



Bundesministerium
für Umwelt, Naturschutz
und Reaktorsicherheit

Tiefe Geothermie

Nutzungsmöglichkeiten in Deutschland



IMPRESSUM

- Herausgeber:** Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU)
Referat Öffentlichkeitsarbeit · 11055 Berlin
E-Mail: service@bmu.bund.de · Internet: www.bmu.de
- Autoren:** Ingrid Stober, Regierungspräsidium Freiburg, Abt. 5, Schwendistr. 12, 79102 Freiburg i. Br.
Thomas Fritzer, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Lazarettstraße 67, 80636 München
Karsten Obst, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern,
Goldbergerstr. 12, 18273 Güstrow
Rüdiger Schulz, Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, Stilleweg 2, 30655 Hannover
- Gestaltung:** design_idee, büro_für_gestaltung, Erfurt
Druck: Druckhaus Thomas Müntzer, Weimar
- Titelbild:** Geothermiekraftwerk Landau (Foto: I. Stober)
- Stand:** Januar 2010
2. akt. Auflage: 3.000 Exemplare

	Vorwort	4
1	Einführung	6
2	Grundlagen der tiefen Geothermie	7
	2.1 Einige Begriffsbestimmungen	7
	2.2 Thermophysikalische Eigenschaften	10
	2.3 Hydraulische Eigenschaften	11
	2.4 Untersuchungsmethoden zur Bestimmung geothermischer Parameter	13
3	Nutzungssysteme der tiefen Geothermie	15
	3.1 Hydrothermale Systeme mit niedriger Enthalpie: Aquifere	15
	3.1.1 Dublette	15
	3.1.2 Fündigkeit	17
	3.1.3 Bohrungsabstand	18
	3.1.4 Wirtschaftlichkeit	19
	3.1.5 Projektierung einer hydrothermalen Anlage	20
	3.2 Hydrothermale Systeme mit niedriger Enthalpie: Störungen	22
	3.3 Petrothermale Systeme: HDR-Technik	23
	3.3.1 Grundprinzip	23
	3.3.2 Voraussetzungen	24
	3.3.3 Vorerkundungen	26
	3.3.4 Langzeitverhalten	27
	3.3.5 Projektierung von HDR-Anlagen	28
	3.4 Petrothermale Systeme: Tiefe Erdwärmesonde	30
	3.5 Tunnel, Kavernen, Bergwerke	31
4	Für geothermische Nutzungen relevante Kenngrößen	32
	4.1 Thermophysikalische Parameter	33
	4.1.1 Temperatur T , Temperaturgradient $\text{grad } T$ (temperature, temperature gradient)	34
	4.1.2 Wärmestromdichte q (heat flow density)	35
	4.1.3 Wärmeleitfähigkeit λ (thermal conductivity)	35
	4.1.4 Gesteinsdichte ρ (rock density)	35
	4.1.5 Wärmekapazität c (heat capacity)	36
	4.2 Hydraulische Parameter	37
	4.2.1 Hydrostatischer Druck p_g (hydrostatic pressure)	38
	4.2.2 Permeabilität K , Durchlässigkeitsbeiwert k_f (permeability, hydraulic conductivity)	39
	4.2.3 Transmissivität T , Transmissibilität T^* (transmissivity, transmissibility)	40
	4.2.4 Porosität Φ (porosity)	41
	4.2.5 Speicherkoeffizient S , spezifischer Speicherkoeffizient S_s (storage coefficient)	41
	4.2.6 Produktivitätsindex PI , Injektivitätsindex II (production index, injection index)	42
	4.2.7 Weitere Parameter	43
	4.3 Physikalisch-chemische Fluideigenschaften	44
	4.3.1 Dichte des Fluids ρ_f (fluid density)	44
	4.3.2 Dynamische und kinematische Viskosität μ bzw. ν (dynamic / kinematic viscosity)	44
	4.3.3 Kompressibilität c (compressibility)	45
	4.3.4 pH -Wert	45
	4.3.5 E^H -Wert (Redoxpotential), p_e -Wert	45
	4.3.6 Elektrische Leitfähigkeit, Salinität (electric conductivity, salinity)	46
	4.3.7 Gelöste Stoffe in einem Fluid	46
	4.3.8 Gase, Gasgehalt eines Fluids	47
5	Testverfahren und Reservoirmodellierung	49
	5.1 Hydraulische Tests	49
	5.1.1 Einbohrlochverfahren	49
	5.1.2 Testprinzip	51
	5.1.3 Testverfahren	52
	5.2 Reservoirmodellierung	55
6	Gebiete für hydrogeothermische Nutzungen in Deutschland	57
	6.1 Nordost-Deutschland	58
	6.2 Oberrheingraben	62
	6.3 Süddeutsches Molassebecken	64
	6.3.1 Der westliche Teil des Beckens	64
	6.3.2 Der Obere Jura im bayerischen Teils des Molassebeckens	66
7	Literaturliste, Regelwerke, Quellen, Links	69
	7.1 Verwendete Literatur	69
	7.2 Verwendete Regelwerke	71
	7.3 Atlanten und Karten	72
	7.4 Links	73

Vorwort

Der Weltenergieverbrauch ist in den letzten 50 Jahren dramatisch angestiegen. In dieser Zeit hat die Weltbevölkerung beschleunigt zugenommen.

Für die nächsten 50 Jahre wird ein Anstieg des Energieverbrauchs auf das 3-fache prognostiziert, bei gleichzeitig starker Zunahme der Bevölkerung von 6 auf 10 Milliarden Menschen. Unsere bisher überwiegend genutzten fossilen bzw. nuklearen Energieträger – Kohle, Erdöl/ Erdgas, Kernkraft – werden auch bei Ressourcen schonendem Umgang mittelfristig aufgebraucht sein. Für eine zukunftsfähige, sichere und insbesondere emissionsarme Energieversorgung müssen daher verstärkt alternative und insbesondere regenerative Energien genutzt werden.



Gleichzeitig wird eine globale Klimaveränderung, insbesondere eine Erwärmung der Atmosphäre, beobachtet. Die durch die Verbrennung fossiler Energieträger entstehenden CO₂-Emissionen sind ganz wesentlich für die Verstärkung des Treibhauseffektes verantwortlich, der zu einem Anstieg der weltweiten Durchschnittstemperatur führt. Kraftwerke tragen erheblich zu diesen Emissionen bei. Der Betrieb von Stromerzeugungsanlagen aus Erneuerbaren Energien, wie der Fotovoltaik, Wasserkraft oder der Geothermie, ist dagegen völlig oder nahezu emissionsfrei. Die Bedeutung der Erneuerbaren Energien liegt somit nicht nur in der Schonung der natürlichen fossilen Ressourcen, sondern auch in einem sorgsamem Umgang mit der Umwelt und im Erreichen der dafür notwendigen Klimaschutzziele.

Die Bundesregierung hat anspruchsvolle Klimaschutzziele definiert und die Entwicklung einer zukunftsfähigen Energieversorgung unter Berücksichtigung der Belange der Wettbewerbsfähigkeit der deutschen Wirtschaft verabschiedet. Der Anteil der Erneuerbaren Energien soll neben der Versorgung mit elektrischem Strom insbeson-



dere auch im Wärmemarkt ausgebaut werden. Gezielt werden die Nutzung der Erneuerbaren Energien und die Energieeinsparung gefördert, beispielsweise durch das novellierte Erneuerbare-Energien-Gesetz (EEG), das neue Erneuerbare-Wärme-Gesetz, durch ein erweitertes Marktanreizprogramm für die Förderung der Erneuerbaren Energien im Wärmemarkt, durch Investitionsanreize oder durch einen Bohrkostenzuschuss für Projekte der Tiefen Geothermie. Energiepolitische Zielsetzung der Bundesregierung ist es, im Jahre 2020 mindestens 40 % des Stromverbrauchs und 14 % des Wärmeverbrauchs durch Erneuerbare Energien bereit zu stellen.

Neben der Nutzung von Wasserkraft, Biomasse, Solar- und Windenergie kommt hierbei auch der Nutzung der Erdwärme eine zunehmende Bedeutung zu. Der Geothermie-Markt wächst schnell, so dass derzeit ein Nebeneinander von professioneller Planung auf der einen und Informationsbedarf auf der anderen Seite besteht. Mit dieser Broschüre werden fachliche Hinweise und Handlungsempfehlungen für Investitionsentscheidungen zugunsten tiefengeothermischer Anwendungen gegeben. Die Broschüre stellt dafür verständlich physikalische und systemtechnische Grundlagen und Zusammenhänge dar. Damit wird ein nachhaltiger Beitrag zum Qualitätsmanagement bei Projekten der Tiefen Geothermie geleistet.

Es ist zu hoffen, dass diese Broschüre eine weite Verbreitung findet und weitere Betreiber und Investoren ermutigt, sich mit dieser faszinierenden Technologie auseinanderzusetzen.



Prof. Dr. Horst Rüter
Vize-Präsident
Geothermische Vereinigung – Bundesverband Geothermie e.V.



1 Einführung

Das Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) hat den „**Aufbau eines geothermischen Informationssystem für Deutschland (GeotIS)**“ gefördert. Das Projekt (Förderkennzeichen: 0327542) wurde unter der Federführung des Leibniz-Instituts für Angewandte Geophysik (LIAG) – ehemals Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA) – zusammen mit dem Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU), der Freien Universität Berlin (FU-Berlin), der Geothermie Neubrandenburg GmbH (GTN), dem Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie Niedersachsen (LBEG), dem Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern (LUNG) und dem Regierungspräsidium Freiburg des Landes Baden-Württemberg (RPF) durchgeführt. Im Rahmen dieses Projektes wurden vorhandene Datenbestände für hydrogeothermische Ressourcen in Deutschland erfasst und erweitert bzw. mit neu aufgebauten Datenbanken vernetzt. Ziel war die Entwicklung eines öffentlich nutzbaren Fachinformationssystems, welches potentiellen Interessenten für den Geothermiesektor den Zugang zu diesen Datenbanken über ein Internetportal ermöglicht (www.geotis.de). Das System wird mit Unterstützung des BMU weiter ausgebaut.

Der Personenkreis (PK) „Tiefe Geothermie“, der auf Veranlassung des Bund-Länder-Ausschusses Bodenforschung (BLA-GEO) über die Ad-hoc-AG Geologie zum Thema „Nutzung des tiefen geothermischen Potentials“ im Jahre 2005 eingerichtet wurde, hatte u. a. die Aufgaben, eine Arbeitshilfe für die Nutzung der geothermischen Energie aus dem tiefen Untergrund (PK TIEFE GEOTHERMIE 2007) zu erstellen sowie die für die jeweiligen geothermischen Nutzungen zu erfassenden wichtigen Daten bzw. Parameter zu definieren. Außerdem sollten die hierfür relevanten Untersuchungsmethoden und -verfahren skizziert werden (PK TIEFE GEOTHERMIE 2008). Beide Papiere sind auf der Homepage der Staatlichen Geologischen Dienste (<http://www.infogeo.de/dokumente>) veröffentlicht.

Der erste Teil der vorliegenden Broschüre (Kap. 2 – 5) basiert auf diesen Arbeiten. Sie gibt zunächst einen Überblick über Grundlagen, Verfahren, Daten und Planungsschritte für Projekte in der tiefen Geothermie. Danach werden die für die Nutzung eines geothermischen Systems relevanten geothermischen, hydraulischen und hydrochemischen Parameter sowie die darüber hinaus benötigten spezifischen Untergrunddaten erläutert und die jeweiligen Untersuchungsmethoden beschrieben. Den Abschluss der Broschüre (Kap. 6) bildet eine Übersicht über die hydrothermalen Nutzungsmöglichkeiten in ausgewählten Regionen Deutschlands.

2 Grundlagen der tiefen Geothermie

2.1 Einige Begriffsbestimmungen

Geothermische Energie ist die in Form von Wärme gespeicherte Energie unterhalb der Oberfläche der festen Erde (VDI-RICHTLINIE 4640). Synonyme sind **Erdwärme** oder auch Geothermie.

Erdwärme steht generell überall und jederzeit zur Verfügung. Bei sachgerechter Bewirtschaftung ist sie praktisch unerschöpflich. Zu einem geringeren Teil (~30 %) entstammt die Erdwärme der Gravitationswärme aus der Entstehung der Erde vor ca. 4,5 Mrd. Jahren. Der größere Teil (~70 %) ist auf den radioaktiven Zerfall von Uran-, Thorium- und Kaliumisotopen in der Erdkruste zurückzuführen. Die Temperatur steigt mit der Tiefe im Mittel um 3 K pro 100 m an. Diese Temperaturzunahme pro Teufenabschnitt wird als Temperaturgradient bzw. geothermischer Gradient bezeichnet und in mK/m gemessen, was umgangssprachlich der Angabe in °C pro km entspricht. Dieser Gradient wird durch den Wärmestrom aus der Tiefe an die Erdoberfläche verursacht. Die Wärmestromdichte beträgt in Deutschland durchschnittlich etwa 65 mW/m².

Die Temperaturverteilung im Untergrund ist nicht einheitlich. In Deutschland gibt es Gebiete, in denen der Temperaturgradient gegenüber dem Durchschnittswert wesentlich erhöht ist. In manchen Bereichen des Oberrheingrabens, im Gebiet von Bad Urach am Fuß der Schwäbischen Alb, bei Landshut in Bayern oder in einzelnen Bereichen im Norddeutschen Becken nimmt die Temperatur um 5 K, teilweise sogar über 10 K pro 100 m zu. In diesen Bereichen liegen so genannte positive Temperaturanomalien vor. Für die Nutzung der geothermischen Energie hat dies den Vorteil, dass die gewünschte Temperatur bereits in geringerer Tiefe erreicht wird und dadurch niedrigere Bohrkosten sowie geringere Investitionskosten anfallen.

