungsblätter 6532 Nürnberg, 6531 Fürth, 6530 Langenzenn, 6529 Markt Erlbach und 6528 Marktbergel. – Diss. LMU München, 280 S., München.

DÜMMER, M. (1983): Niedrig- und höhermineralisierte Wässer des Benker Sandsteins im Raum Nürnberg – Fürth. – *Z. dt. geol. Ges.*, 134-3: 943–974, Hannover.

EMMERT, U. (1981): Perm nördlich der Alpen. – In: Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte v. Bayern 1:500 000 (3.Aufl.): 34–40, München.

EYERER, SEBASTIAN, et al. (2017): Potential der hydrothermalen Geothermie. [Hrsg.] TU München. 12. Mai 2017.

FKPE (2012): Empfehlungen zur Überwachung induzierter Seismizität, Positionspapier des FKPE. – *DGG Mitteilungen* 3/2012: 17–31, Hamburg.

FKPE (2015): Empfehlungen zur Erstellung von Stellungnahmen zur seismischen Gefährdung bei tiefengeothermischen Projekten, Positionspapier des FKPE. – *DGG Mitteilungen* 1/2015: 5–7, Hamburg.

FLECHTNER, F. & AUBELE, K. (2019): A brief stock take of the deep geothermal projects in Bavaria, Germany (2018). - Paper presented at the PROCEEDINGS, 44th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, February 11–13, 2019

FLECHTNER, F., LOEWER, M., MOLAR-CRUZ, A. & KEIM, M. (2019) TIEFENGEOTHERMISCHES WÄRMEPOTENTIAL DER METROPOLREGION MÜNCHEN. – GAB-FORSCHUNGSBERICHT [HTTPS://www.mse.tum.de/fileadmin/w00bvc/www/gab/2019-11-06_Waermepotential_Metropolregion_Muc.pdf](https://www.mse.tum.de/fileadmin/w00bvc/www/gab/2019-11-06_Waermepotential_Metropolregion_Muc.pdf)

FLIEGEL, G. (1929): Der Thermalsolesprudel von Bad Kolberg in Thüringen. – *Zeitschrift für praktische Geologie*, 37: 1–10 und 27–31, Berlin.

FRANZ, M., SIMON, T., MEYER, R.K.F. & DOPPLER G. (2001): Die Thermalwasserbohrung „Donautherme“, Neu-Ulm. – *Geologica Bavarica*, 106: 81–106, München.

FREUDENBERGER, W. (1996): Perm. – In: Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (4. Aufl.): 55–64, München.

FREUDENBERGER, W. (1996): Trias. – In: Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (4. Aufl.): 65-89, München.

- FREUDENBERGER, W., LINHARDT, E. & WROBEL, J.-P. (2000): Geologie, Hydrogeologie und Geochemie der Thermalwasserbohrung Treuchtlingen 2 (T 2). – *Geologica Bavarica*, 105: 97–121, München.
- FRISCH, H. (1981): Pumpversuche. – In: Andres, G. & Wirth, H. [Hrsg.]: Die Thermal- und Schwefelwasservorkommen von Bad Gögging. – Schriftenreihe Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft, 15: 20–38, München.
- FRIEDLAENDER, O. (2019): Das Geothermieprojekt Bruck in Garching a. d. Alz: Von der Projektübernahme bis zur Umsetzung der geothermischen Dublette. – *Geotherm. Energie* 91: 4–5, Berlin.
- FRITZER, T., SCHUBERT, A., UNGER, H.J. & WROBEL, J.-P. (2000): Die Forschungs- und Thermalwasserbohrung Geisenfeld. – *Geologica Bavarica*, 105: 333–342, München.
- FÜCHTBAUER, H. (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. – *Eclogae geol. Helv.*, 57: 157–298, Basel.
- FÜCHTBAUER, H. (1967): Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. – *Geol. Rdsch.*, 56: 266–300, Stuttgart.
- GENSER, C. (1970): Über die Erschließung neuer Heilquellen in Bad Neustadt/Saale. – *Heilbad & Kurort*, 5/70: 105–122, Gütersloh.
- GEORGOTAS, N. & UDLUFT, P. (1976): Zechsteinwässer des Fränkischen Beckens (Unterfranken). – *Z. angew. Bäder- und Klimaheilkunde*, Stuttgart.
- GEOTEAM (2000): Endorf GT III. – Technischer Bericht in Ergänzung des Antrages der Jod-Thermalbad AG auf eine Bewilligung zur Gewinnung von Erdwärme (Thermalwasser) im Feld Endorf II Erdwärme (unveröffentlicht).
- GEOTEAM (2003): Bad Aibling Thermal 1. – Technischer Abschlussbericht im Auftrag der AIB Therm GmbH (unveröffentlicht).
- GEOTECHNISCHES BÜRO PROF. DR. SCHULER / DR.-ING. GÖDECKE (1998): Detailmodell zur Bilanzierung der Thermalwasservorkommen im Niederbayerisch-Oberösterreichischen Molassebecken. – Endbericht, Teil I: Hydrogeologisches Modell (Band I + II), Teil II: Thermalwasseraquifer-Strömungsmodell. – 375 S., Augsburg (unveröffentlicht).
- GOLDBRUNNER, J. (1984): Zur Hydrogeologie des Oberösterreichischen Molassebeckens. – *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, 36: 83–102, Graz.
- GOLDBRUNNER, J. (1988): Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. – *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, 39: 5–94, Graz.
- GOLDBRUNNER, J., VASVÁRI, V. & KOLB A. (2001): Die Bohrung Simbach-Braunau Thermal 1. Technischer Ablauf und hydrogeologische Ergebnisse. – *Geologica Bavarica*, 106: 59–79, München.
- GUDDEN, H. (1973): Die Thermalwasser-Erschließungsbohrung Rodach 1/1972. – *Geologica Bavarica*, 67: 135–138, München.
- GUDDEN, H. (1977): Die Thermal- und Mineralwasser-Erschließungsbohrung Staffelstein 1975. – *bbr* 28/3: 85–92, Köln.
- GUDDEN, H. (1981): Über Thermal-Mineralwasser-Bohrungen im Coburger Umland. – *Jber. u. Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N.F.*, 63: 229-252, Stuttgart.
- GUDDEN, H. (1983): Über Nutzungsmöglichkeiten von Erdwärme in Bayern. – *Geol. Jb., C* 33: 5-25, Hannover.
- GUDDEN, H. (1993): Buntsandstein. – In: Gudden, H. & Haunschild, H.: Die Trias in der Forschungsbohrung Abenberg 1001. – *Geologica Bavarica*, 97: 47-66, München.

LITERATURVERZEICHNIS

GUDDEN, H. & SCHMID H. (1985): Die Forschungsbohrung Obernsees - Konzeption, Durchführung und Untersuchung der Metallführung. – *Geologica Bavarica*, 88: 5–21, München.

HAFEN, U. (2003): Thermalwasserbohrung Ingolstadt. – Schlussbericht im Auftrag der Stadtwerke Ingolstadt – Freizeitanlagen GmbH & Co KG (unveröffentlicht).

HÄNEL, R., KLEEFELDT, M. & KOPPE, I. (1984): Geothermisches Energiepotenzial. Pilotstudie: Abschätzung der geothermischen Energievorräte an ausgewählten Beispielen in der Bundesrepublik Deutschland (Abschlussbericht). – Bericht NLFb (im Auftrag der Europäischen Gemeinschaft und des Bundesministeriums für Forschung und Technologie), Archiv-Nr. 96 276, Band I–IV, Hannover.

HAUNSCHILD, H. (1993): Die Trias auf Blatt Wackersdorf. – In: Meyer, R.K.F. & Mielke, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6639 Wackersdorf: 36–47, München (Bayer. Geol. L.-A.).