Geothermische Systeme lassen sich unter verschiedenen Gesichtspunkten klassifizieren. Wenn man gleichzeitig die Tiefe der Wärmegewinnung und die Nutzungsart der geothermischen Energie berücksichtigen will, bietet sich die Unterteilung in oberflächennahe und tiefe Geothermie an (Abb. 1). Diese Unterscheidung ist auch deshalb sinnvoll, weil neben verschiedenen Techniken zur Energiegewinnung unterschiedliche geowissenschaftliche Parameter zur Beschreibung der Nutzungsarten erforderlich sind.

Grundlagen der tiefen Geothermie

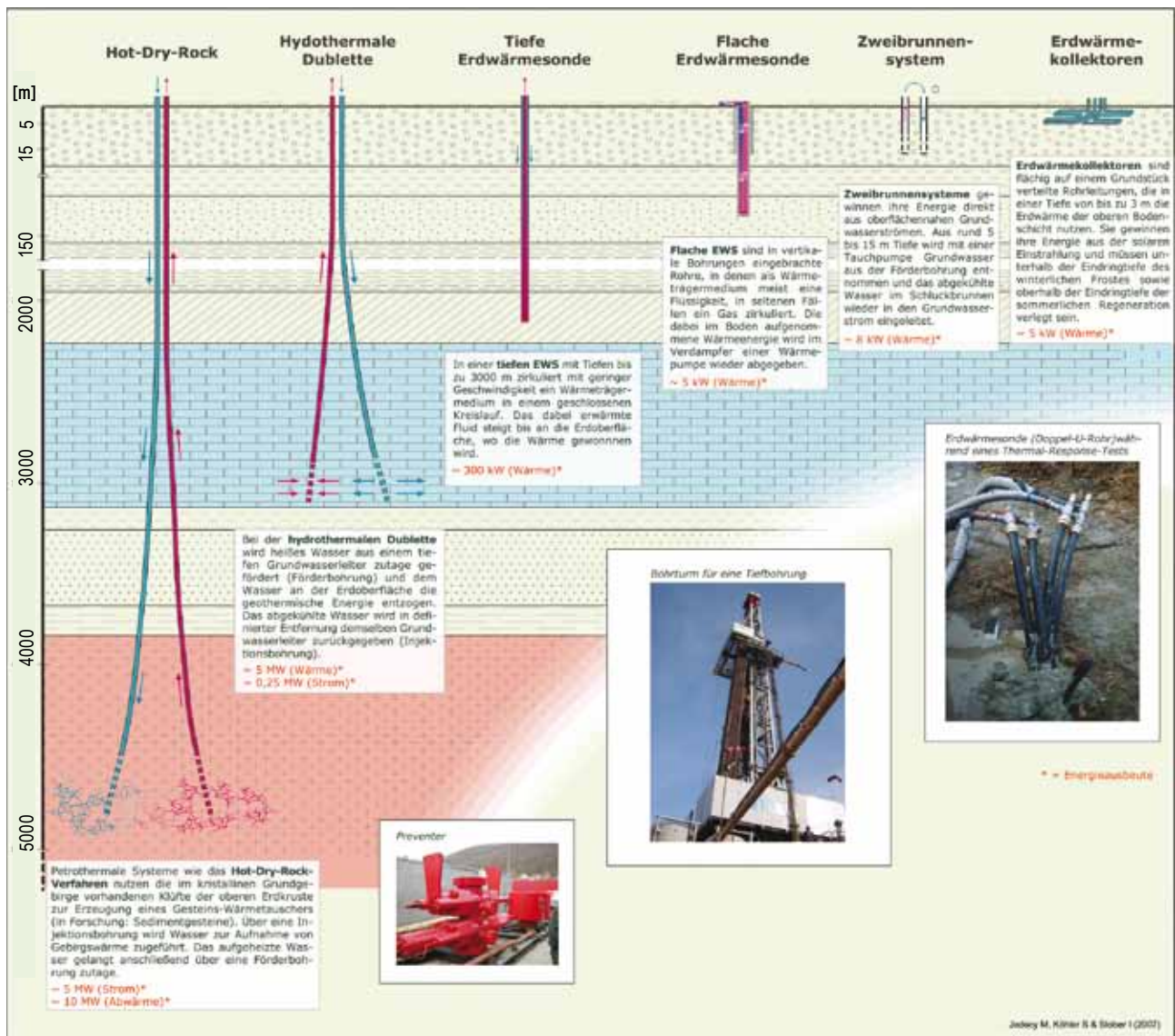


Abb. 1: Beispiele für unterschiedliche Nutzung der geothermischen Energie

Bei der **oberflächennahen Geothermie** wird die geothermische Energie dem oberflächennahen Bereich der Erde (meistens bis 150 m, max. bis 400 m Tiefe) entzogen, z. B. mit Erdwärmekollektoren, Erdwärmesonden, Grundwasserbohrungen oder Energiepfählen (vgl. VDI-RICHTLINIE 4640). Eine energetische Nutzung ist hier nur mit Wärmepumpen möglich. Direktheizungen im Niedrigsttemperaturbereich (z. B. Heizung von Weichen) über Heat-Pipes bspw. mit CO₂ als Wärmeträgermedium sind in der Entwicklung.

Die **tiefe Geothermie** umfasst Systeme, bei denen die geothermische Energie über Tiefbohrungen erschlossen wird und deren Energie direkt (d. h. ohne Niveauehebung) genutzt werden kann.

Nach dieser Definition beginnt die tiefe Geothermie bei einer Tiefe von mehr als 400 m und einer Temperatur über 20 °C. Allgemein üblich ist allerdings, von tiefer Geothermie (im eigentlichen Sinn) erst bei Tiefen über 1000 m und bei Temperaturen größer als 60 °C zu sprechen. Einen Sonderfall stellen Bereiche mit aufsteigenden Thermalwässern dar (z. B. Aachen, Baden-Baden, Wiesbaden).

Zur tiefen Geothermie gehören folgende Systeme, die durch die Enthalpie definiert werden. Dabei bezeichnet Enthalpie den Wärmeinhalt. Sie ist ein Maß für die Energie eines thermodynamischen Systems.

■ Hydrothermale Systeme mit niedriger Enthalpie:

Überwiegend Nutzung des im Untergrund vorhandenen Wassers; sie erfolgt meist direkt (ggf. über Wärmetauscher), zur Speisung von Nah- und Fernwärmenetzen, zur landwirtschaftlichen bzw. industriellen Nutzung oder für balneologische Zwecke; ab ca. 100 °C ist eine Verstromung möglich. Beispiele sind:

- ▶ Aquifere (Grundwasserleiter) mit heißem (> 100 °C), warmem (60–100 °C) oder thermalem (> 20 °C) Wasser (Abschnitt 3.1).
- ▶ Störungen bzw. Störungszonen im gleichen Temperaturbereich. Potenzial abgeschätzt (JUNG et al. 2002), Realisierung bisher für energetische Nutzung nicht erfolgt (Abschnitt 3.2).

■ Hydrothermale Systeme mit hoher Enthalpie:

Nutzung von Dampf- oder Zweiphasensystemen zur Stromerzeugung; in Deutschland nicht vorhanden.

■ Petrothermale Systeme:

Überwiegend Nutzung der im Gestein gespeicherten Energie. Beispiele für diese Nutzungssysteme sind:

- ▶ Hot-Dry-Rock-Systeme (HDR): Es handelt sich hierbei um eine Energiegewinnung aus dem Gestein selbst; sie ist also weitgehend unabhängig von Wasser führenden Strukturen. Das heiße Gestein (häufig das kristaline Grundgebirge) wird als Wärmetauscher genutzt. HDR-Systeme werden primär zur Stromerzeugung eingesetzt (Abschnitt 3.3).
- ▶ Tiefe Erdwärmesonden (EWS): Energienutzung aus einer beliebigen Gesteinsabfolge mit geschlossenem Kreislauf des Wärmeträgermediums in der Sonde; dient nur zur Wärmeversorgung (Abschnitt 3.4).

Ein weiterer Bereich der tiefen Geothermie ist die Nutzung der geothermischen Energie aus **Bergwerken, Kavernen, Tunneln** (Abschnitt 3.5) sowie die **Speicherung** von Energie in hydro- oder petrothermalen Systemen.

Zur Charakterisierung von Standorten für die Nutzung tiefer Geothermie sind Kenntnisse über die Eigenschaften des tiefen Untergrundes wichtig, von denen die wesentlichsten im Folgenden beschrieben werden. Ausführliche Informationen über die relevanten Parameter einschließlich ihrer Definition und Bestimmung sind den Abschnitten 4 und 5 zu entnehmen.

2.2 Thermophysikalische Eigenschaften

Zu den wichtigen thermischen Eigenschaften zählen die **Wärmeleitfähigkeit** λ [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$] und die spezifische **Wärmekapazität** c [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$]. Die Wärmeleitfähigkeit beschreibt das Vermögen eines Stoffes, thermische Energie in Form von Wärme zu transportieren. Die Wärmekapazität kennzeichnet sein Vermögen, Wärme zu speichern. Letzterer Parameter ist wichtig für die Charakterisierung transienter, d. h. zeitlich veränderlicher Prozesse.

Eine weitere wichtige Größe ist die **Wärmestromdichte** q [W m^{-2}], der Wärmestrom pro Fläche. Im Wärmestrom ist der Faktor Zeit integrativ enthalten. Die Wärmestromdichte entspricht dem Produkt aus der Wärmeleitfähigkeit λ und dem **Temperaturgradienten** $\text{grad } T$ [K m^{-1}] und ist durch die Fourierrechnung definiert, welche die konduktive Wärmeleitung beschreibt:

$$q = \lambda \cdot \text{grad } T \quad (1)$$

Die Wärmeleitfähigkeit λ schwankt im Festgestein zwischen 2 und 6 $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$, während die Wärmeleitfähigkeit von Wasser nur 0,598 $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ (bei 20 °C) beträgt. Hochdurchlässige Grundwasserleiter mit hoher Porosität besitzen daher eine niedrigere Wärmeleitfähigkeit als Aquifere mit geringerer Durchlässigkeit und Porosität. Die spezifische Wärmekapazität c liegt für Festgesteine zwischen 0,75 und 0,85 $\text{kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$; die Bandbreite ist somit sehr gering. Die spezifische Wärmekapazität von Wasser ist mit 4,187 $\text{kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ wesentlich größer. Das bedeutet, dass Wasser Wärme zwar schlechter leiten kann als Gestein, dafür aber diese wesentlich besser speichert.

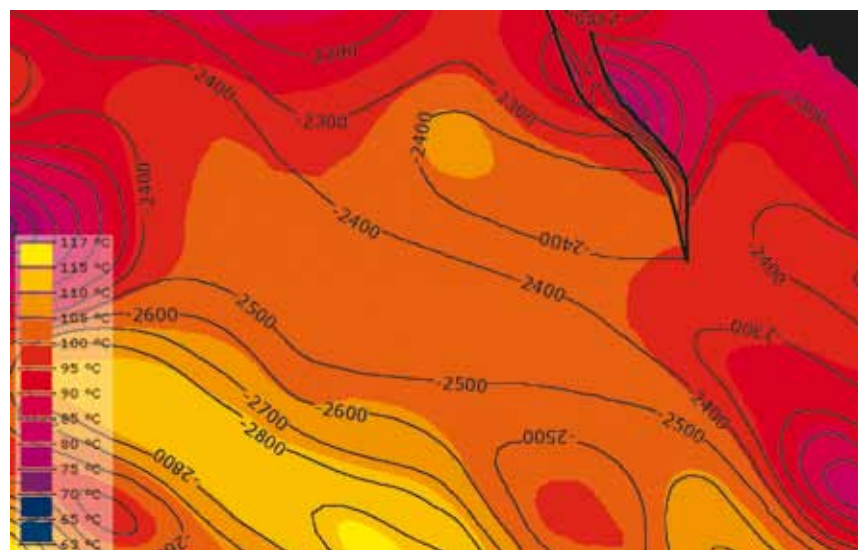


Abb. 2: Temperaturverteilung im Untergrund

2.3 Hydraulische Eigenschaften

Die **Permeabilität** und der **Durchlässigkeitsbeiwert** (hydraulische Leitfähigkeit) beschreiben die Durchlässigkeit eines Mediums gegenüber einer viskosen Flüssigkeit mit einer bestimmten Dichte, wobei sich die Permeabilität auf die Gesteinseigenschaften beschränkt und der Durchlässigkeitsbeiwert die Eigenschaften des – z. T. hoch mineralisierten und gasreichen – Wassers zusätzlich einbezieht. Der Durchlässigkeitsbeiwert k_f [m s^{-1}] gibt an, welcher Volumenstrom Q [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] bei einem hydraulischen Gradienten i [-] pro Fläche A [m^2] strömt:

$$k_f = \frac{Q}{i \cdot A} \quad (2)$$

Die Permeabilität K [m^2] steht mit dem Durchlässigkeitsbeiwert unter Berücksichtigung der physikalischen Eigenschaften des Wassers (Viskosität μ , Dichte ρ) in Beziehung:

$$k_f = K \cdot \left(\frac{\rho \cdot g}{\mu} \right) \quad (3)$$

wobei g die Erdbeschleunigung ist.

Der Durchlässigkeitsbeiwert ist von zentraler Bedeutung, wenn es um die Quantifizierung von Stoffflüssen im Untergrund geht. Er geht als Faktor in das **Darcy-Gesetz** ein (Gl. 2). Kennt man den durch den Grundwasserfluss erfassten Querschnitt, so lässt sich dadurch die Wassermenge pro Zeiteinheit Q [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] bestimmen. Das Darcy-Gesetz ist streng genommen nur im Bereich laminaren (linearen) Fließens gültig. Bei sehr geringen Durchlässigkeiten mit äußerst niedrigen hydraulischen Gradienten sowie bei sehr hohen Durchlässigkeiten mit extrem hohen Gradienten sind jeweils andere Fließgesetze gültig. Beide Extreme liegen jedoch bei hydrothermalen Nutzungen i. d. R. nicht vor.

Das Darcy-Gesetz ist Grundlage aller **hydraulischen Tests** in Bohrlöchern. Bei diesen Tests wird von der Förder- oder Injektionsrate und den beobachteten Gradienten (Wasserspiegel-Absenkung und -Anstieg, Druckauf- und -abbau) auf die Durchlässigkeit des Untergrundes geschlossen. Dabei ergibt sich jedoch nicht direkt die oben beschriebene Permeabilität oder der Durchlässigkeitsbeiwert, sondern man erhält primär einen integralen Wert über den Testhorizont (Aquifermächtigkeit H), die Profildurchlässigkeit oder auch **Transmissivität** T [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]. Nur wenn der Grundwasserleiter homogen und isotrop ist, kann der Durchlässigkeitskoeffizient direkt aus der Transmissivität errechnet werden:

$$T = k_f \cdot H \quad (4)$$



Abb. 3: Kavernöser Oberjura (Malm): Beispiel für einen sehr hoch durchlässigen Grundwasserleiter

Der **Hohlraumanteil** n [-] ist der Quotient aus dem Volumen aller Hohlräume eines Gesteinskörpers und dessen Gesamtvolumen. Er charakterisiert das Speichervermögen eines Aquifers und umfasst sowohl die Hohlräume bzw. Poren der Gesteinsmatrix als auch die durch Haarrisse entstandenen Hohlräume im Gestein bis hin zu Klüften und Kavernen (DIN 4049, Teil 3). Durchlässigkeit und Ergiebigkeit eines Gebirges werden maßgeblich vom Klufnetz und Kavernensystem bestimmt. Der durchflusswirksame Hohlraumanteil n_f [-] kennzeichnet den Bereich des Hohlraumanteils n , in dem Wasser frei beweglich ist und damit für eine Nutzung zur Verfügung steht (bspw. kein Haftwasser). Der durchflusswirksame Hohlraumanteil bietet Durchlässigkeit, ist jedoch nicht direkt in diese umsetzbar, da zusätzlich auch die Größe, Gestalt und Verbindung der Hohlräume entscheidend sind. Er kann aus Markierungsversuchen oder aus Pumpversuchen bestimmt werden (DVGW REGELWERKE W 109 und W 111).

Mit Hilfe von hydraulischen Tests kann neben der Transmissivität auch der **Speicherkoeffizient** S [-] ermittelt werden. Der Speicherkoeffizient ist ein Maß für die volumetrische Änderung des gespeicherten Wassers ΔV bei Änderung der Druckhöhe der Wassersäule Δh pro Oberfläche A :

$$S = \frac{\Delta V}{\Delta h \cdot A} \quad (5)$$

Der **spezifische Speicherkoeffizient** S_s [m^{-1}] bezieht sich nicht auf die Fläche, sondern auf das Volumen. Die Beziehung zwischen Speicherkoeffizient und spezifischem Speicherkoeffizient ist analog der Beziehung zwischen Transmissivität und Durchlässigkeitsbeiwert. Bei homogenen isotropen Grundwasserleitern gilt:

$$S = S_s \cdot H \quad (6)$$

2.4 Untersuchungsmethoden zur Bestimmung geothermischer Parameter

Zur Bestimmung der Durchlässigkeits- und Speichereigenschaften des Untergrundes werden in Bohrungen **hydraulische Tests** (Pumpversuche) durchgeführt (DVGW REGELWERK W 111). In der tiefen Geothermie stehen häufig im engeren Umkreis – vergleichbar der Erdöl-/Erdgasexploration in der ersten Phase der Erkundung – keine weiteren Beobachtungsbohrungen im Sinne eines Messnetzes zur Verfügung. Erst bei Fündigkeit wird eine zweite Bohrung abgeteuft. Durchführung und Auswertung hydraulischer Tests für geothermische Zwecke orientieren sich daher auch an Verfahren, wie sie bei Tests der Erdöl-/Erdgasindustrie Verwendung finden (z. B. Drill-Stem-Test, Slug- und Bailtest, Pump- oder Injektionsversuch). Eine ausführliche Beschreibung der Tests erfolgt im Abschnitt 5.1.

Die Auswertung hydraulischer Tests ist i. d. R. auf Wasserspiegel- oder Druckmessungen allein in der Produktionsbohrung beschränkt. **Brunnenspezifische Einflüsse**, wie Brunnenspeicherung oder Skin-Effekt, sind daher zu berücksichtigen. Je länger ein hydraulischer Test dauert, desto größer ist i. d. R. der vom Drucksignal erfasste Raum im Untergrund, die Brunnenspeicherung ist dann nicht mehr wirksam. Die hydraulischen Parameter charakterisieren ein vom bohrlochnahen Bereich unbeeinflusstes Gebirge. Zusätzliche Störeffekte in größerer Entfernung, wie Störungszonen (hydraulisch wirksame Ränder), können erkannt werden. Häufig wird der Produktionshorizont unter Einsatz von Packern separat untersucht. Für die Auswertung der unterschiedlichen hydraulischen Tests existiert eine Vielzahl von Auswerteverfahren und -programmen, mit denen die verschiedenen Anfangs- und Randbedingungen berücksichtigt und die unterschiedlichen Aquifermodelle erkannt und beurteilt werden können (STOBER 1986).

Weitere Anhaltspunkte zur Bestimmung der hydraulischen Eigenschaften des Nutzhorizontes können diverse **bohrlochgeophysikalische Verfahren** liefern. In diesem Zusammenhang wird auf das DVGW REGELWERK W 110 hingewiesen.

Die folgenden bohrlochgeophysikalischen Messverfahren stellen ein Mindestmaß für geothermische Fragestellungen dar:

- **Temperatur-Log**, ermittelt die Temperatur in der Bohrlochflüssigkeit. Wegen der Störung der Temperatur durch den Bohrvorgang sollte zur Bestimmung der ungestörten Gebirgstemperatur die Messung möglichst mehrfach oder erst nach längerer Stillstandzeit erfolgen. Änderungen im Gradienten können auf Wasserzu- bzw. -abflüsse hinweisen.
- **Gamma-Ray-Log**, misst die natürliche Gammastrahlung, die vom besonders in Tonmineralen häufig vorkommenden Kalium mit dem radioaktiven ^{40}K -Isotop sowie den Isotopen der Uran- und Thorium-Reihen stammt.
- **Kaliber-Log**, erfasst mit ausfahrbaren Messarmen den Querschnitt einer Bohrung. Es zeigt Ausbruchzonen an.
- **Dichte-Log**, benutzt eine aktive Gammastrahlungsquelle. Die dadurch sekundär erzeugten Gammastrahlen sind ein Maß für die Gesteinsdichte.
- **Akustik- oder Sonic-Log**, misst die Ausbreitungsgeschwindigkeiten seismischer Wellen im Gestein, die von Material, Klüftigkeit und Porosität abhängen. Hiermit können kontinuierliche Porositätsprofile (Log des Hohlraumanteils) ermittelt werden.

Darüber hinaus gibt es wichtige Verfahren, die je nach Fragestellung eingesetzt werden können oder müssen, wie z. B. zur Bestimmung von Wasserzutritten in Bohrungen (**Flowmeter**), Güte der Verrohrungszementierung (CBL) sowie weitere Verfahren, die in dem oben genannten DVGW REGELWERK W 110 zu finden sind.

Die Größe des Durchlässigkeitsbeiwerts wird maßgeblich von Dichte und Viskosität des Wassers beeinflusst. Die physikalischen Eigenschaften von Wasser sind wiederum vom Gesamtlösungsinhalt (TDS), vom Druck und von der Temperatur abhängig (Abschnitt 4.3.7). In der Erdöl- und Erdgasbranche werden daher zur quantitativen Beschreibung einer Lagerstätte anstelle von Durchlässigkeitsbeiwert bzw. Transmissivität und Speicherkoeffizient die fluidunabhängigen Parameter Permeabilität und Porosität benutzt.

Diese beiden Parameter werden in der Erdöl-/Erdgasindustrie häufig nur an **Bohrproben im Labor** bestimmt; sie werden als „**Poro-Perm-Daten**“ bezeichnet (Abschnitt 4.2). Ein Zusammenhang zwischen Porosität und Permeabilität kann empirisch spezifisch für eine Lithologie ermittelt werden. Die im Labor ermittelten Parameter beziehen sich jedoch ausschließlich auf die Gesteinsmatrix. Durchlässigkeit und Ergiebigkeit eines Gebirges werden allerdings maßgeblich vom Klufnetz und Kavernensystem bestimmt und können daher um mehrere Größenordnungen höher liegen.

In der Anwendung interessiert letztendlich die Ergiebigkeit einer Bohrung. Als Kennwert hierfür wird häufig die gegenüber Transmissivität oder Transmissibilität vereinfachte Größe des **Produktivitätsindex** PI [$\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{MPa}^{-1}$] gewählt. Er beschreibt die Förderrate Q [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] in Abhängigkeit von der Druckabsenkung Δp [Pa] und kann streng genommen nur bei stationären Verhältnissen bestimmt werden (Abschnitt 4.2.6). In jedem Fall sind sehr lang dauernde Fördertests notwendig. Im Unterschied zur Transmissivität enthält der Produktivitätsindex auch die brunnenspezifischen Eigenschaften; er ist somit kein reiner Aquiferparameter.

Je nachdem, welche Untersuchungsmethoden gewählt werden, liegen unterschiedliche Durchlässigkeitsparameter (k , k_f , T , T^* , PI), Speicherparameter (n , n_f , S , S_s, \dots) oder Transporteigenschaften des Untergrundes vor bzw. können aus den entsprechenden Untersuchungen ermittelt werden. Nicht jeder Test liefert dieselben Parameter in derselben Genauigkeit. Für eine Validierung sollten daher die Testergebnisse zusammen mit den jeweiligen Testbedingungen und den verwendeten Auswerteverfahren berücksichtigt werden (Abschnitt 5.1).

3 Nutzungssysteme der tiefen Geothermie

3.1 Hydrothermale Systeme mit niedriger Enthalpie: Aquifere

3.1.1 Dublette

Bei der hydrothermalen Nutzung wird Wasser aus tiefen Grundwasserleitern (Aquifere) gefördert; über einen Wärmetauscher wird diesem die Wärme entzogen. Das abgekühlte Wasser könnte im Prinzip bei geringer Mineralisation über Tage (Abwassersystem, Vorfluter) abgeleitet werden. Meistens muss aber das abgekühlte Wasser zur Erneuerung (Recharge) oder aus entsorgungstechnischen Gründen in denselben Aquifer in einer bestimmten Entfernung zur Entnahmebohrung zurückgegeben (injiziert) werden. Ein derartiges System (Abb. 4) besteht aus einer Förder- und einer Injektionsbohrung (**Dublette**). Grundsätzlich ist eine Kombination von mehreren Förder- und Injektionsbohrungen möglich.

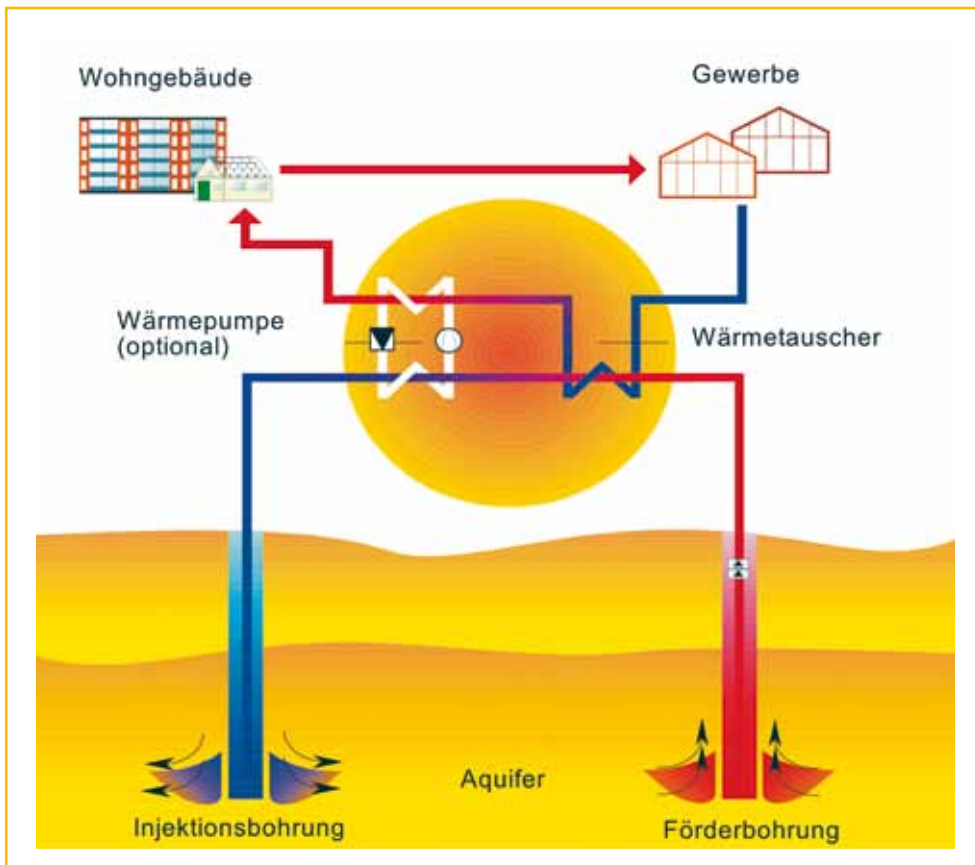


Abb. 4: Schema für eine Dublette bei einer hydrothermalen Nutzung

Für diese Nutzungsart kommen Aquifere in Frage, die hohe Durchlässigkeiten aufweisen. Der entscheidende Parameter neben der Temperatur des Aquifers ist die Ergiebigkeit, d. h. die zu erzielende Förderrate bei einer noch (wirtschaftlich und technisch) zu vertretenden Absenkung (Druckentlastung). Dieser Parameter lässt sich als Produktivitätsindex (vgl. Abschnitt 4.2.6) definieren, der i. d. R. für Bohrungen nicht direkt bestimmt wird und der flächenhaft nur indirekt aus weiteren in Abschnitt 4.2 beschriebenen Aquifereigenschaften abgeleitet werden kann.