HAUNSCHILD, H. (1997): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6426 Aub. – 137 S., München (Bayer. Geol. L.-A.).

HECHT, G. (1993): Die geothermischen Verhältnisse in der Bohrung Bad Colberg 1/1974. – *Geowiss. Mitt. von Thüringen*, 1: 121–128, Weimar.

HECHT, G. (1996): Heilbäder Südthüringens aus balneologischer Sicht. – *Geowiss. Mitt. von Thüringen*, 5, Beiheft: 173–191, Weimar.

HECHT, G. (1999): Die geologischen Ergebnisse der Thermalsolebohrung Bad Colberg 1994. – *Geowiss. Mitt. von Thüringen*, 7: 29–49, Weimar.

HETTKAMP, T., BAUMGÄRTNER, J., PAREDES, R., GUILLAUME, R. & SEIBEL, O. (2020): Industrial Experiences with Downhole Geothermal Line-Shaft Production Pumps in Hostile Environment in the Upper Rhine Valley. – *Proceedings World Geothermal Congress 2020 Reykjavik, Iceland, April 26 – May 2, 2020*

HOPPE, W. (1954): Die Grundwasserführung der Gesteine Thüringens. – *Geologie* 3, H 6–7, Berlin.

HUENGES, E., HOTH, P. & SCHEYTT, T. (1999): Technisch nutzbare Erdwärmevorkommen. – In: Kaltschmitt, M., Huenges, E. & Wolf, H. [Hrsg.]: *Energie aus Erdwärme: 40–59*, Stuttgart (Dt. Verl. für Grundstoffindustrie).

KABUS, F. & SEIBT, P. (2002): Stand und Perspektiven der Erdwärmennutzung in Deutschland. Geothermie Neubrandenburg (GTN) GmbH (unter Mitarbeit von Hoffmann, F. (GTN), Kaltschmitt, M., Schröder, G. (IfE), Rogge, S. (IER)). – Gutachten im Auftrag des TAB (unveröffentlicht).

KABUS, F., LENZ, G., WOLFGRAMM, M., HOFFMANN, F. & KELLNER, T. (2003): Studie zu den Möglichkeiten der Stromerzeugung aus hydrothermalen Geothermie in Mecklenburg-Vorpommern. Geothermie Neubrandenburg (GTN) GmbH. – Gutachten im Auftrag des Landes Mecklenburg-Vorpommern.

KÄMMLEIN, M., BAUER, W. & STOLLHOFEN, H. (2020): The Franconian Basin thermal anomaly, SE Germany revised: New thermal conductivity and uniformly corrected temperature data. – *Z. Dt. Ges. Geowiss.*, 171(1): 21–44, Stuttgart.

KALTSCHMITT, M. (1999): Energiebilanz der Erde. – In: Kaltschmitt, M., Huenges, E. & Wolf, H. [Hrsg.]: *Energie aus Erdwärme: 8–14*, Stuttgart (Dt. Verl. für Grundstoffindustrie).

KANZ, W. (1987): Grundwasserfließwege und Hydrochemie in tieferen Graniten und Gneisen. – *Geol. Rdsch.*, 76/1: 265–283, Stuttgart.

KIRALY, L. (1991): Grundwasserströmungsmodell. – In: Bayer. LfW & LGRB [Hrsg.]: *Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken. - Schlussbericht zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B* (im Auftrag des Bundesministeriums für Forschung und Technologie), 53 S., München, Freiburg.

- KLARE, B. (1989): Gliederung und Paläogeographie des Buntsandsteins im Ostteil der Süddeutschen Scholle. – Diss. Univ. Bochum, 150 S., Bochum.
- KNOBLOCH, J. (1978): Erdöl und Erdgas. – In: Unger, H. J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:50 000, Blatt Nr. L 7740 Mühldorf am Inn: 154–165, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- KÖHLER, S. (2002): Geothermisch angetriebene Kraftwerke – Systembetrachtung und Prozessvergleich. – In: Verein Deutscher Ingenieure [Hrsg.]: Geothermische Stromerzeugung – Stand der Technik und Perspektiven. – VDI-Berichte 1703, Düsseldorf (VDI-Verlag).
- KOSCHEL, G. (1991): Geologischer Überblick - Hydrogeologische Rahmenbedingungen. – In: Bayer. LfW & LGRB [Hrsg.]: Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken. – Schlussbericht zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B (im Auftrag des Bundesministeriums für Forschung und Technologie), 12 S., München, Freiburg.
- KÖWING, K. (1968): Die Wässer des tieferen Untergrunds. – In: Köwing, K., Kraus, L. & Rückert, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7837 Markt Schwaben: 16–40, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- KRAUS, L. (1969): Erdöl- und Erdgaslagerstätten im ostbayerischen Molassebecken. – Erdöl-Erdgas-Z., 85: 442–454, 14 Abb., 2 Tab.; Hamburg, Wien.
- KRONMÜLLER, K. (1987): Sedimentologie der Bausteinschichten und der Unteren Cyrenenschichten im westlichen Molassebecken Süddeutschlands (Oberoligozän). – Clausth. Geowiss. Diss., 25, 177 S., Clausthal-Zellerfeld.
- KRONMÜLLER, R. & KRONMÜLLER, K. (1987): Die Bausteinschichten – Sedimentologie und Diagenese eines Speichergesteins. – Erdöl-Erdgas-Kohle, 103: 61–66, Hamburg.
- KRONMÜLLER, R. (1987): Diagenese der kalzitisch zementierten karbonatreichen Sandsteine der Bausteinschichten (Oberoligozän, Süddeutsche Molasse). – Clausth. Geowiss. Diss., 26, 134 S., Clausthal-Zellerfeld.
- KUNKEL, C., AGEMAR, T. & STOBBER, I. (2019): Geothermisches Nutzungspotenzial der Buntsandstein- und Keuperaquifere im Nordosten Bayerns mit Fokus auf tiefe Aquiferspeicher – Grundwasser 24, 251–267. <https://doi.org/10.1007/s00767-019-00430-1>
- KURZLAUKIS, S. & LORENZ, V. (1993): Petrologische und geochemische Untersuchungen am Rotliegenden der Forschungsbohrung Abenberg 1001. – Geol. Bav., 97: 25–46, München.
- LACKNER, D., LENTSCH, D. & DORSCH, K. (2018): Germany's deepest hydro-geothermal doublet, drilling challenges and conclusions for the design of future wells. In: Transactions – Geothermal Resources Council, 2018. pp 349–359
- LANGE, H. (1981): Die Kreide im Untergrund des Molassebeckens (Purbeck bis Campan). – In: Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (3. Aufl.): 71–74, München.
- LANGE, H. (1983): Tektonik. – In: Ganss, O.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 8040 Eggstätt: 106–107, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- LAPLAIGNE, P. & JAUDIN, F. (1999): Geothermal development in France – Country update report. – Proceedings of the European Geothermal Conference Basel 1999, Vol. 2: 5–14.
- LEGARTH, B. & WOHLGEMUTH, L. (2003): Bohrtechnik und Bohrkosten für Sedimentgesteine – Erschließung geothermischer Lagerstätten. – In: Geothermische Vereinigung e.V. [Hrsg.]: Start in eine neue Energiezukunft. – Tagungsband 1. Fachkongress Geothermischer Strom, Neustadt-Glewe.

· · · LITERATURVERZEICHNIS

LEGARTH, B. (2003): Erschließung sedimentärer Speichergesteine für eine geothermische Stromerzeugung. – STR03/09, GeoForschungsZentrum Potsdam.

LEMCKE, K. (1973): Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. – *Geologica Bavarica*, 69: 5–48; München.

LEMCKE, K. (1975): Molasse und vortertiärer Untergrund im Westteil des süddeutschen Alpenvorlandes. – *Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N.F.* 57: 87–115, Stuttgart.