Da Tiefenwässer häufig eine hohe Mineralisation und hohe Gasgehalte aufweisen, ist die Reinjektion auch aus entsorgungstechnischen Gründen notwendig. Aus hydrogeologischer Sicht ist es problematisch, wenn die Injektion nicht in denselben Aquifer erfolgt, aus dem produziert wird (fehlende Recharge, potentielle Ausfällungen).

Das klassische System einer Dublette besteht aus zwei Vertikalbohrungen in entsprechender Entfernung. Heute werden die Förder- und Injektionsbohrung häufig von einem Bohrplatz aus abgeteuft, wobei der Nutzhorizont durch abgelenkte Bohrungen erschlossen wird (Abb. 4). Die hydraulische Anbindung an den Aquifer ist dabei günstiger als bei Vertikalbohrungen. Die übertägige Anlage benötigt zudem weniger Platz. Alle technischen Einrichtungen können an einem Ort installiert werden, lange übertägige Verbindungsleitungen werden vermieden.

Die Technik der hydrothermalen Nutzung mittels Dubletten ist weitgehend ausgereift. Besonders in Frankreich, aber auch in Italien, Polen, Österreich oder Deutschland (z. B. Neustadt-Glewe, Waren, Neubrandenburg) existieren bereits seit einigen Jahren, teilweise seit Jahrzehnten hydrothermale Anlagen. Das geförderte und nach

der Abkühlung wieder injizierte Wasser zirkuliert übertägig in einem geschlossenen Kreislauf, der oft unter Druck gehalten werden muss, um Ausfällungen von Mineralen aus dem hoch salinaren Wasser zu verhindern. Das mit Hilfe einer Tauchpumpe an die Oberfläche geförderte Thermalwasser wird über einen Wärmetauscher geleitet, und die gewonnene Wärme in einen sekundären Kreislauf, beispielsweise in ein Fernwärmenetz, eingespeist.

Bei Temperaturen über 100 °C kann mittels zusätzlicher Technologien, wie z. B. einer ORC-Anlage (Organic Rankine Cycle) oder einer Kalina-Anlage (Wasser-Ammoniak-Mischung als Arbeitsmedium), **Strom** produziert werden. Längere praktische Erfahrungen liegen jedoch nur für ORC-Anlagen vor (Abb. 5). Mit einer solchen Technologie wird seit 2003 in Neustadt-Glewe erfolgreich gearbeitet. Eine weitere Anlage ist in Landau in der Pfalz installiert; eine Kalina-Anlage kommt in Unterhaching bei München zum Einsatz.

Ein Sonderfall der hydrothermalen Geothermienutzung ist die **balneologische Anwendung** von Tiefenwässern in Thermalbädern. Dafür reicht eine einzelne (Produktions-)Bohrung aus.

Abb. 5: ORC-Anlage (Ausschnitt)



3.1.2 Fündigkeit

Das Fündigkeitsrisiko bei geothermischen Bohrungen ist das Risiko, ein geothermisches Reservoir mit einer (oder mehreren) Bohrung(en) in nicht ausreichender Quantität oder Qualität zu erschließen.

Die Quantität wird dabei über die thermische Leistung, die mit Hilfe einer Bohrung erreicht werden kann, definiert. Diese Leistung P ist proportional zur Förderrate Q und der Temperatur T :

$$P \sim Q \cdot T$$

(7)

Unter Qualität versteht man im Wesentlichen die Zusammensetzung (Chemismus) des Wassers (Abschnitt 4.3). Es könnten Bestandteile im Wasser auftreten (Gase, Salinität o. ä.), die eine geothermische Nutzung ausschließen oder erschweren. Allerdings galten alle bisher bei geothermischen Bohrungen in Deutschland angetroffenen Wässer hinsichtlich ihrer Zusammensetzung für geothermische Nutzung, zwar mit unterschiedlichem technischen Aufwand, als beherrschbar. Somit gilt eine Geothermiebohrung als fündig,



Abb. 6 (li.): Geklüfteter Buntsandstein: Beispiel für einen Kluftaquifer

Abb. 7 (re.): Verkarsteter, geklüfteter Muschelkalk: Beispiel für einen Karstaquifer

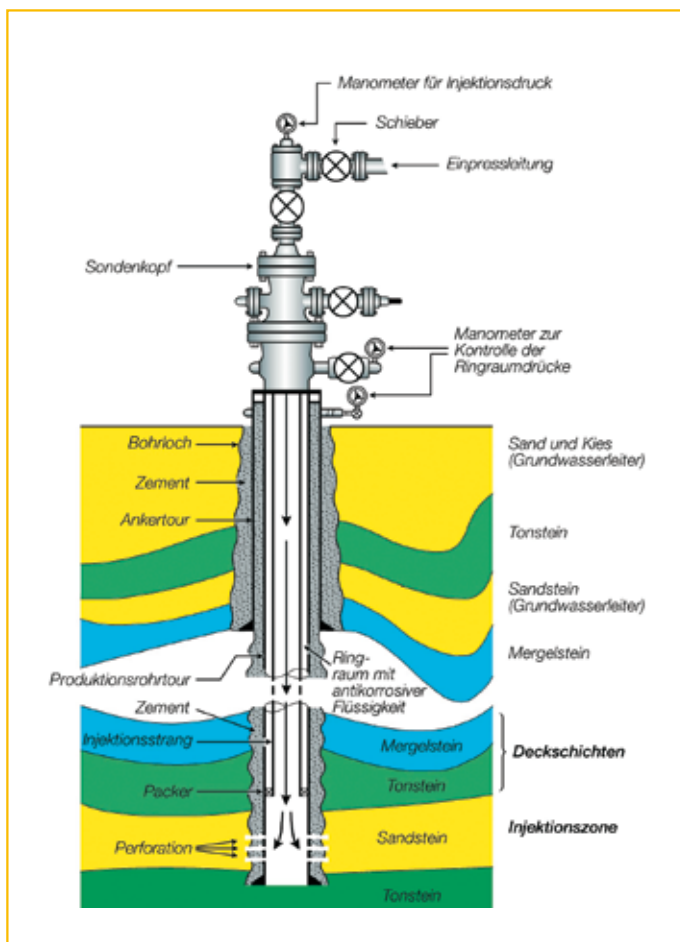
- wenn die Thermalwasser-Schüttung mehr als eine Mindestförderrate Q bei einer max. Absenkung Δs erreicht und
- wenn eine Mindesttemperatur T erreicht wird.

Die Angaben zur Mindestförderrate und -temperatur ergeben sich in der Regel aus den Wirtschaftlichkeitsüberlegungen des Betreibers.

In Festgesteins-Grundwasserleitern beruht die Durchlässigkeit und damit die Ergiebigkeit des Aquifers auf dem Vorhandensein von offenen Klüften oder Kavernen, auf einer ausreichenden durchflusswirksamen Porosität sowie auf anderen makroskopischen Hohlräumen, wie sie u. a. in Störungszonen angetroffen werden können. Aquifere können je nach Art ihres überwiegenden Hohlraumanteils in drei Grundtypen unterscheiden werden: porös, klüftig und karstig (Abb. 3, 6, 7).

Wird die erwartete Durchlässigkeit bei der Erschließung zunächst nicht angetroffen, sind **Ertüchtigungsmaßnahmen** erforderlich. Zu diesen Maßnahmen gehören beispielsweise das Säuern bei karbonatischem Gestein oder das hydraulische Stimulieren (hydraulic fracturing) ggf. in Kombination mit einer Säuerung. In Anlehnung an Erfahrungen aus der Erdölindustrie können zur Steigerung der Ergiebigkeit auch Ablenkbohrungen im Nutzhorizont durchgeführt werden.

Abb. 8: Schema einer Injektionsbohrung (geändert nach OWENS 1975)



3.1.3 Bohrungsabstand

Bei hydrothermalen Nutzungen darf es zu keinem **hydraulischen oder thermischen „Kurzschluss“** zwischen Förder- und Injektionsbohrung kommen. Hydraulische Verbindungen zu anderen Grundwasserstockwerken sind durch entsprechende Abdichtungen auszuschließen; Abb. 8 zeigt ein entsprechendes Schema für eine Injektionsbohrung.

Der Abstand zwischen Injektions- und Förderbohrung muss so groß sein, dass innerhalb des vorgesehenen Bewirtschaftungszeitraums (etwa 30 Jahre) keine nachteiligen Temperaturerniedrigungen in der Förderbohrung infolge der Einleitung des abgekühlten Wassers in den Nutzhorizont über die Injektionsbohrung auftreten können. Bestimmte Mindestabstände zwischen den beiden Bohrungen im Aquifer müssen daher eingehalten werden. Allerdings darf der Abstand auch nicht zu groß sein, damit eine hydraulische Verbindung der beiden Bohrungen und somit eine dauerhafte Ergiebigkeit der Förderbohrung gewährleistet ist.

Mit Hilfe von numerischen Modellen wird versucht, den Abstand zwischen Förder- und Injektionsbohrung zu optimieren. Diese Berechnungen sind auch für die Bemessung von **Bewilligungsfeldern** erforderlich (SCHULZ 2004). Aufgrund beschränkt vorhandener Daten und numerischer Modellannahmen können die Untergrundverhältnisse jedoch nur sehr stark vereinfacht beschrieben werden.

3.1.4 Wirtschaftlichkeit

Aussagen über Effizienz, Dauerhaftigkeit und Wirtschaftlichkeit der Anlage sind entscheidend von den hydraulischen und thermischen Eigenschaften des Nutzhorizontes sowie der Zusammensetzung des Wassers abhängig. Diese Eigenschaften müssen vorab bestmöglich erkundet werden. Angaben zu den gewählten Untersuchungs- und Auswerteverfahren sind detailliert festzuhalten. Die Entscheidung über die Wirtschaftlichkeit geothermischer Anlagen trifft aber letztendlich der Betreiber/Investor aufgrund betriebswirtschaftlicher Überlegungen. Dabei hat die Abnehmerstruktur eine hohe Priorität.

Standorte mit erhöhten Temperaturgradienten (Temperaturanomalien) können zu Kostenersparnissen infolge geringerer Bohrtiefen führen. Allerdings muss immer die zu erzielende Förderrate berücksichtigt werden. Wegen der durchschnittlichen Temperaturverhältnisse im Untergrund von Deutschland kann die geothermische Energienutzung vor allem den Wärmemarkt beliefern. Für den wirtschaftlichen Betrieb einer geothermischen Heizanlage ist es erstrebenswert, die Wärme möglichst ganzjährig zu nutzen (z. B. Nah- oder Fernwärmenetz, Trocknungsanlage, Bereitstellung von Kühlleistung). Dabei ist die Nutzung der Wärme hintereinander auf verschiedenen Temperaturniveaus (Kaskadenprinzip) aus ökonomischer und ökologischer Sicht anzustreben, beispielsweise in der Kombination Fernwärme (90–60 °C), Gewächshäuser (60–30 °C) und Fischzucht (unter 30 °C).

Erst bei Temperaturen oberhalb von 100 °C ist mit entsprechender Technologie die Erzeugung von Strom möglich; von wirtschaftlicher Bedeutung sind jedoch erst Temperaturen über 120 °C. Je höher das erzielte Temperaturniveau ist, umso besser ist der Wirkungsgrad bei der Stromerzeugung. Auch bei dieser Technik ist die (Rest-)Wärme (meist um 90 °C) aus ökologischer und ökonomischer Sicht zu vermarkten. Analoge Überlegungen gelten für die Nutzung bei petrothermalen Systemen (Abschnitt 3.4).



Abb. 9: Arbeiten am Bohrlochkopf

3.1.5 Projektierung einer hydrothermalen Anlage

In der nachstehenden Checkliste sind die wichtigsten Arbeitsschritte, die bei einer geplanten hydrothermalen Erschließung abzuarbeiten sind, stichwortartig zusammengestellt.