LEMCKE, K. (1976): Übertiefe Grundwässer im süddeutschen Alpenvorland. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.*, 42/103: 9–18, Basel.

LEMCKE, K. (1977): Erdölgeologisch wichtige Vorgänge in der Geschichte des süddeutschen Alpenvorlandes. – *Erdöl-Erdgas-Z.*, 93: 50–56, Hamburg, Wien.

LEMCKE, K. (1981): Erdgeschichtlicher Rahmen und Tektonik. – In: Andres, G. & Wirth, H. [Hrsg.]: Die Thermal- und Schwefelwasser-Vorkommen von Bad Gögging, Schriftenr. Bayer. L.-Amt Wasserwirtsch., 15: 55–63, München.

LEMCKE, K. & TUNN, W. (1956): Tiefenwasser in der süddeutschen Molasse und in ihrer verkarsteten Malmunterlage. – *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing.*, 23/64: 35–56, Basel.

LEMCKE, K. (1988): Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit. – *Geologie von Bayern I*, 115 S., Stuttgart (Schweizerbart).

LENTSCH, D., BÖHM, F., DORSCH, K. & SCHUBERT, A. (2015): „Performance Drilling“ am Beispiel des kommunalen Geothermieprojekts Unterföhring. - BBR Sonderheft Geothermie 2015: 96–101, Bonn.

LFW – BAYER. LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (1999): Das Thermalwasservorkommen im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken – Hydrogeologisches Modell und Thermalwasser-Strömungsmodell im Auftrag des Freistaates Bayern und der Republik Österreich, Kurzbericht. – 21 S., München (Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft).

LODEMANN, M., FRITZ, P., WOLF, M. & GRAF, W. (1994): Isotopengeochemische Ergebnisse des Langzeit-Pumptests 1991 in der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB-VB). – *GSF-HY Jber.* 1993: 115–135; Oberschleißheim.

LOEWER, M., KEIM, M. & BAUER, W. (2021): Petrothermale Geothermie & Enhanced Geothermal Systems – Ein Review – Technische Universität München, Geothermie-Allianz Bayern, Munich School of Engineering

MALZER, O. (1993): Molasse westlich und südwestlich der Böhmisches Masse - Oberösterreich. – *Erdöl und Erdgas in Österreich*, 2. Aufl.: 302–315, Wien.

MÄRZ, K. (1977): Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen im Buntsandstein und Muschelkalk Nordbayerns (Unterlauf der Fränkischen Saale/Ufr. und Gebiet zwischen Kronach und Lautertal (Ofr.)). – *Hydrochem. hydrogeol. Mitt.* 2, 170 S., München.

MENESES RIOSECO, E., DUSSEL, M. & MOECK, I.S. (2022): 3D thermo-hydrmechanical simulation of the behaviour of a naturally fractured petrothermal reservoir in deep upper Jurassic carbonates of the Bavarian Molasse Basin – Case study Geretsried. – *Geomechanics and Tunnelling* 15 (1), pp. 48-57. <https://doi.org/10.1002/geot.202100083>

MRAZ, E. (2019): Reservoir characterization to improve exploration concepts of the Upper Jurassic in the southern Bavarian Molasse Basin – Dissertation, Technische Universität München.

MRAZ, E., WOLFGRAMM, M., MOECK, I. & KUROSCH, TH. (2019): Detailed fluid inclusion and stable isotope analysis on deep carbonates from the North Alpine Foreland basin to constrain paleofluid evolution. – *Geofluids*

- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1996): Jura. – In: Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000 (4. Aufl.): 90–111, München.
- MÜLLER, M. (1978A): Das tiefere Tertiär, Obereozän - Miozän. – In: Unger, H. J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:50 000, Blatt Nr. L 7740 Mühldorf am Inn: 45–73, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- MÜLLER, M. (1978B): Bemerkungen zur Bruchtektonik südwestlich des Landshut-Neuöttinger Hochs. - Der postkretazische Werdegang des Landshut-Neuöttinger Hochs. – In: Unger, H. J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:50 000, Blatt Nr. L 7740 Mühldorf am Inn: 136–141, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- MÜLLER, M. (1978C): Molassezone. – In: Müller, M. & Ziegler, J.H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8042 Waging am See: 11–37, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- MÜLLER, M., NIEBERDING, F. & WANNINGER, A. (1988): Tectonic style and pressure distribution at the northern margin of the Alps between Lake Constance and the River Inn. – Geol. Rundsch. 77 (3): 787–796
- MÜLLER, M. (1994): Neue Vorstellungen zur Entwicklung des Nordostbayerischen Permokarbon-Trogs aufgrund reflexionsseismischer Messungen in der Mittleren Oberpfalz. – Geol. Bl. NO-Bayern, 44: 195–224, Erlangen.
- PASCHEN, H., OERTEL, D., GRÜNWARD, R. (2003): Möglichkeiten geothermischer Stromerzeugung in Deutschland. – TAB-Arbeitsbericht Nr. 84, Büro für Technikfolgenabschätzung beim Deutschen Bundestag, Berlin.
- PLETL, C., ANGERER, J., GRAF, R., STOYKE, R. & TOLL, H. (2010): Bohrerfahrungen bei Deutschlands größtem Geothermieprojekt. – bbr - Leitungsbau, Brunnenbau, Geothermie 3: 38–47
- POLL, K. (1979): Bohrung Haidhof/Gräfenberg, ein neuer Thermalwasser-Fundpunkt auf der Frankenalb. – Geol. Bl. NO-Bayern, 29, 1: 76–80, Erlangen.
- PRESTEL, R. (1991): Hydrochemische Untersuchungen im süddeutschen Molassebecken. – In: Bayer. LfW & LGRB [Hrsg.]: Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken. – Schlussbericht zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B (im Auftrag des Bundesministeriums für Forschung und Technologie), 64 S., München, Freiburg.
- QUENTIN, K.-E. (1970): Die Heil- und Mineralquellen Nordbayerns. – Geologica Bavarica, 62, München.
- REIF, T. (2019): Holzkirchen – Tiefengeothermie für die Wärmewende. – Geotherm. Energie 91: 6–9, Berlin.
- ROCKEL, W., HOTH, P. & SEIBT, P. (1997): Charakteristik und Aufschluss hydrothermaler Speicher. – Geowissenschaften, 15(8): 244–252, Berlin.
- SCHÄDEL, K. & STOBBER, I. (1987): Zur Wasserführung des kristallinen Grundgebirges in Südwestdeutschland. – Geol. Jb., C50: 3–23, Hannover.
- SCHMITT, P. (1982): Herkunft und Beschaffenheit oberflächennaher Grundwässer und mineralstoffreicher Tiefenwässer im Muschelkalk-Keupergebiet des Grabfeldgaus (Ufr.). – Diss. TU München, 235 S., München.
- SCHNEIDER, H., BARTELS, J., LENZ, G., HOFFMANN, F., KABUS, F., KELLNER, T., RINKE, M. & WOLFGRAMM, M. (2004): Geothermie in Bremen – Bewertung der geologischen und verfahrenstechnischen Möglichkeiten einer praktischen Nutzung geothermischer Energie im Bundesland Bremen. Geothermie Neubrandenburg (GTN) GmbH. – Gutachten im Auftrag der Bremer Energie-Konsens GmbH.
- SCHUBERT, A. (1996): Tiefengrundwasseruntersuchungen im Molassebecken westlich von Linz. – Diss. TU Berlin, 127 S., Berlin.

LITERATURVERZEICHNIS

SCHUMACHER, S. & SCHULZ, R. (2013): Effectiveness of acidizing geothermal wells in the South German Molasse Basin. - *Geothermal Energy Science* 1, S. 1–1

SCHULZ, I., STEINER, U. & SCHUBERT, A. (2017): Erfolgsfaktoren bei Projekten der Tiefengeothermie – Erfahrungen aus dem Bayerischen Molassebecken. – *Erdöl Erdgas Kohle* 133 (2): 73-79.

SCHULZ, R. (2000): Geothermieanlage Altheim – Gutachten über den Wärmeabbau im Untergrund. – Gutachten im Auftrag der Marktgemeinde Altheim/OÖ (unveröffentlicht).

SCHULZ, R. (2003): Bergrecht und Erdwärme – Gesichtspunkte zur Bemessung von Erlaubnis- und Bewilligungsfeldern. – *Geothermische Energie*, 40: 9–2, Geeste.

SCHULZ, R. & JOBMANN, M. (1989): Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken – Teilgebiet: Hydrogeothermik. – Abschlussbericht GGA, Archiv-Nr. 105 040, Hannover.

SCHULZ, R. & SCHELLSCHMIDT, R. (1991): Das Temperaturfeld im südlichen Oberrheingraben. – *Geol. Jb.*, E48, 153-165, Hannover.

SCHULZ, R., JUNG, R. & SCHELLSCHMIDT, R. (2003): Erfolgswahrscheinlichkeit bei einer geothermischen Bohrung für das Geothermische Kraftwerk Unterhaching. – Bericht GGA, Archiv-Nr. 122 822, Hannover (unveröffentlicht).

SCHWARZMEIER, J. (1981): Buntsandstein. – In: Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000 (3. Aufl.): 41–46, München.

SEITHEL, R., STEINER, U., MÜLLER, B., HECHT, C. & KOHL, T. (2015): Local stress anomaly in the Bavarian Molasse Basin. – *Geothermal Energy* (2015) 3:4, doi 10.1186/s40517-014-0023-z

SMITH, W.H.F. & WESSEL, P. (1990): Gridding with continuous curvature splines in tension. – *Geophysics*, 55, 293-305.

STEINLECHNER, S. A. & GÖTZL, G. (2020): Vorstudie zum geothermalen Verstromungspotential in Österreich. - Verein Geothermie Österreich, c/o Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien

STETTNER, G. (1971): Die Beziehungen der kohlenstoffführenden Mineralwässer Nordostbayerns und der Nachbargebiete zum rhegmatischen Störungssystem des Grundgebirges. – *Geologica Bavarica*, 64, München.

STIER, P & PRESTEL, R. (1991): Der Malmkarst im süddeutschen Molassebecken – Ein hydrogeologischer Überblick. – In: Bayer. LfW & LGRB [Hrsg.]: Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken. – Schlussbericht zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B (im Auftrag des Bundesministeriums für Forschung und Technologie), 12 S., München, Freiburg.

STOBER, I. (1991): Geohydraulische Untersuchungsergebnisse. – In: Bayer. LfW & LGRB [Hrsg.]: Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken. – Schlussbericht zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B (im Auftrag des Bundesministeriums für Forschung und Technologie), 18 S., München, Freiburg.

STOBER, I. (1995): Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges. – 191 S., Stuttgart (Enke).

STRAYLE, G., VILLINGER, E. & WERNER, J. (1982): Erfahrungen bei Geothermiebohrungen in Oberschwaben. – *Schweiz. Ing.- u. Arch.-Verein (Sia)-Dok.* 59: 95-103, Zürich.

TABERG (2000): Aufsuchung und Erschließung von Erdwärme zu gewerblichen Zwecken im Erlaubnisfeld „Bad Windsheim – Erkenbrechtshofen“. – Abschlussbericht im Auftrag des Zweckverbandes Kurzentrum Bad Windsheim (unveröffentlicht).

TRUSHEIM, F. (1964): Über den Untergrund Frankens. Ergebnisse von Tiefbohrungen in Franken und Nachbargebieten 1953 – 1960. – *Geologica Bavarica*, 54, 92 S.; München.

UBA (2015): Tiefe Geothermie – mögliche Umweltauswirkungen infolge hydraulischer und chemischer Stimulationen - TEXTE 104/2015, 132 S., Berlin.

UDLUFT, P. (1979): Das Grundwasser Frankens und angrenzender Gebiete. – *Steir. Beitr. zur Hydrogeol.*, 31, Graz.

UDLUFT, P. (1981): Die Süß-Salzwassergrenze Süddeutschlands als Ausdruck der Grundwasser-dynamik. – *Z. Dt. Geol. Ges.*, 132: 633–636, Hannover.

UNGER, H.J. (1991): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 50.000, Blatt Nr. L 7538 Landshut. – 216 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).

UNGER, H.J. (1996A): Gesteinsfolge des Molassebeckens und der inneralpinen Tertiärbecken. Östliche Vorlandmolasse und Braunkohlentertiär i.w.S. – In: Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000 (4. Aufl.): 168–187, München.

UNGER, H.J. (1996B): Tektonik. Molassebecken. – In: Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000 (4. Aufl.): 265–266, München.

UNGER, H.J. (1999): Die tektonischen Strukturen der bayerischen Ostmolasse. – *Documenta naturae*, 125: 1–16, München.

WAGNER, R. & SCHWARZENHÖLZER, W. (1978): Nutzbare Ablagerungen. Erdöl und Erdgas. – In: Jerz, H.P. & Wagner, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7927 Amendingen, S. 84–90, München (Bayer. Geol. L.-Amt).

WATEC (1988): Gewinnung von Erdwärme aus dem Tiefbrunnen auf Flurst.-Nr. 3973/4-6, Gemarkung Regensburg. – Antrag auf Bewilligung im Auftrag der Regensburger Badebetriebe GmbH (unveröffentlicht).

WATEC (1991): Ergebnisse aus dem Langzeitpumpversuch Thermalwasserbohrung der Stadt Weiden. – Gutachten im Auftrag der Stadtwerke Weiden (unveröffentlicht).

WATEC (1992): Hydrogeologische Begutachtung der Therme II Bad Gögging einschließlich Auswertung der Pumpversuche. – Gutachten im Auftrag des Zweckverbandes Bad Gögging (unveröffentlicht).

WAWERZINEK, B., BUNESS, H., VON HARTMANN, H. & TANNER, D. C. (2021) Wave experiments for the exploration of a deep geothermal carbonate reservoir in the German Molasse Basin. – *Geotherm. Energy*: 9–6, <https://doi.org/10.1186/s40517-021-00189-w>

WEISE, S., WOLF, M., FRITZ, P., RAUERT, W., STICHLER, W., PRESTEL, R., BERTLEFF, B. & STUTE, M. (1991): Isotopenhydrologische Untersuchungen im Süddeutschen Molassebecken. – In: Bayer. LfW & LGRB [Hrsg.]: Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken. - Schlussbericht zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B (im Auftrag des Bundesministeriums für Forschung und Technologie), 104 S., München, Freiburg.

WENDEROTH, F. (1998): Dreidimensionale Modellierung geohydrothormaler Prozesse zur Beurteilung von Aquiferen hinsichtlich ihrer wirtschaftlichen Nutzbarkeit. – STR98/15, GeoForschungsZentrum Potsdam.

WENDEROTH, F., FRITZER, T., GROPIUS, M., HUBER, B. SCHUBERT, A. (2005): Numerische 3D-Modellierung eines geohydrothermalen Dublettenbetriebs im Malmkarst. – *Geothermische Energie*, 48: 16–21, Geeste.

WESSEL, P. & SMITH, W.H.F. (1995): A new version of the Generic Mapping Tools (GMT). – *Eos Trans. AGU*, 76(33): 329.

..... LITERATURVERZEICHNIS

WIESENEDER, H., FREILINGER, G., KITTLER, G. & TAMBOURAKIS, G. (1976): Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. – Geol. Rdsch., 65: 512–525, Stuttgart.

WOLFF, G. (1988): Erläuterungen zu Geologischen Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Blatt Nr. 6623 Ingelfingen, Stuttgart (LGRB).