I. Stufe: Vorstudie

1. Zielstellung
2. Geowissenschaftliche Grundlagen
 - Datenlage (Übersicht über Daten; insbesondere Seismik-Profile und Bohrungen, hydraulische Tests, Temperaturangaben)
 - Geologischer Aufbau (geologische Schnitte durch das Untersuchungsgebiet, Interpretation seismischer Profile)
 - Tiefenlage und Mächtigkeit der Wasser führenden Horizonte
 - Erste Abschätzung der Temperatur potentieller Nutzhorizonte
 - Durchlässigkeiten, mögliche Förderraten
 - Hydrochemie
 - Übersicht über die Bergrechte, bergrechtliche Erlaubnis
3. Energetische Nutzung
 - Geplante / Vorhandene Wärmeversorgung (Angabe der Gemeinde bzw. des lokalen Energieversorgers: wie viel muss/kann die Geothermie zur Wärmeversorgung beitragen)
 - Stromerzeugung (optional, falls gewünscht)
4. Technisches Grobkonzept der Geothermieanlage
 - Erschließungsvarianten (Dublette, Entfernung der Bohrungen, Ablenkungen)
 - Ausbau der Bohrungen (als Grundlage für eine Kostenschätzung)
 - Übertageanlagen
5. Kostenschätzung

II. Stufe: Machbarkeitsstudie

1. – 4. der Vorstudie als Feinkonzept; Festlegung der zu planenden Varianten
5. Investitionskosten
 - Exploration
 - Untertageanlage
 - Übertageanlage
6. Wirtschaftlichkeit
 - Betriebskosten
 - Ausgaben und Erlöse
 - Wirtschaftlichkeitsberechnung
7. Risikoanalyse, Fündigkeitsrisiko, etc.
8. Ökologische Bilanz
9. Projektablaufplanung

III. Stufe: Exploration

1. Beauftragung eines Planungsbüros/Projektmanagements
2. Beantragung eines Erlaubnisfeldes bei der Bergbehörde
3. Geophysikalische Exploration, falls erforderlich
4. Bohrkonzepion (unter Berücksichtigung von Vorgaben der Bergbehörde)
5. Ausschreibung der ersten Bohrung, Aufstellen eines Betriebsplanes
6. Durchführung der Bohrung einschließlich Tests
7. Ggf. Stimulationsmaßnahmen
8. Entscheidung über Fündigkeit

IV. Stufe: Erschließung

1. Ausschreibung der zweiten Bohrung, Aufstellen eines Betriebsplanes
2. Durchführung der Bohrung einschließlich Tests
3. Ggf. Stimulationsmaßnahmen
4. Errichtung der Übertageanlagen (kann ggf. parallel zu 1 – 3 passieren)
5. Beantragung eines Bewilligungsfeldes bei der Bergbehörde
6. Produktion

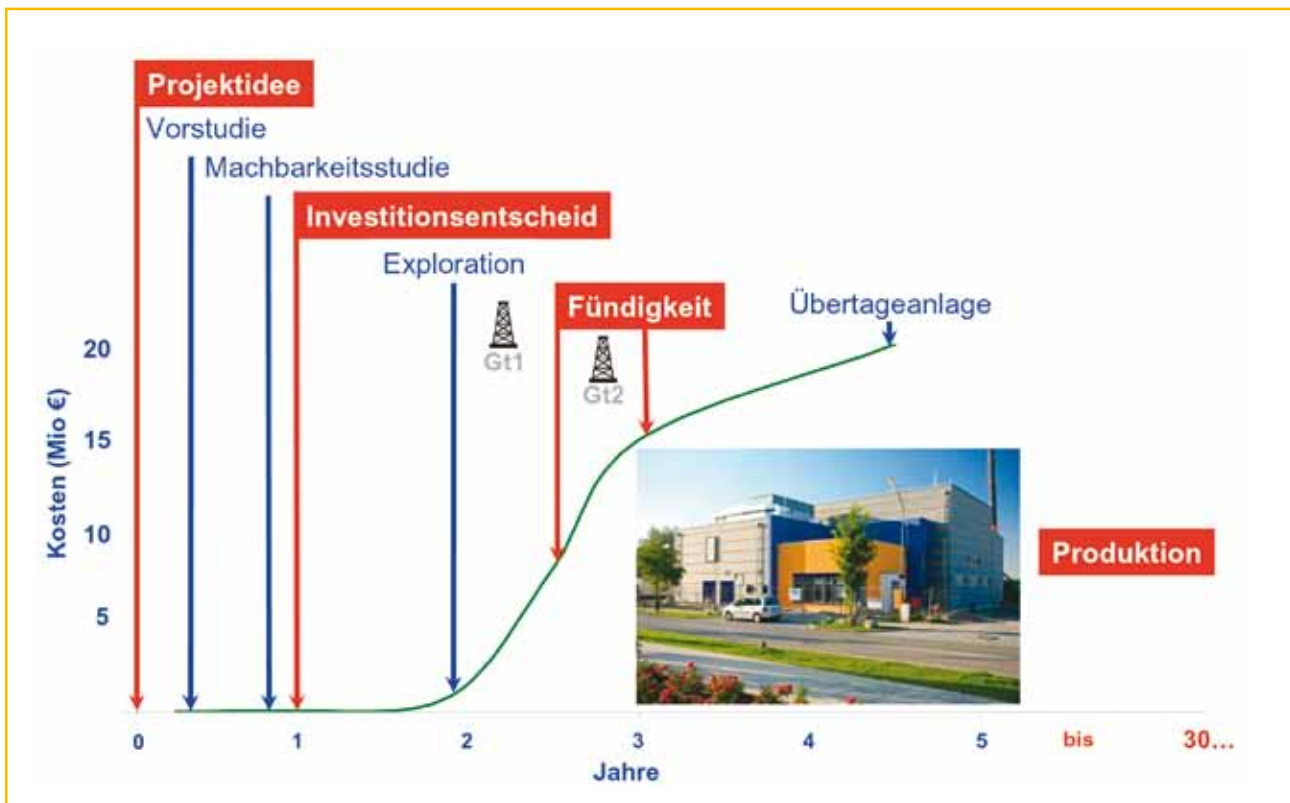


Abb. 10: Etappen eines Geothermieprojektes: Zeitlicher Ablauf im Vergleich zu den benötigten Investitionen (grüne Kurve); die Höhe der Investitionen kann je nach Projekt stark schwanken.

3.2 Hydrothermale Systeme mit niedriger Enthalpie: Störungen

In der Nutzung von Störungszonen (Abb. 11) als geothermisches Reservoir besteht derzeit noch wenig Erfahrung. Ihnen wird ein großes Potenzial zugerechnet (JUNG et al. 2002), weil sie natürliche Wasserwegsamkeiten darstellen können, die in große Tiefen reichen. Störungszonen können auch Aquifere in unterschiedlichen Tiefenlagen miteinander verbinden. Abhängig vom Störungstyp, d. h. der Entstehung der Störung, den rezenten Spannungsverhältnissen, aber auch den geochemischen Prozessen, können diese Strukturen sehr gut bis nicht durchlässig sein. Unsicherheiten bezüglich ihrer hydraulischen Eigenschaften einzugrenzen, eröffnet einen Forschungsbereich, der erst die Voraussetzung dafür schaffen muss, diesen Reservoirtyp planbar zu machen.



Die Wahrscheinlichkeit, dass Klüfte Fluide führen, wird derzeit bei geologisch jungen Strukturen höher eingestuft als bei älteren Strukturen, welche häufiger durch Ausfällungen wieder verheilt sind. Zum jetzigen Zeitpunkt wird jedoch darauf verzichtet, spezielle Parameter zu definieren.

Die technische Realisierung für eine energetische Nutzung ist meistens aufwendig und sehr stark von den geologischen Verhältnissen abhängig. Bei den natürlichen Thermalwasseraustritten, die über Bohrungen bzw. Brunnen gefasst sind und zu balneologischen Zwecken genutzt werden, handelt es sich z. T. um Tiefenwässer, die auf solchen Störungszonen bis oder nahe zur Erdoberfläche aufsteigen und dort genutzt werden.

Abb. 11: Beispiel für eine Störungszone im Grundgebirge

3.3 Petrothermale Systeme: HDR-Technik

3.3.1 Grundprinzip

Bei petrothermalen Systemen erfolgt die Gewinnung der geothermischen Energie aus dem tieferen Untergrund unabhängig von Wasser führenden Horizonten. Im Wesentlichen wird die im heißen, gering durchlässigen Gestein (hot dry rock – HDR) gespeicherte Energie genutzt. Neben dem klassischen Begriff Hot Dry Rock werden auch die Begriffe Deep Heat Mining, Hot Wet Rock, Hot Fractured Rock oder Stimulated Geothermal System verwendet. Der umfassende Begriff ist Enhanced Geothermal Systems (EGS), der aber auch stimulierte hydrothermale Systeme beinhaltet. Im Folgenden wird das klassische HDR-Verfahren beschrieben, das Hochtemperatur-Nutzungen mit Temperaturen von mehr als 150–200 °C sowie Tiefen von mehr als 3.000 m zum Ziel hat (Abb. 12). Zielhorizont ist meistens das kristalline Grundgebirge. Inwieweit dichte Sedimentgesteine mit der HDR-Technik genutzt werden können, ist Gegenstand der Forschung und von Pilotprojekten.

Nach derzeitigem Kenntnisstand ist das kristalline Grundgebirge der oberen Erdkruste geklüftet. Die Klüfte sind z. T. geöffnet, mit hoch mineralisiertem Wasser gefüllt und miteinander durch ein Kluftnetz verbunden, so dass grundsätzlich eine Wasserzirkulation möglich ist. Das kristalline Grundgebirge verhält sich also wie ein Aquifer mit (sehr) geringen Durchlässigkeiten. Nach Abteufen einer Bohrung wird durch das Einpressen von Wasser das natürlich vorhandene Kluftsystem geweitet oder neue Klüfte (**fracs**) geschaffen. Die natürliche Permeabilität wird erhöht und zusätzliche und bessere Wasserwegsamkeiten werden geschaffen; das Gebirge wird sozusagen „stimuliert“ (**Stimulation**). Um die notwendigen Durchflussraten und Temperaturen dauerhaft zu erzielen, muss das Riss-System eine Mindestgröße für die Wärmeaustauschfläche aufweisen. Mit der zweiten Bohrung muss der stimulierte Bereich durchteuft werden. Durch diesen „Wärmetauscher“ oder „Durchlauferhitzer“ schickt man Oberflächenwasser über Injektions- und Förderbohrungen, um die Gebirgswärme aufzunehmen. Bei diesem System ist somit Wasser der Wärmeträger, das Gebirge die Wärmequelle.

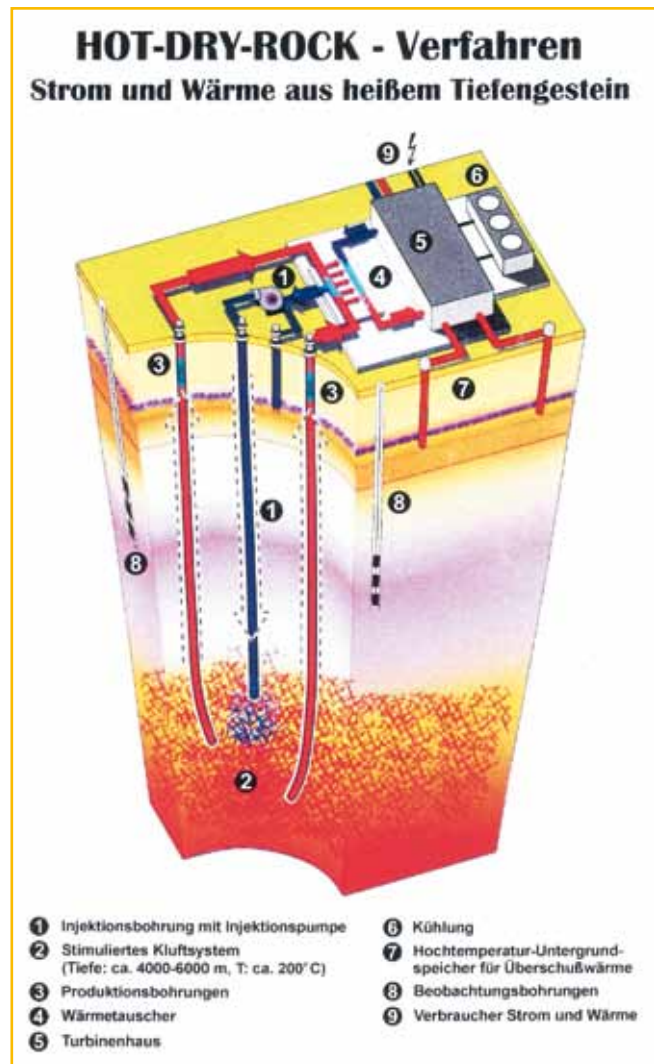
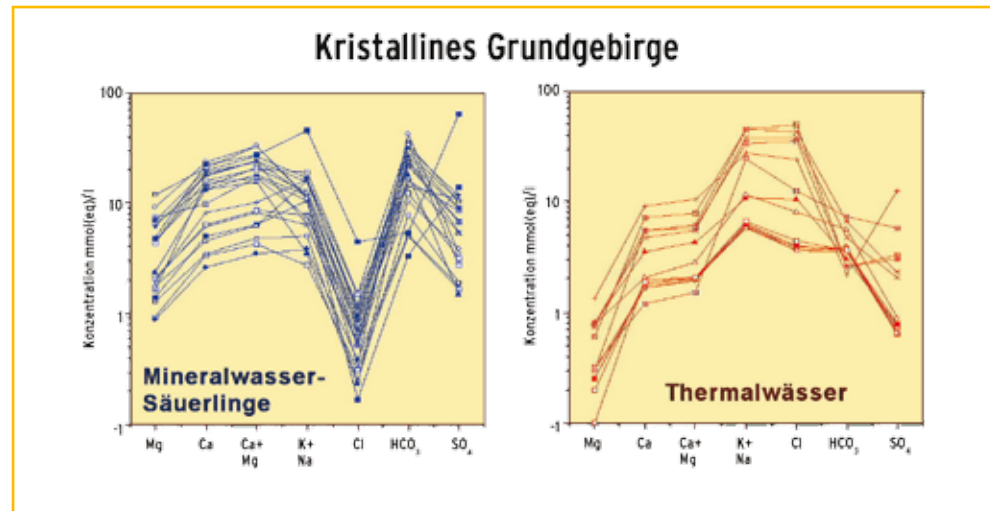


Abb. 12: Schema für eine Hot-Dry-Rock (HDR)-Anlage (www.geothermie.de)

Das Wasser in den erforderlichen Tiefen hat einen relativ hohen **Gesamtlösungs-inhalt** von teilweise einigen 10er g/l und weist meist erhöhte Gaskonzentrationen auf (Abb. 13). Die Tiefenwässer sind i. d. R. an der Erdoberfläche bezüglich bestimmter Minerale übersättigt und neigen daher zu Ausfällungen. Zur Vermeidung muss die Wasserzirkulation in einem geschlossenen System mit Überdruck erfolgen.

Abb. 13: Hydrochemische Eigenschaften von Tiefenwässern im kristallinen Grundgebirge (Schoeller-Diagramm): aufgetragen sind die Konzentrationen für verschiedene Inhaltsstoffe.



3.3.2 Voraussetzungen

Für ein HDR-Vorhaben ist zunächst die **Temperatur** und damit die Bohrtiefe entscheidend; angestrebt werden Temperaturen im Bereich von 200 °C. Standorte mit erhöhten Temperaturgradienten sind dabei aus Kostengründen von besonderem Interesse. Als weiteres Auswahlkriterium ist die **Standfestigkeit** des Gebirges zu nennen. Sehr stark gestörte Bereiche sollten im Gebiet der geplanten Stimulationsstrecken und Zirkulationsbereiche gemieden werden. Des Weiteren sollten die **Wasserverluste** möglichst gering bzw. kontrollierbar sein und unter 10 % betragen.