WROBEL, J.-P. (1992): Die Thermalwassererschließungsbohrung Rodach 2/1988. – Geol. Jb., C 60: 3–35, Hannover.

WROBEL, J.-P., FRITZER, T., MIKULLA, C., SCHULDES, D. & SUCKOW, A. (2002): Forschungsbohrung Altdorf bei Landshut/Niederbayern – Erkundung einer geothermischen Anomalie im Bereich des Landshut-Neuöttinger-Hochs. – Grundwasser, 7 (1): 14–24, Heidelberg.

ZIEGLER, M. O., HEIDBACH, O., REINECKER, J., PRZYBYCIN, A. M. & SCHECK-WENDEROTH, M. (2016): A multi-stage 3-D stress field modelling approach exemplified in the Bavarian Molasse Basin. *Solid Earth* 7 (5):1365-1382. doi:10.5194/se-7-1365-2016

ZIEGLER, M.O. & HEIDBACH, O. (2020): The 3D stress state from geomechanical–numerical modelling and its uncertainties: a case study in the Bavarian Molasse Basin. *Geothermal Energy* 8 (1). doi:10.1186/s40517-020-00162-z

ZOSSEDER, K., PFRANG, D., SCHÖLDERLE, F., BOHNSACK, D. & KONRAD, F. (2022): Charakterisation of the upper Jurassic geothermal reservoir in the South German Molasse Basin as basis for a potential assessment to foster the geothermal installation development – Results from the joint research projekt Geothermal Alliance Bavaria. *Geomechanik and Tunneling* 15 (1), pp 17–24. doi.org/10.1002/geot.202100087

ANHANG

Genehmigungsverfahren nach Berg- und Wasserrecht

Die Aufsuchung und Gewinnung von Erdwärme für energetische und balneologische Zwecke unterliegt in der Bundesrepublik Deutschland den Bestimmungen des Bundesberggesetzes (BBergG) vom 13. August 1980 (BGBl. I S. 1310). Als Trägermedium der Erdwärme dienen im bayerischen Molassebecken warme Tiefenwässern (hydrothermale Geothermie).

Erdwärme ist gemäß § 3 Abs. 3 Satz 2 Tirt 2b BBergG ein bergfreier Bodenschatz, der nicht an ein Grundeigentum gebunden ist.

Wer in einem bestimmten Gebiet (Aufsuchungsfeld) einen bestimmten bergfreien Bodenschatz erkunden (aufsuchen) oder gewinnen will, benötigt hierfür einen Rechtstitel. Eine bergrechtliche Erlaubnis gibt dem Inhaber das ausschließliche Recht zur Aufsuchung und eine bergrechtliche Bewilligung das ausschließliche Recht zum Abbau (Gewinnung) in dem bestimmten Gebiet.

Die Entscheidung, ob ein Geothermieprojekt tatsächlich bergrechtliche Relevanz besitzt, bleibt der von landesspezifischen Gesichtspunkten geprägten Verwaltungspraxis der Länderbergbehörden vorbehalten (SCHULZ 2003, LAB 2003). In Bayern wird gegenwärtig die Geringfügigkeitsschwelle bei einer installierten Wärmeleistung von 0,2 MW gesehen. Darüber hinaus gibt es nach § 4 Abs. 2 Nr. 1 BBergG Ausnahmen vom Gewinnungsbegriff im Zusammenhang mit der baulichen Nutzung eines Grundstücks. In diesen Fällen unterliegt die Gewinnung eines bergrechtlichen Bodenschatzes nicht dem Rechtsregime des BBergG.

Bohrungen, die „mehr als hundert Meter in den Boden eindringen sollen“, sind jedoch nach § 127 BBergG in jedem Falle der zuständigen Bergbehörde anzuzeigen.

Der Geltungsbereich des BBergG erstreckt sich auf den „Primär“-Kreislauf des Wärmeträgers für die Erdwärme, wie z.B. des gehobenen Tiefenwassers, über eine geeignete Schnittstelle, z.B. einen Wärmetauscher, zu einem „Sekundär“-Kreislauf mit einem weiteren Wärmeträger z.B. für ein Wärmenetz, eine Stromgewinnung oder eine balneologische Nutzung.

Die Nutzung der Erdwärme im „Sekundär“-Kreislauf in einer geothermischen Heizzentrale, einem Erdwärmekraftwerk oder einem Thermalbad ist einer Weiterverarbeitung gleichzustellen (§ 4 Abs. 3 BBergG) und unterliegt gemäß § 2 BBergG nicht dem Bergrecht.

Die bergrechtliche Erlaubnis zur Aufsuchung von Erdwärme sowie die bergrechtliche Bewilligung zur Gewinnung von Erdwärme wird in Bayern vom **Bayerischen Staatsministerium für Wirtschaft, Landesentwicklung und Energie (StMWI)** erteilt.

Für die Durchführung des bergrechtlichen Betriebsplanverfahrens und der für das Projekt erforderlichen Wasserrechtsverfahren sind das **Bergamt Nordbayern** an der Regierung der Oberfranken in Bayreuth für die Regierungsbezirke der Oberpfalz, von Unterfranken, Mittelfranken und Oberfranken und das **Bergamt Südbayern** an der Regierung von Oberbayern in München für die Regierungsbezirke Oberbayern, Niederbayern und Schwaben zuständig.

Die Bergbehörde beteiligt im Genehmigungsverfahren die von dem jeweiligen Projekt betroffenen Träger öffentlicher Belange, wie die Kommunen, die Land- und Forstwirtschaftsverwaltung, die Denkmalschutzbehörde, die Wasserwirtschaftsverwaltung und die Naturschutzverwaltung der Kreisverwaltungsbehörden.

Im Einzelnen stellt sich der Ablauf eines Genehmigungsverfahrens für eine Geothermiebohrung in Bayern wie folgt dar:

Phase 1: Aufsuchung

1 Bergrechtliche Erlaubnis zum Aufsuchen von Erdwärme

Voraussetzung für alle weiteren Genehmigungsverfahren und Arbeiten ist die Erlaubnis zur Aufsuchung von Erdwärme zu gewerblichen Zwecken. Die Erteilung erfolgt auf fünf Jahre und kann, soweit die gesetzlichen Voraussetzungen erfüllt sind, um weitere drei Jahre verlängert werden. Für die Erteilung ist auf schriftlichem Antrag u.a. folgendes erforderlich:

- Vorlage eines Arbeitsprogrammes zur möglichst vollständigen Erkundung der Lagerstätte, insbesondere mit Seismik, Bohrungen für die Dublette und Tests zum Nachweis der Fündigkeit,
- Darlegung und Nachweis der Finanzierung des gesamten Arbeitsprogrammes und
- Vorlage einer den Formvorschriften genügenden Erlaubniskarte

2 Prüfung der Umweltverträglichkeit

Vor Erstellung einer Bohrung mit einer Teufe von mehr als 1000 Metern ist vom Bergamt zu prüfen, ob für das Vorhaben eine Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP) erforderlich ist (Umweltverträglichkeitsvorprüfung – UVP-V).

3 Bergrechtliches Betriebsplanverfahren zur Erstellung des Bohrplatzes und zum Abteufen (Niederbringen) der Bohrungen

Ergibt die Vorprüfung, dass eine UVP erforderlich ist, ist als nächstem Schritt ein bergrechtliches Planfeststellungsverfahren durchzuführen. Für das Planfeststellungsverfahren ist die Vorlage eines Rahmenbetriebsplanes mit integrierter Umweltverträglichkeitsprüfung zwingend vorgeschrieben (obligatorisch). Das Planfeststellungsverfahren hat konzentrierende Wirkung und schließt Genehmigungen oder Ausnahmen nach anderen Rechtsgebieten (z.B. Wasser- oder Naturschutzrecht) mit ein. Zur Aufnahme der mit dem Rahmenbetriebsplan planfestgestellten Arbeiten und zur Führung des Betriebes bedarf es dann noch der Zulassung eines Hauptbetriebsplanes für das Projekt.

Ist im Ergebnis der Vorprüfung keine UVP erforderlich, folgt das Hauptbetriebsplanverfahren für den Bohrplatzbau, das Abteufen der Bohrung und die Führung des Betriebes direkt der UVP-V. Weitere Arbeitsschritte werden in Sonderbetriebsplänen zugelassen. Notwendige wasserrechtliche Erlaubnisse werden vom Bergamt im Einvernehmen mit der örtlich zuständigen Kreisverwaltungsbehörde als Einzelgenehmigungen erteilt. Bei weiteren nach anderen Rechtsgebieten erforderlichen

Erlaubnissen oder Ausnahmen richtet sich die Zuständigkeit nach den Festsetzungen im jeweiligen Fachgesetz.

Phase 2: Gewinnung

1 Bergrechtliche Bewilligung zur Gewinnung von Erdwärme

Ist die Fündigkeit festgestellt worden, ist für die weiteren Zulassungen zur Aufnahme und Durchführung der Gewinnungsarbeiten eine bergrechtliche Bewilligung zur Gewinnung von Erdwärme erforderlich. Die Erteilung erfolgt in der Regel auf 50 Jahre. Voraussetzungen sind u.a:

- Nachweis der Fündigkeit, also der technischen Gewinnbarkeit aus den Ergebnissen der Zirkulationstests bei hydrothermaler Geothermie
- Technisches Arbeitsprogramm der Gewinnung aus den Bohrungen
- Wärmebergbaugutachten in Abstimmung mit dem LfU zur Beurteilung der Nachhaltigkeit der Gewinnung und der Wechselwirkungen zwischen den Bohrungen und den Nachbarprojekten
- Vorlage eines Wärmennutzungskonzepts unter Einbindung der Gemeinden
- Darlegung und Nachweis der Finanzierung der Gewinnung
- Lageriss des Bewilligungsfeldes nach den Formvorschriften

2 Bergrechtliches Betriebsplanverfahren zur Führung des Betriebes

Zur Führung des Gewinnungsbetriebes bedarf es eines in der Regel auf zwei Jahre befristeten Hauptbetriebsplanes. Der Betriebsplan muss eine Darstellung des Umfangs und der technischen Durchführung des Vorhabens enthalten und soll einen Ausblick auf die Planung während der Laufzeit des Hauptbetriebsplanes geben.

3 Wasserrechtliches Bewilligungsverfahren

Für das Heben und die Reinjektion des bei der Gewinnung von Erdwärme genutzten Trägermediums „Tiefenwasser“ bedarf es einer wasserrechtlichen Erlaubnis oder Bewilligung für einen Zeitraum von bis zu 30 Jahren. Grundlage der Begutachtung durch das Landesamt für Umwelt, als dem im wasserrechtlichen Verfahren zuständigen Gutachter, sind die Ergebnisse der Langzeitpumpversuche an der/den Förder- und Reinjektionsbohrung/en des Projektes. Das Gutachten dient dem Bergamt zur Fertigung des Entwurfs der wasserrechtlichen Erlaubnis/Bewilligung, die der zuständigen Kreisverwaltungsbehörde zur Erteilung des Einvernehmens vorgelegt wird, bevor die Erlaubnis/Bewilligung dann erteilt werden kann.

Messungen nach der Einwirkungsbereichs-Bergverordnung

Bei der hydrothermalen Geothermie ist induzierte Seismizität nicht auszuschließen, ggf auch Bodenbewegungen an der Oberfläche. Entsprechend der Einwirkungsbereichs-bergverordnung (EinwirkungsBergV) sind zur Feststellung möglicher Hebungen und Senkungen durch einen im Freistaat Bayern anerkannten Markscheider markscheiderische Messungen an der Oberfläche durchzuführen und ein Einwirkungsbereich festzulegen. Innerhalb dieses Einwirkungsbereichs besteht die Vermutung, dass Schäden an baulichen Anlagen auf die Geothermiebohrungen zurückzuführen sind (sogenannte Bergschadensvermutung).

Ferner ist ein seismometrisches Monitoring durchzuführen, das im Betriebsplan festgelegt wird. Dieses seismometrische Monitoring ist eingebunden in das Messnetz des Bayerischen Erdbebendienstes und sollte von den Unternehmen mit dem Bergamt und dem Erdbebendienst abgestimmt werden. Soweit die induzierte Seismizität bestimmte Schwellenwerte übersteigt, ist ebenfalls ein seismologischer Einwirkungsbereich festzulegen, wonach vermutet wird, dass Schäden innerhalb dieses Bereich auf den Betrieb der Geothermianlage zurückzuführen sind.

Anforderungen zur Bohrungsintegrität

In der Bergverordnung für alle bergbaulichen Bereiche (Allgemeine Bundesbergverordnung – ABBergV) wird in §22b u.a. gefordert, die Integrität des Bohrlochs nach dem Stand der Technik sicherzustellen und regelmäßig zu überwachen. Die Anforderungen zur Bohrungsintegrität umfassen den gesamten Lebenszyklus einer Bohrung und beziehen sich somit auf Auslegungsgrundlagen, Auslegung, Herstellung, Betrieb und Verfüllung einer Bohrung [BVEG 2021].

Der Leitfaden Bohrungsintegrität [BVEG 2021] definiert eine Bohrung als integer, wenn die in ihr enthaltenen Fluide bei jeder möglichen Kombination von Druck und Temperatur, der sie innerhalb der vorgesehenen Betriebsbedingungen ausgesetzt werden können, sicher beherrscht werden. Dies wird über den Lebenszyklus einer Bohrung hinweg durch Maßnahmen zur Reduzierung des Risikos eines unkontrollierten Austritts von Bohrloch-Fluiden erreicht. Zu diesen Maßnahmen zählt die Herstellung der Bohrung mit Bohrungsbarrieren, deren Integrität durch entsprechende Auslegung und Überwachung sichergestellt werden muss.

Bei Auslegung der Bohrung müssen daher alle für die Herstellungs- und Betriebsphase erforderlichen Daten zur Gewährleistung der Bohrungsintegrität erhoben und berücksichtigt werden. Wesentlich ist hierbei eine Risikoanalyse insbesondere im Hinblick auf erhöhte Gebirgsdrücke bzw. hinsichtlich mangelnder Bohrlochstabilität infolge im gegebenen tektonischen Spannungsfeld ungünstig orientierter Bohrpfade.

Nach §22b ABBergV hat das Abteufen von Geothermiebohrungen nach dem aktuellen Stand der Technik zu erfolgen, wobei in Bayern die Berücksichtigung aller erkannten Risiken für die Bohrlochstabilität bereits während der Auslegungsphase nachzuweisen ist und dies im Rahmen einer Stellungnahme eines unabhängigen Forschungsinstituts bezüglich allfälliger geologisch-bohrtechnischer Risiken geprüft wird.

Der Bohrfad und die bohrtechnischen Parameter (insbesondere Rohrabsetzteufen und Bohrspülungsprogramm) sind während der Planung und Herstellung der Bohrung auf ein geologisch-geomechanisches Vorausprofil (kurz: Vorausprofil) hin anzupassen, um Sicherheit und Umwelt gefährdende Ereignisse wie unkontrollierte Zuflüsse (Kicks) oder Spülungsverluste und induzierte Seismizität, zu vermeiden [BVEG 2015]. Durch entsprechende Planung können auch Probleme mit mangelnder Bohrlochstabilität vermieden werden, die ansonsten zu sicherheits- und umweltrelevanten Ereignissen führen könnten. Das Vorausprofil ist dabei während der Herstellung der Bohrung kontinuierlich zu überwachen und ggf. zu aktualisieren.