Abb. 14: Seismische Vorerkundung



Abb. 15: Pumpenanlage beim Fractest

Unter der Voraussetzung, dass i. w. nur das vorhandene Kluftnetzwerk ausgenutzt werden kann, sollte die natürliche **Kluftdichte** des Gebirges mittel bis hoch sein. Vollständige Mylonitisierungen, d. h. ein Zerbrechen des Gesteins bis in kleinste Kornfraktionen, sind unerwünscht. Das natürlich vorhandene Kluftsystem sollte relativ gleichmäßig verteilt sein, um bei den Stimulationen unter dem vorgegebenen Stressfeld eine optimale Größe für die **Wärmeaustauschflächen** zu erhalten. RYBACH (2004) fordert beispielsweise eine Mindestgröße für die Wärmeaustauschfläche von mehr als 2 km². Da **granitische Gesteinsverbände** i. a. wesentlich rigider auf eine tektonische Beanspruchung reagieren als **metamorphe Gebirge**, sind sie häufig intensiver geklüftet und daher durchlässiger (STOBER 1995). Erfahrungen bei HDR-Projekten haben gezeigt, dass sich durch die Stimulation i. d. R. entsprechend dem vorherrschenden Stressfeld ein steil stehendes, ellipsoidförmiges Reservoir ausbildet. Die **Reservoirgröße** sollte nach RYBACH (2004) mindestens 0,2 km³ betragen. Daraus ergibt sich ein untertägiger Abstand bei einem Zwei-Bohrloch-System von etwa 1000 m bei einer Länge des unverrohrten Bohrlochabschnittes (Open-Hole) von etwa 300 m.

Bei den Stimulationsmaßnahmen sollte eine ausreichend große **Durchlässigkeit** generiert werden. Zu hohe Durchlässigkeit (niedrige Impedanz) birgt die Gefahr **hydraulischer Kurzschlüsse** und somit unzureichender Wärmeübertragung. Um dieser Gefahr vorzubeugen und um eine extreme Stimulation singulärer Klüfte zu vermeiden, empfiehlt es sich, die dafür notwendigen Injektionsversuche, falls technisch machbar, abschnittsweise (mit Einsatz von Packern) durchzuführen. Nach derzeitigem Kenntnisstand liegt die Reichweite einer Stimulationsmaßnahme bei mehreren Hundert Metern.

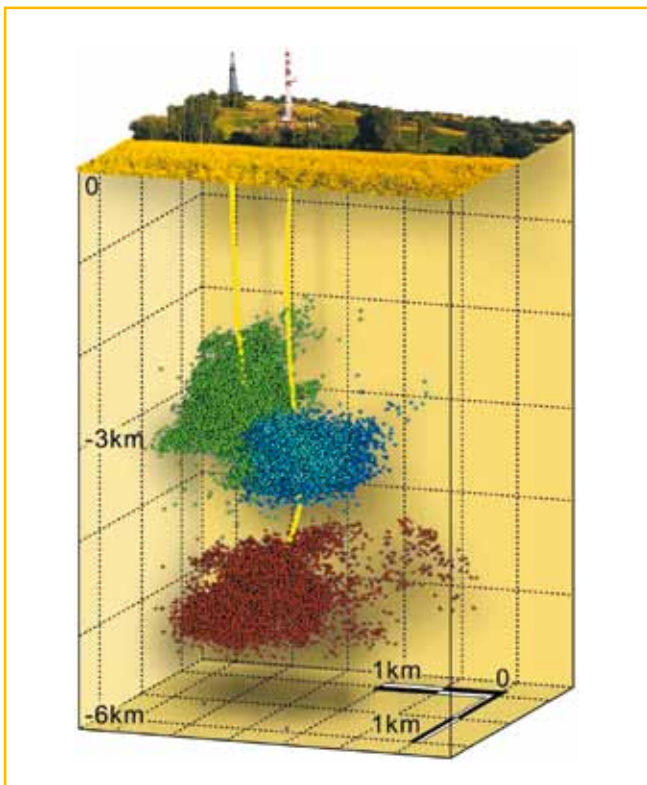
Der Stimulationsbereich bzw. das Reservoir dürfte sich in Richtung der maximalen horizontalen Hauptspannung des **natürlichen Stressfeldes** ausbilden.

3.3.3 Vorerkundungen

Im Zuge von Erkundungsmaßnahmen wird zunächst die ggf. existierende **Prospektions-Seismik** der Erdöl-/Erdgasindustrie geologisch zu interpretieren sein (eventuell Reprocessing). Das Ziel sollte in einer genauen Aufnahme von Störungen liegen. Auf der Basis dieser Ergebnisse ist über die Notwendigkeit weiterer seismischer Untersuchungen zu befinden. Die Erkundung des Verlaufs von Störungen im kristallinen Grundgebirge ist generell wesentlich schwieriger als in Sedimentgesteinen. Die Interpretation seismischer Profile wird jedoch durch die Möglichkeit einer Extrapolation des Verlaufs von Störungen durch die Sedimente ins kristalline Grundgebirge hinein erleichtert.

Im Rahmen der Vorerkundung wäre es günstig, eine **Erkundungsbohrung** ins kristalline Grundgebirge (bzw. in das zu stimulierende Gestein) abzuteufen. Diese Bohrung könnte später u. a. zur Aufzeichnung seismischer Signale bei den Stimulationsversuchen in den HDR-Tiefbohrungen verwendet werden. In der Erkundungsbohrung sollten für das kristalline Grundgebirge hydraulische Versuche vorgesehen werden, um sowohl Aussagen zur Durchlässigkeit und zum Speichermögen des Untergrundes vor der Stimulation als auch zu den hydrochemischen Eigenschaften der Wässer inklusive deren Gasgehalte zu erhalten. Dadurch kann bspw. rechtzeitig die Problematik der Ausfällungen behandelt werden. In der Regel wird wegen der hohen Kosten die erste Bohrung aber gleich als spätere **Produktionsbohrung** abgeteuft, in der die Stimulationsmaßnahmen durchgeführt werden. Grundsätzlich sind die Bohrungen und Stimulationsarbeiten durch geophysikalische Bohrlochmessverfahren zu begleiten.

Abb. 16: Hydraulische Stimulation in den Tiefbohrungen des HDR-Projektes Soutz-sous-Forêts (Frankreich) (WEIDLER et al. 2002): Jeder Punkt kennzeichnet ein mikroseismisches Ereignis verursacht durch das Einpressen von Wasser; die Punktwolken zeigen die künstlich erzeugten Wärme-tauschflächen.



Unter Umständen kann in Gebieten mit natürlicher **Seismizität** diese durch das HDR-Verfahren insbesondere während der notwendigen Stimulationsverfahren beeinflusst werden. Es besteht die Möglichkeit, dass die entstehenden Erschütterungen die Wahrnehmbarkeitsschwelle an der Erdoberfläche überschreiten. Das Auftreten von durch HDR induzierter Seismizität hängt von der Beschaffenheit des geologischen Untergrundes (Kristalline Gesteine oder Sedimente), den tektonischen Spannungen, Injektionsdrucken bzw. Fließraten und wahrscheinlich auch von der Größe des stimulierten Riss-Systems ab (Abb. 16). Das Auftreten von induzierter Seismizität wird aber bis zu einem gewissen Grade als beurteilbar, prognosefähig und zum Teil als beeinflussbar angesehen. Schlüssel hierzu sind laufende Messungen und Kontrolle des Injektionsdrucks und ein seismologisches Monitoring in der näheren und weiteren Umgebung der Anlage. Gegebenenfalls sind die Injektionsdrücke bzw. Injektionsmengen zu reduzieren. In den Regionen, in denen mit erhöhter Seismizität nach DIN 4149 zu rechnen ist, sollte der örtlich zuständige Erdbebendienst zur Beurteilung mit einbezogen werden.

3.3.4 Langzeitverhalten

Die weltweit erste Stromproduktionsanlage, die nach dem HDR-Prinzip arbeitet, nahm im Sommer 2008 in Soultz-sous-Forêts (Elsass) ihren Probetrieb auf. Langzeiterfahrungen liegen noch nicht vor. Im Oberrheingraben bestehen zusätzlich auch durch das Vorhaben in Basel bereits Erfahrungen aus einem tektonisch beanspruchten Gebiet in Graniten. Die Befunde aus dem Gneisgebirge von Bad Urach können noch nicht abschließend beurteilt werden.

Über das Langzeitverhalten der Klüfte und der Gesteinsmatrix liegen ebenfalls keine praktischen Erfahrungen vor. Möglicherweise dichten sich die Kluftflächen gegenüber der Gesteinsmatrix während der langen Injektionszeiten ab. In der Gesteinsmatrix ist verstärkt mit Alterationsreaktionen (Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen) oder der Bildung von Sekundärmineralen (Tonminerale) zu rechnen, wodurch sich die Porosität der Gesteinsmatrix reduzieren kann. Es ist derzeit auch nicht abzuschätzen, welche Auswirkungen diese Vorgänge auf die Lebensdauer einer HDR-Anlage haben.



Abb. 17: HDR-Anlage Soultz-sous-Forêts (Quelle: Groupements Européens d'Intérêt Économique (GEIE) „Exploitation Minière de la Chaleur“)

3.3.5 Projektierung von HDR-Anlagen

Für die Projektierung von HDR-Anlagen sind folgende Parameter wichtig:

Verbreitung und Tiefenlage des Grundgebirges (bzw. von gering-permeablen Formationen)

Zur Bewertung von Standorten für die geothermische Energiegewinnung nach dem HDR-Verfahren werden die Verbreitung des kristallinen Grundgebirges und seine Tiefenlage benötigt. Zur Kartierung der Tiefenlage ist man auf Daten aus Tiefbohrungen und seismischen Profilen angewiesen, wobei die Oberfläche des kristallinen Grundgebirges als Reflexionshorizont oft nicht erkennbar ist. Die Belegpunktdichte für das Grundgebirge durch abgeteufte Bohrungen ist gering und kennzeichnet eine heterogene Verteilung.

Gesteinsart

Für die Bohrtechnik und die spätere Stimulation sind Auskünfte über die Petrographie und die mineralogische Zusammensetzung des Gesteins wichtig. Granitische Gesteinsverbände reagieren i. a. wesentlich rigider auf eine tektonische Beanspruchung als metamorphe Gesteine. Aussagen zur Standfestigkeit des Gebirges sowie über Verlauf und Art von Störungen sind ebenfalls bedeutsam, da die geplanten Stimulationsstrecken der Injektionsbohrungen und die Zirkulationsbereiche in einem ausreichenden Abstand zu Verwerfungen platziert werden müssen.

Temperatur, Temperaturprognose

Ein wichtiger Parameter ist die Temperatur. In großen Tiefen liegen wenige Temperaturdaten vor, so dass man auf eine Extrapolation gemessener Temperaturen aus flacheren Bereichen angewiesen ist. Unter der Annahme eines relativ dichten Gesteins (d. h. Ausschluss maßgeblicher Grundwasserbewegungen) kann aus dem konstanten, vertikalen Wärmestrom eine Temperaturextrapolation in die Tiefe, bei der nur die Wärmeleitfähigkeit des Gesteins berücksichtigt wird, vorgenommen werden. Für größere Tiefen muss zusätzlich die Wärmeproduktionsrate des Gesteins berücksichtigt werden (vgl. Abschnitt 4.1).

Thermophysikalische Gesteinseigenschaften (Wärmeleitfähigkeit, Dichte, spezifische Wärmekapazität, Wärmeproduktionsrate)

Insbesondere zur Abschätzung des Abstandes zwischen den Injektions- und Förderbohrungen, zur Ermittlung der thermischen Reichweite und zur Prognose der Lebensdauer der Anlage und Alterung des Systems ist die Kenntnis dieser Daten wichtig.

Hydraulische Eigenschaften (Permeabilität, Porosität), Trennflächensystem

Entscheidend für den Erfolg einer HDR-Anlage sind die hydraulischen Eigenschaften des natürlich vorhandenen Kluftsystems sowie diejenigen der späteren künstlich stimulierten Riss-Systeme. Wesentlichen Einfluss auf den Erfolg der Stimulationsmaßnahme haben Injektionsmenge und -rate, Injektionsdruck bzw. Druckgradient sowie die hydrochemischen Eigenschaften des Injektionsfluids. Um die für die Energiegewinnung notwendigen Durchflussraten und Temperaturen im Kluftsystem (Trennflächensystem) zu erzielen, muss dieses eine gewisse Mindestgröße aufweisen, d. h. es müssen ausreichend große Durchlässigkeiten durch die Stimulationsmaßnahmen geschaffen werden.

Mit zunehmender Durchlässigkeit erniedrigt sich der Fließwiderstand; andererseits birgt eine zu niedrige Impedanz bzw. eine zu hohe Durchlässigkeit die Gefahr hydraulischer Kurzschlüsse und somit unzureichender Wärmeübertragung.

Formationsdruck

Für das Abteufen der Bohrung und die später vorgesehenen hydraulischen Maßnahmen im Nutzbereich ist die Kenntnis hydrostatischer und lithostatischer Drücke im Untergrund von wesentlicher Bedeutung.

Tektonische Spannungen

Die in-situ Spannung im Gestein (Bohrloch-Elongationen, Bohrlochrandausbrüche, hydraulic fracturing) und der natürlich vorhandene Porendruck (initial formation pore pressure) sollten vor dem Beginn der fortlaufenden Frac-Stimulationen gemessen werden, da dies sowohl für die Beurteilung der erfolgten Stimulation als auch für die Beurteilung der Seismizität bedeutsam ist.