Das Vorausprofil muss auf der lokalen Tiefenlage stratigraphischer Horizonte (Formations-Tops) basieren und etwaige Fallenstrukturen flacher und tiefer Gasvorkommen sowie eventuell im Umfeld des Bohrpfads vorkommender Störungszonen berücksichtigen. Insbesondere muss eine Abschätzung des Porenfluiddrucks (kurz: Porendruck), der Minimalspannung bzw. des Bruchgradienten (englisch: Fracture Gradient), der Vertikalspannung sowie der

maximalen Horizontalspannung und deren Orientierung entlang des geplanten Bohrpfads im Vorausprofil enthalten sein.

Die je nach vorhandener Datengrundlage bestehenden Unsicherheiten des Vorausprofils sind darzulegen und entsprechend in der Bohrplanung zu berücksichtigen. Die Herleitung des Vorausprofils ist nachvollziehbar zu dokumentieren und sollte den aktuellen Wissenstand zur regionalen und lokalen Geologie sowie den zu erwartenden Druck- und Spannungszuständen in den zu durchteufenden Formationen berücksichtigen. Diese Informationen sind zudem für die Festlegung des Ausbaus einer Bohrung und nicht zuletzt für die Planung einer ggf. erforderlichen Verfüllung wesentlich.

Sofern Bohrungen durch Störungzonen abgeteuft werden sollen, ist ggf. ein seismologisches Basisgutachten nach §22b ABergV vorzulegen.

Die Einführung der permanenten Überwachung der Bohrungsintegrität in § 22 b ABergV erfordert, dass in der Laufzeit der bergrechtlichen Erlaubnis, die planmäßig mit der Herstellung der Bohrungen und deren Tests sowie dem Abschluss des Probebetriebes endet, auch alle für die Inbetriebnahme der Bohrungen erforderlichen Daten erhoben worden sind. Zur Gewährleistung der Bohrungsintegrität während der Betriebsphase gehören auch regelmäßige Prüfungen der Stabilität und Dichtheit des gesamten Bohrlochausbaus.

Die Untersuchungen zur Bohrlochintegrität sind vor Aufstellung des Förderbetriebsplanes durchzuführen und deren Ergebnisse systematisch je nach Projektfortschritt festzuhalten.

Empfohlen wird die Implementierung eines Managementsystems, mit dem die Dokumentation der fortschreitenden Erkenntnisse im Hinblick auf die Gewährleistung der Bohrungsintegrität sichergestellt und dargelegt wird, wie diese Ergebnisse in der späteren Betriebsphase berücksichtigt werden.

Anforderungen aus dem Geologiedatengesetz

Die Überlassung von Aufsuchungsdaten wurde in dem Gesetz zur staatlichen geologischen Landesaufnahme sowie zur Übermittlung, Sicherung und öffentlichen Bereitstellung geologischer Daten und zur Zurverfügungstellung geologischer Daten zur Erfüllung öffentlicher Aufgaben (Geologiedatengesetz-GeolDG), erlassen am 19.06.2020 (BGBl. I S. 1387), Inkrafttreten am 29.06.2020, neu geregelt.

Spätestens zwei Wochen vor Beginn einer geologischen Untersuchung sind dem Landesamt für Umwelt (LfU) die in § 8 GeolDG genannten sog. Nachweisdaten zu übermitteln. Nachweisdaten sind Daten, die geologische Untersuchungen persönlich, örtlich, zeitlich und allgemein inhaltlich zuordnen (vgl. § 3 Abs. 3 Nr. 1 GeolDG).

Spätestens drei Monate nach dem Abschluss der geologischen Untersuchung sind dem LfU unaufgefordert die in § 9 genannten Fachdaten zu übermitteln. Fachdaten sind Daten, die mittels Messungen und Aufnahmen gewonnen worden sind oder die mittels Messungen und Aufnahmen gewonnen und mit am Markt verfügbaren technischen Mitteln in vergleichbare und bewertungsfähige Daten aufbereitet worden sind (vgl. § 3 Abs. 3 Nr. 2 GeolDG).

Spätestens sechs Monate nach dem Abschluss der geologischen Untersuchung sind dem LfU unaufgefordert die in § 10 genannten Bewertungsdaten zu übermitteln. Bewertungsdaten sind Daten, die Analysen, Einschätzungen und Schlussfolgerungen zu Fachdaten, insbesondere in Form von Gutachten, Studien oder räumlichen Modellen des geologischen Untergrunds einschließlich Vorratsberechnungen

oder Daten zu sonstigen Nutzungspotentialen des Untersuchungsgebiets beinhalten (vgl. § 3 Abs. 3 Nr. 3 GeolDG).

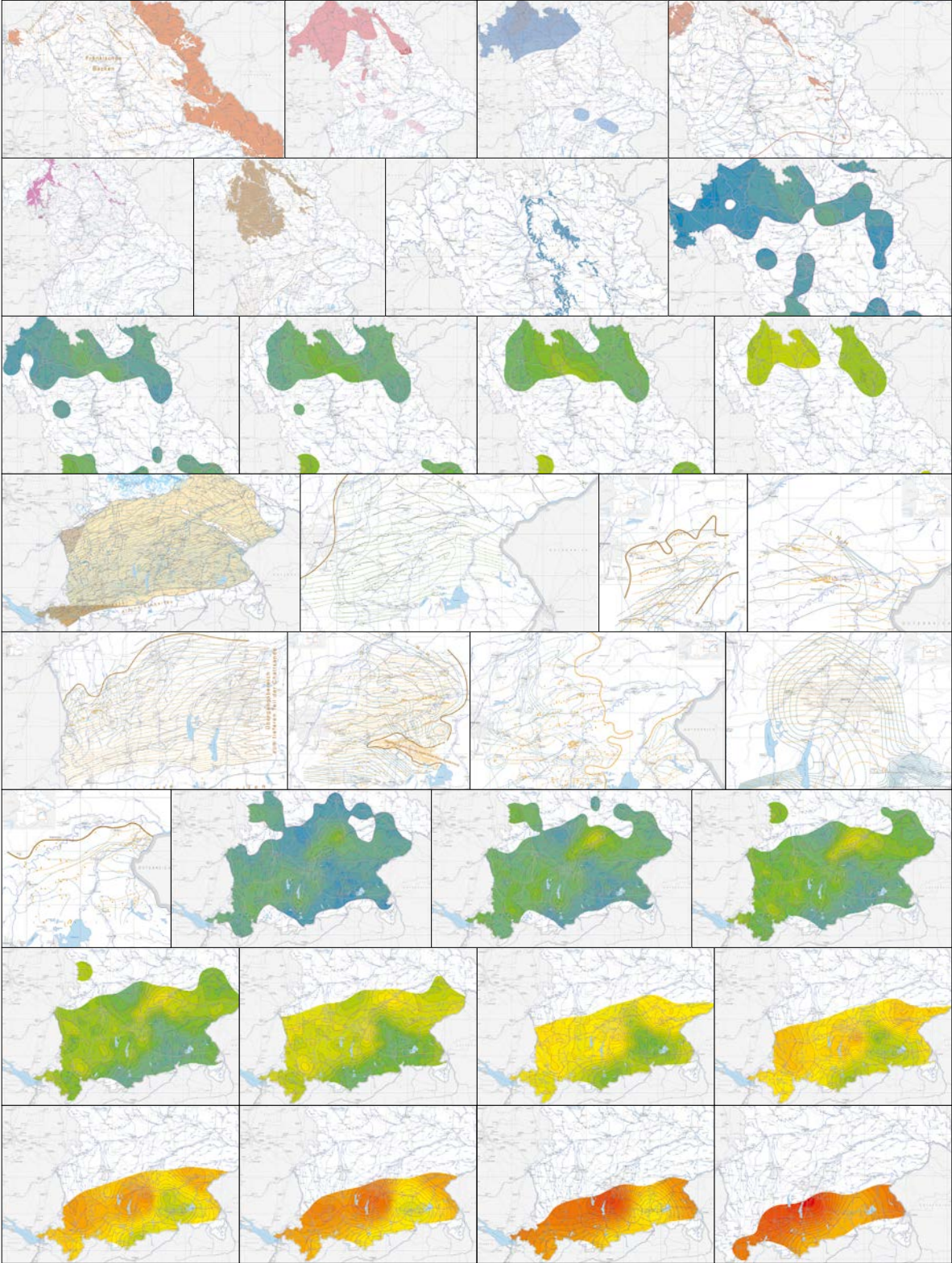
Zur Anzeige geologischer Untersuchungen und zur Übermittlung von Daten gemäß §§ 8-10 GeolDG sind nach § 14 GeolDG verpflichtet:

- wer selbst oder als Beauftragter eine geologische Untersuchung vornimmt,
- der Auftraggeber einer geologischen Untersuchung,
- der Rechtsnachfolger einer der genannten verpflichteten Personen,
- im Falle einer nachträglichen Übermittlung von nichtstaatlichen geologischen Fachdaten gemäß § 12 GeolDG: wer zum Zeitpunkt der Übermittlungsforderung Inhaber der geologischen Daten ist.

Die Anzeige oder Übermittlung der Daten durch einen Mitverpflichteten befreit die übrigen Verpflichteten von der Anzeigepflicht oder der Übermittlungspflicht.

Gemäß § 17 Abs. 1 kennzeichnen die nach § 14 Satz 1 verpflichteten Personen die zu übermittelnden Daten als Nachweisdaten nach § 8, als Fachdaten nach § 9 oder als Bewertungsdaten nach § 10. Gemäß § 17 Abs. 2 geben sie dabei auch an, ob Fachdaten zum Zweck einer gewerblichen Tätigkeit gewonnen wurden und ob und für welchen Zeitraum Beschränkungen für die öffentliche Bereitstellung nach den §§ 31 und 32 sowie nach spezialgesetzlichen Veröffentlichungsvorschriften bestehen könnten.

KARTENTEIL



Die Kartenwerke werden auf der Internetseite des StMWi als PDF-Dateien zum Herunterladen angeboten.

Nordbayern – Fränkisches Becken

- 1 Grundgebirge (Prä-Perm)
- 2 Rotliegend
- 3 Zechstein
- 4 Buntsandstein
- 5 Muschelkalk
- 6 Keuper-Sandstein
- 7 Doggersandstein

Temperaturverteilung in Nordbayern

- 8 250 m unter NHN
- 9 500 m unter NHN
- 10 750 m unter NHN
- 11 1000 m unter NHN
- 12 1500 m unter NHN

Südbayerisches Molassebecken

- 13 Malm
- 14 Kreide-Sandstein
- 15 Priabon-Basissandstein
- 16 Ampfinger Sandstein
- 17 Bausteinschichten
- 18 Chatt-Sande
- 19 Aquitan-Sande
- 20 Nantesbuch Sandstein
- 21 Burdigal-Sande

Temperaturverteilung in Südbayern

- 22 250 m unter NHN
- 23 500 m unter NHN
- 24 750 m unter NHN
- 25 1000 m unter NHN
- 26 1500 m unter NHN
- 27 2000 m unter NHN
- 28 2500 m unter NHN
- 29 3000 m unter NHN
- 30 3500 m unter NHN
- 31 4000 m unter NHN
- 32 4500 m unter NHN



BAYERN | DIREKT ist Ihr direkter Draht zur Bayerischen Staatsregierung.

Unter Telefon 089 122220 oder per E-Mail unter direkt@bayern.de erhalten Sie Informationsmaterial und Broschüren, Auskunft zu aktuellen Themen und Internetquellen sowie Hinweise zu Behörden, zuständigen Stellen und Ansprechpartnern bei der Bayerischen Staatsregierung.

Diese Druckschrift wird im Rahmen der Öffentlichkeitsarbeit der Bayerischen Staatsregierung herausgegeben. Sie darf weder von Parteien noch von Wahlwerbern oder Wahlhelfern im Zeitraum von fünf Monaten vor einer Wahl zum Zwecke der Wahlwerbung verwendet werden.

Dies gilt für Landtags-, Bundestags-, Kommunal- und Europawahlen. Missbräuchlich ist während dieser Zeit insbesondere die Verteilung auf Wahlveranstaltungen, an Informationsständen der Parteien sowie das Einlegen, Aufdrucken und Aufkleben von parteipolitischen Informationen oder Werbemitteln. Untersagt ist gleichfalls die Weitergabe an Dritte zum Zwecke der Wahlwerbung. Auch ohne zeitlichen Bezug zu einer bevorstehenden Wahl darf die Druckschrift nicht in einer Weise verwendet werden, die als Parteinahme der Staatsregierung zugunsten einzelner politischer Gruppen verstanden werden könnte. Den Parteien ist gestattet, die Druckschrift zur Unterrichtung ihrer eigenen Mitglieder zu verwenden.

Die Druckschrift wurde mit großer Sorgfalt zusammengestellt. Gewähr für die Richtigkeit und Vollständigkeit des Inhalts kann dessen ungeachtet nicht übernommen werden.



www.stmwi.bayern.de

Impressum

- Herausgeber: Bayerisches Staatsministerium für Wirtschaft, Landesentwicklung und Energie
Prinzregentenstraße 28 - 80538 München - Postanschrift 80525 München
Tel. 089 2162-0 - Fax 089 2162-2760 - info@stmwi.bayern.de
www.stmwi.bayern.de
- Inhaltliche Konzeption: Dr. Thomas Fritzer, Dr. Erik Settles, Dr. Klaus Dorsch - Bayerisches Geologisches Landesamt (ehem.)
- Aktualisierung: Dr. Thomas Fritzer - Bayerisches Landesamt für Umwelt
- Kartenerstellung: Dr. Erik Settles, Dr. Klaus Dorsch - Bayerisches Geologisches Landesamt
Dr. Thorsten Agemar - Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik
Tanja Wilferth, Matthias Balg, Stephan Sieblitz - Bayerisches Landesamt für Umwelt
- Fachliche Beratung: Dr.-Ing. Peter Seibt, Dr.-Ing. Frank Kabus - GTN Geothermie Neubrandenburg GmbH
Dr. Achim Schubert - Erdwerk GmbH, München
Univ.-Prof. Dr. Johann E. Goldbrunner - GEOTEAM, Graz/Austria
- Mitwirkung: Dr. Wolfgang Bauer, FAU (Kap. 1.2: Tiefe Geothermie)
Prof. Dr. Michael C. Drews, TUM-GTT (Kap. 1.5: Geologisches Risiko)
Dr. Joachim Wassermann, LMU/Erdbebendienst Bayern (Kap. 1.5: Seismisches Risiko)
Dr. Wolfgang Bauer, FAU (2.1: Geothermisches Potential des Fränkischen Beckens)
Dr. Thorsten Agemar, LIAG (Kap. 3.4)
Dr. Kai Zosseder et al., TUM-HYD (Kap. 3.5)
- Bildquelle: www.erdwaerme-gruenwald.de
Portrait Gotthardt/©Andreas Gebert (S. 4)
Geothermieanlage Riem, Heizwerk, SWM/Thomas Einberger (S. 112)
Heizwerk Freiham, SWM (S. 115)
- Gestaltung: Technisches Büro im StMWi
- Barrierefreiheit: Dieses Dokument erfüllt die Vorgaben gemäß BITV 2.0
- Stand: Februar 2024 (aktualisierte Version)



Bayerisches Staatsministerium für
Wirtschaft, Landesentwicklung und Energie
www.stmwi.bayern.de