Übertägiger Raumbedarf, Größe des Wärmetauschers

Die Landepunkte der Bohrungen müssen sich am natürlichen Stressfeld orientieren, da sich der Stimulationsbereich, das Reservoir, in die Richtung des Stressfeldes ausbilden dürfte. Sollten für das HDR-Projekt ausschließlich Vertikalbohrungen verwendet werden, so ist dies für den oberirdischen Abstand der einzelnen Bohrungen von mehreren 100 m voneinander zu berücksichtigen. Probleme, welche durch eine Expansion der Verrohrung bei Geothermiebohrungen entstehen, sind sicherlich bei Vertikalbohrungen einfacher zu handhaben.

Eigenschaft des Formations-Fluids

Das Wasser im kristallinen Grundgebirge ist hochsalinar. Der Gesamtlösungsgehalt liegt bei einigen 10er bis 100er g/l. Die Hauptinhaltsstoffe sind Natrium, Calcium und Chlorid (Abb. 13); es ist mit erhöhten Gas-Gehalten zu rechnen (BUCHER & STÖBER 2000). Um den Fällungs- und Lösungsprozessen sowie der Aggressivität des zutage geförderten hoch salinaren, gasreichen Fluids entgegen wirken zu können, müssen die hydrochemischen Eigenschaften des Formations-Fluids für den Bau der übertägigen Anlage bekannt sein (Abschnitt 4.3).

Seismologische Messungen

Bereits im Vorfeld sollte damit begonnen werden, alle seismischen Aktivitäten im Umkreis von ca. 10 km um die geplante Geothermie-Anlage mit einer Empfindlichkeit, die eine vollständige Erfassung aller seismischen Ereignisse ab Magnitude 1,0 (Richterskala) garantiert, kontinuierlich zu messen. Die Messungen sind während des Abteufens, der Stimulation und dem Betrieb – zumindest in der Anfangsphase – fortzuführen. Insbesondere zu Beginn der hydraulischen Injektionen und während der Frac-Stimulationen ist eher mit induzierten Beben zu rechnen als im späteren stationären Produktionsbetrieb. Vorab sollten daher bereits Größe und Richtung der Hauptspannungen durch seismologische Herdflächenlösungen bestimmt werden.

3.4 Petrothermale Systeme: Tiefe Erdwärmesonde

Tiefe Erdwärmesonden sind vertikale geschlossene Wärmetauscher, installiert in Bohrungen von mehr als 400 m Tiefe. Sie verwenden eine den flachen Erdwärmesonden vergleichbare Technik. In einer tiefen Erdwärmesonde zirkuliert ein Wärmeträgermedium in einem geschlossenen System bis zu Tiefen von ca. 3000 m (Abb. 18).

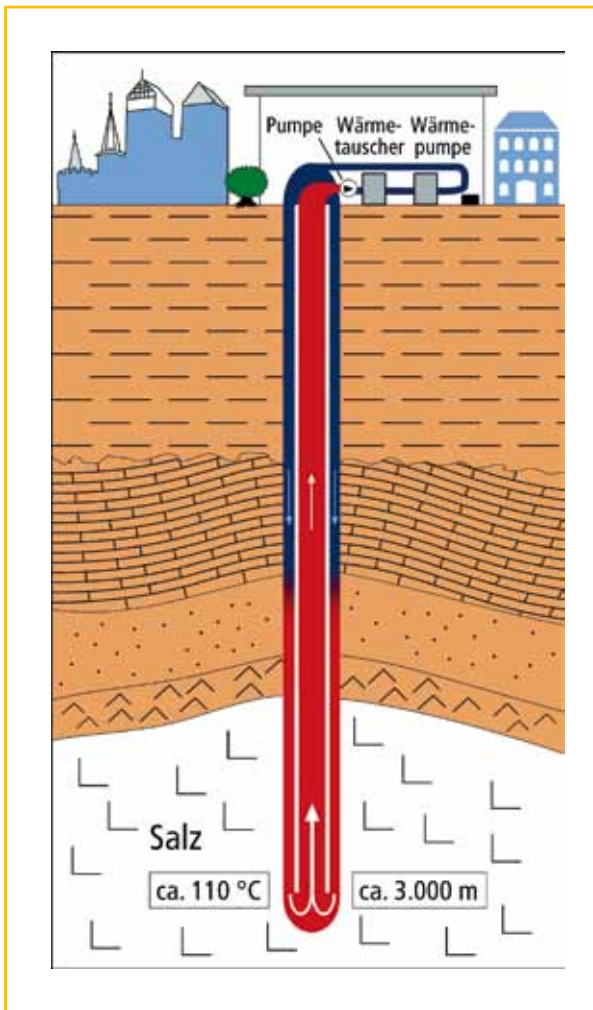


Abb. 18: Geothermische Anlage der Stadtwerke Prenzlau: Beispiel für eine tiefe Erdwärmesonde

Durch Wärmeleitung aus dem Gestein über die Verrohrung und das Hinterfüllmaterial der Sonde erfolgt die Wärmeübertragung auf das in der Sonde zirkulierende Fluid. Im Ringraum eines Doppelrohrsystems (Koaxialrohr) wird das kalte Fluid mengengeregelt nach unten geleitet. Bei seiner langsamen Bewegung (5–65 m/min) erwärmt es sich konvektiv und steigt aufgeheizt im isoliert ausgeführten Innenrohr nach oben (Abb. 18). Vom Sondenaustritt gelangt das warme Fluid in die oberirdische Nutzungsanlage, wo es auf ca. 15 °C ausgekühlt und mit einer Sondenkreispumpe wieder in den Ringraum zurückgeführt wird. Als Fluid wird häufig Ammoniak eingesetzt. Durch den Wärmeentzug kühlt sich das Umgebungsgestein ab; es entsteht ein horizontaler Temperaturgradient, der das Nachfließen von Wärme aus der weiteren Umgebung zur Folge hat.

Tiefe Erdwärmesonden sind nicht auf gut durchlässige Grundwasserleiter angewiesen und können daher theoretisch nahezu überall installiert werden. Für das Verfahren bieten sich wegen der hohen Investitionskosten bereits vorhandene Tiefbohrungen an. Da tiefe Erdwärmesonden einen geschlossenen Kreislauf besitzen, erfolgt kein Eingriff in Stoffgleichgewichte des Gebirges. Lösungs- oder Fällungsreaktionen, wie sie bei hydrothermalen Systemen oder bei Hot-Dry-Rock-Systemen auftreten können, sind ausgeschlossen.

Die nutzbare Energiemenge einer tiefen Erdwärmesonde hängt in erster Linie von der Temperatur des Untergrundes ab, besonders geeignet sind daher positive Temperaturanomalien. Ein weiterer wichtiger Parameter

sind die thermischen Eigenschaften des Untergrundes (Abschnitt 4.1), insbesondere die Wärmeleitfähigkeit und der Temperaturgradient. Die nutzbare Energiemenge hängt neben der Betriebsdauer zusätzlich von der Bauart der Sonde und der Steigleitung ab, somit auch von den thermischen Eigenschaften der Ausbaumaterialien der Sonde. Lange und großkalibrige Sonden besitzen eine größere Wärmeaustauschfläche (Kontakt Sonde – Gestein).

Tiefe Erdwärmesonden können bislang nur zur Wärmegewinnung eingesetzt werden. Überlegungen über den Einsatz zur Gewinnung von Strom führten noch zu keinen konkreten Ergebnissen. Tiefe Erdwärmesonden finden ihren Platz im Rahmen von Projekten, in denen auf eine vom Standort unabhängige Wärmeversorgung mittleren Temperaturniveaus (bis ca. 60 °C Vorlauftemperatur) Wert gelegt wird.

Die Leistung von Erdwärmesonden beträgt i. d. R. wenige hundert kW und ist somit wesentlich geringer als bei offenen Systemen. Dies liegt daran, dass die Wärmeübertragungsfläche mit dem Gebirge gering ist, da sie nur der Mantelfläche der Bohrung entspricht. Im Gegensatz zu den offenen Systemen ist ein Fündigkeitsrisiko bei geschlossenen Tiefensonden nicht gegeben.

Wegen der meist erforderlichen großen Bohrtiefen stellen die Bohrkosten und das Bohrrisiko einen wesentlichen Kostenfaktor für Tiefe Erdwärmesonden dar. Auch wenn ihre Effizienz weniger von den geologischen Untergrundverhältnissen abhängt, als es z. B. bei hydrothermalen Systemen der Fall ist, erfordert allein schon die Planung und Risikominimierung eine möglichst exakte Prädiktion der geologischen Verhältnisse. Tiefe Erdwärmesonden bieten sich insbesondere dort an, wo eine nicht genutzte Tiefbohrung bereits vorhanden ist, z. B. als Nachnutzung nicht verwahrter KW-Bohrungen oder aufgegebenener Geothermiebohrungen.

Für die Planung einer Tiefenonde sind Kenntnisse über folgende Parameter notwendig:

- Zieltiefe
- Teufenabhängige Untergrundtemperatur
- Lithologische Ausbildung, Mächtigkeit der Gesteinseinheiten
- Wasserführung
- Strukturgeologie, insbesondere Störungen
- Wärmeleitfähigkeiten der Gesteine
- Wärmekapazitäten der Gesteine

3.5 Tunnel, Kavernen, Bergwerke

Liegt eine hohe Schüttung warmer Tunnelwässer (bis zu einigen 100 l/s) vor, besteht eine gute Möglichkeit zur energetischen Nutzung dieser Wässer. Nutzbare Tunnelwässer weisen im Mittel Temperaturen von 12–24 °C auf. Mit einer Wärmepumpe kann die Temperatur dieser Wässer auf ein nutzbares Niveau angehoben werden. Wässer mit deutlich höherer Temperatur können ggf. unmittelbar genutzt werden. In die Analyse der Wirtschaftlichkeit innerhalb der energetischen Gesamtbetrachtung müssen ggf. die erforderlichen Kosten für die Nah- oder Fernwärmeleitungen mit einkalkuliert werden. Entsprechendes kann u. U. auch für Bergwerke gelten.

Die Gesamtwärmeleistung der gegenwärtig in der Schweiz genutzten Tunnelwässer liegt insgesamt bei etwa 17 MW (Abkühlung auf 10 °C). Die Investitionskosten für die Wärmeverteilung wachsen mit der Distanz zwischen Quelle und Verbraucher.

4 Für geothermische Nutzungen relevante Kenngrößen

Für die einzelnen Nutzungssysteme der Tiefen Geothermie sind unterschiedliche Parameter von Bedeutung. So sind beispielsweise hydrothermale Nutzungen stärker auf die natürlichen hydraulischen Eigenschaften des Untergrundes angewiesen als petrothermale Systeme wie z. B. Tiefe Erdwärmesonden oder HDR-Systeme. Thermophysikalische Gesteinseigenschaften hingegen sind für Tiefe Erdwärmesonden von großer Bedeutung, besitzen jedoch für hydrothermale Systeme eine untergeordnete Bedeutung. Auch sind die Eigenschaften der Fluide im Nutzhorizont für hydrothermale Systeme gerade im Hinblick auf Korrosion, Ausfällungen u. ä. unverzichtbar, während Tiefe Erdwärmesonden davon weitgehend unberührt bleiben. Nachstehende Tabelle gibt einen Überblick über die für die einzelnen Systeme relevanten natürlichen Parameter.

Tab. 1: Übersicht über die physikalisch relevanten Parameter für die einzelnen geothermischen Nutzungssysteme

Eigenschaft	Hydrothermale Nutzung	Petrothermale Nutzung		Definition
	Aquifere	HDR	Erdwärmesonde	Abschnitt-Nr.
thermophysikalische Gesteinseigenschaften				
Wärmeleitfähigkeit	3	2	1	4.1.3
Gesteinsdichte	3	2	1	4.1.4
Wärmekapazität	3	2	1	4.1.5
Temperatur	1	1	1	4.1.1
Wärmestromdichte	2	2	2	4.1.2
hydraulische Parameter				
Permeabilität / Durchlässigkeit	1	2	3	4.2.2
Transmissivität / Transmissibilität	1	3	3	4.2.3
Porosität	1	3	3	4.2.4
Speicherkoeffizient	2	3	–	4.2.5
Produktivitätsindex	1	3	–	4.2.6
hydraulische Tests	1	1	–	5.1
Fluideigenschaften				
Dichte, Viskosität, Kompressibilität	1	2	–	4.3.1/2/3
pH, E _H , Temperatur	1	1	3	4.3.4/5
Gesamtkonzentration (TDS)	1	1	3	4.3.7
Anionen - Kationen	1	1	3	4.3.7
Undissoziierte Stoffe	1	1	–	4.3.7
Gase	1	1	2	4.3.8
geologische Eigenschaften				
Störungen, Spannungsfeld	2	1	3	3.3.5
Petrographie / Gesteinsart	1	1	2	3.3.5
Geometrie des Aquifers / Wärmeaustauschfläche	1	1	–	3.1.3/3.3.5

1 = sehr wichtig
2 = relevant

3 = geringe Bedeutung
- = keine Bedeutung

4.1 Thermophysikalische Parameter

Die konduktive Wärmeleitung wird durch die Fourier-Gleichung beschrieben (Abschnitt 2.2):

$$q = \lambda \cdot \text{grad } T \quad (8a)$$

mit der Wärmestromdichte q [W m^{-2}] (vgl. Abschnitt 4.1.2), der Wärmeleitfähigkeit λ [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$] (vgl. Abschnitt 4.1.3) und dem Temperaturgradienten $\text{grad } T$ [K m^{-1}] (vgl. Abschnitt 4.1.1). Da der Wärmestrom in der Erdkruste in der Regel vertikal nach oben orientiert ist, kann die Fourier-Gleichung in der 1D-Formulierung angesetzt werden:

$$q = \lambda \cdot \frac{dT}{dz} \quad (8b)$$

Unter der Annahme, dass zwischen den Messpunkten Erdoberfläche und Tiefe z keine Wärmequellen vorhanden sind, kann Gleichung (8b) umformuliert werden:

$$T(z) = T_0 + q \cdot \frac{z}{\lambda} \quad (8c)$$

wobei T_0 die mittlere Temperatur an der Erdoberfläche ist. Bei vorhandenen Wärmequellen gilt:

$$T(z) = T_0 + q \cdot \frac{z}{\lambda} - \frac{1}{2} \cdot H \cdot \frac{z^2}{\lambda} \quad (8d)$$

mit der spezifischen volumetrischen Wärmeproduktion H [W m^{-3}].

4.1.1 Temperatur T , Temperaturgradient $\text{grad } T$ (temperature, temperature gradient)

Maßeinheit: °C für T ; K für Temperaturdifferenz; K m^{-1} für $\text{grad } T$

Definition: Der Temperaturgradient ist die Temperaturzunahme pro Teufenabschnitt.

Bestimmung: in-situ Messungen in Bohrungen

Methoden: Korrekturverfahren zur Ermittlung von ungestörten Gesteinstemperaturen (z. B. aus BHT-Werten; BHT = Bottom-Hole-Temperature)

Sekundäre Parameter für Korrekturverfahren:

- Bohrlochdurchmesser [m]
- Stillstandszeit [h]
- Temperaturleitfähigkeit α des Gesteins [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$], ein Parameter, der mit der Wärmeleitfähigkeit λ [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$] verwandt ist: $\alpha = \lambda / (\rho c_p)$

Wertebereich: In Deutschland liegt der Temperaturgradient im Mittel bei 28–30 K km^{-1} . Die mittlere Temperatur T_0 an der Erdoberfläche in Deutschland beträgt 8,2 °C (niedrigster Wert an der Zugspitze = –4,8 °C). Die höchste Temperatur T_z in einer deutschen Bohrung wurde mit 253 °C in 9063 m Tiefe (KTB Oberpfalz) ermittelt.

Innerhalb des Fachinformationssystems (FIS) „Geophysik“ des Leibniz-Institutes für Angewandte Geophysik steht eine Datenbank mit der Möglichkeit der Berechnung von Untergrundtemperaturen zur Verfügung, die Temperatur-Informationen aus ca. 10.000 Tiefbohrungen in Deutschland enthält. Es handelt sich dabei um:

- **ungestörte Temperaturlogs:** kontinuierliche Messungen der Temperatur mit der Tiefe
- **gestörte Temperaturlogs:** kontinuierliche Messungen der Temperatur mit der Tiefe, die durch Bohrvorgang, Zementation oder hydraulische Zirkulation gestört sind
- **Lagerstättentemperaturen:** Sie liegen aufgrund regelmäßiger, langjähriger Kontrolle von Förderbohrungen als umfangreiche Messwertreihen von bis zu 100 Einzelwerten vor; die Schwankungsbreite dieser Temperaturwerte liegt überwiegend unter 1 K, so dass sie i. d. R. zu einem Temperatur-Messwert zusammengefasst werden können
- **Testtemperaturen:** Temperaturmessungen bei Fördertests, Drill Stem Tests o. ä.; korrigierte Auslauftemperaturen (vgl. Abschnitt 5.1)
- **Bottom Hole Temperatures (BHT):** BHT-Messungen werden in fast allen Industriebohrungen im Bohrlochtiefsten, unmittelbar nach Einstellen der Bohrarbeiten, ausgeführt und sind durch den Bohrvorgang (Spülungsstrom) thermisch gestört; eine Korrektur (Extrapolation) dieser BHT-Werte auf ungestörte Temperaturen ist möglich, da im Bohrlochtiefsten der störende Einfluss des Spülungsstroms auf das Temperaturfeld am geringsten ist; in Abhängigkeit von der Stillstandszeit nach Bohrende, der Spüldauer (Spülungsstrom) und der Anzahl der für jede Tiefe zur Verfügung stehenden Temperaturwerte werden unterschiedliche Korrekturverfahren angewendet
- **Einzelpunktmessungen** aus Bergwerken und Tunneln.

4.1.2 Wärmestromdichte q (heat flow density)

Maßeinheit: $W m^{-2}$

Definition: Die Wärmestromdichte ist der Wärmestrom aus der Erde pro Einheitsfläche.

Bestimmung: In-situ Messung der Temperatur in Bohrungen und daraus abgeleitet der Temperaturgradient; Messung der Wärmeleitfähigkeit an Bohrkernen im Labor (ersatzweise Literaturwerte für gleiche Lithologie, vgl. Abschnitt 4.1.3).

Methoden: Temperaturextrapolation in die Tiefe z (vgl. Abschnitt 4.1). Die Extrapolation setzt reine konduktive Wärmeübertragung voraus.

Sekundäre Parameter zur Berechnung:

■ Mittlere Temperatur an der Erdoberfläche T_0

■ Wärmeleitfähigkeit λ

Wertebereich: 30–120 $mW m^{-2}$. Die mittlere Wärmestromdichte beträgt in Deutschland etwa 65 $mW m^{-2}$.

4.1.3 Wärmeleitfähigkeit λ (thermal conductivity)

Maßeinheit: $W m^{-1} K^{-1}$

Definition: Die Wärmeleitfähigkeit ist der Quotient aus Wärmestromdichte und dem Temperaturgradienten (vgl. Abschnitt 4.1.1). Die Wärmeleitfähigkeit ist temperatur- und druckabhängig.

Bestimmung: Messung am Bohrkern im Labor.

Für die Wärmeleitfähigkeit eines Mediums werden meistens die Werte für Zimmertemperatur angegeben. Durch Kenntnis der Reservoirtemperatur und den Vergleich mit Literaturangaben lassen sich Abschätzungen für tiefe Aquifere treffen. Für die Größe der Wärmeleitfähigkeit ist auch entscheidend, ob die Messungen an trockenen oder feuchten Bohrkernen durchgeführt wurden.

Wertebereich: 1,2–6,5 $W m^{-1} K^{-1}$

4.1.4 Gesteinsdichte ρ (rock density)

Maßeinheit: $kg m^{-3}$

Definition: Masse pro Volumen

Bestimmung: Messung am Bohrkern im Labor; bohrlochgeophysikalische Messungen.

Wertebereich: 2000–3200 $kg m^{-3}$; vereinzelt (z. B. bei Eklogiten, deren Entstehung an hohe Drücke gebunden ist) können auch höhere Werte angetroffen werden.

4.1.5 Wärmekapazität c (heat capacity)

Maßeinheit: $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ für spezifische Wärmekapazität c , $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ für volumenbezogene spezifische Wärmekapazität $c \rho$

Definition: Die spezifische Wärmekapazität ist das Verhältnis der einem Körper zugeführten Wärme zur entsprechenden Temperaturänderung und seinem Gewicht. Sie beschreibt das Vermögen eines Stoffes, Wärme zu speichern und ist temperaturabhängig. Die isobare spezifische Wärmekapazität c_p ist die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck. Die volumenbezogene spezifische Wärmekapazität ist das Produkt aus spezifischer Wärmekapazität und Dichte.

Bestimmung: Messung am Bohrkern im Labor.

Wertebereich: $700\text{--}1100 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ (Mittelwert: $840 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ – mit geringer Schwankungsbreite) für spezifische Wärmekapazität c ; $1,9\text{--}2,5 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ (Mittelwert: $2,1 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ – mit geringer Schwankungsbreite) für volumenbezogene spezifische Wärmekapazität $c \rho$



Abb. 19: Geothermiebohrung
Unterhaching Gt1
(Quelle: Hoffmann, GTN)

4.2 Hydraulische Parameter

Der Massenfluss in einem porösen Medium wird durch das *Darcy-Gesetz* beschrieben:

$$q = k_f \cdot \nabla h \quad (9a)$$

mit der volumetrischen Fließrate pro Einheitsfläche q [m s^{-1}], der hydraulischen Durchlässigkeit (Durchlässigkeitsbeiwert) k_f [m s^{-1}] (vgl. Abschnitt 4.2.2) und dem hydraulischen Potentialgradienten ∇h . In der 1D-Formulierung gilt:

$$q = k_f \cdot \frac{\partial h}{\partial x} = k_f \cdot i \quad (9b)$$

∂h ist der Potentialunterschied über die Wegstrecke ∂x in Fließrichtung und $\partial h / \partial x$ wird als hydraulischer Gradient i bezeichnet. Kennt man den durch den Grundwasserfluss erfassten Querschnitt A , so lässt sich mit

$$Q = k_f \cdot A \cdot \frac{\partial h}{\partial x} = k_f \cdot A \cdot i \quad (9c)$$

der Durchfluss pro Zeiteinheit Q [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] bestimmen. Das Darcy-Gesetz wird auf fast alle Fließvorgänge in Poren-, Kluft- und Karstgrundwasserleitern angewendet und zur Auswertung hydraulischer Tests in einem oder mehreren Bohrlöchern herangezogen. Es ist aber streng genommen nur gültig im Bereich laminaren (linearen) Fließens.

Für geothermische Nutzungen relevante Kenngrößen

4.2.1 Hydrostatischer Druck p_g (hydrostatic pressure)

Maßeinheit: bar (1 bar = 10^5 Pa = 0,1 MPa; 1 Pa = 1 N m⁻²)

Definition: Der Druck ist das Verhältnis der Kraft (F) zur Wirkungsfläche (A), auf die die Kraft senkrecht wirkt.

$$p = \frac{F}{A} \quad (10a)$$

Der hydrostatische Druck ist der Druck, der sich innerhalb einer ruhenden Flüssigkeit (i. d. R. Wasser) unter dem Einfluss der Erdbeschleunigung g einstellt. Es ist eine statische Größe, die von der Höhe h des Flüssigkeitsspiegels und der Dichte ρ_F über dem Messpunkt abhängt.

$$p_g = h \cdot \rho_F \cdot g \quad (10b)$$

Der absolute hydrostatische Druck (oder der „Druck“) an einem Punkt innerhalb eines Grundwasserkörpers ergibt sich als Summe aus atmosphärischem Druck p_{atm} und dem jeweiligen hydrostatischen Druck p_g :

$$p = p_{atm} + p_g \quad (10c)$$

Bestimmung: Messung im Bohrloch mittels Drucksonde; 1 m Wassersäule (m WS) = 0,9807 kPa \approx 0,1 bar

4.2.2 Permeabilität K , Durchlässigkeitsbeiwert k_f (permeability, hydraulic conductivity)

Maßeinheit: m^2 (1 Darcy = $0,98697 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$) für die Permeabilität K ; m s^{-1} für den Durchlässigkeitsbeiwert k_f

Definition: Die Permeabilität und der Durchlässigkeitsbeiwert beschreiben die Durchlässigkeit eines porösen Mediums gegenüber einem Fluid (z. B. Wasser), wobei sich die Permeabilität allein auf die Gesteinseigenschaften beschränkt und der Durchlässigkeitsbeiwert die Eigenschaften des Fluids zusätzlich einbezieht. Der Durchlässigkeitsbeiwert gibt an, welcher Volumenstrom Q bei einem hydraulischen Gradienten i pro Fläche A bei einer bestimmten Fluidtemperatur strömt. Die Permeabilität steht mit dem Durchlässigkeitsbeiwert unter Berücksichtigung der dynamischen Viskosität μ und der Dichte ρ_F des Fluids und der Erdbeschleunigung g durch die Formel

$$k_f = \frac{K \cdot \rho_F \cdot g}{\mu} \quad (11)$$

in Beziehung. Für reines Wasser bei $10 \text{ }^\circ\text{C}$ gilt folgendes Äquivalent: Ein Durchlässigkeitsbeiwert von 10^{-5} m s^{-1} entspricht einer Permeabilität von 1 D bzw. 1 m s^{-1} entspricht 10^{-7} m^2 . Beide Parameter K und k_f können richtungsabhängig sein und müssen dann als Tensor geschrieben werden.

Bestimmung: Messungen an Bohrkernen im Labor (Eigenschaft der Gesteinsmatrix), Ableitung aus Bohrlochmessungen (Permeabilität); Auswertung von Pump- und Injektionstests, Markierungsversuchen (Eigenschaft des Gebirges).

Sekundäre Parameter (vgl. Abschnitt 4.3.1/2):

- dynamische Viskosität des Fluids μ [$\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$]
- kinematische Viskosität des Fluids $\nu = \frac{\mu}{\rho_F}$ [$\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$]
- Dichte des Fluids ρ_F [kg m^{-3}]

Dichte und Viskosität des Wassers beeinflussen maßgeblich die Durchlässigkeit. Die Größen sind von der Art und Größe des Lösungsinhalts, dem Druck, dem Gasgehalt und der Temperatur abhängig.

Wertebereich: 10^{-8} – 10^{-20} m^2 (permeabel $> 10^{-13} \text{ m}^2$) für K , 10^{-1} – $10^{-13} \text{ m s}^{-1}$ (durchlässig $> 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$) für k_f . Die Mindestpermeabilität für eine hydrothermale Nutzung sollte über 10^{-13} m^2 bzw. über 10^{-6} m s^{-1} liegen.

4.2.3 Transmissivität T , Transmissibilität T^* (transmissivity, transmissibility)

Maßeinheit: T in $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$, T^* in m^3

Definition: Die Transmissivität beschreibt den integralen Wert der Durchlässigkeit über die Aquifermächtigkeit:

$$T = \int_0^H k_f dz \quad (12a)$$

Ist der Aquifer homogen und isotrop, so gilt

$$T = k_f \cdot H \quad (12b)$$

Bei einem Schicht- (Stockwerks-)aufbau des Aquifers gilt entsprechend

$$T = \sum k_{f,i} \cdot H_i \quad (12c)$$

Integriert man anstatt über den Durchlässigkeitsbeiwert k_f über die Permeabilität K , so spricht man von Transmissibilität [m^3].

Bestimmung: Auswertung von Pump- und Injektionstests (vgl. Abschnitt 5.1).

Wertebereich: 10^0 – $10^{-11} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ für die Transmissivität; 10^{-7} – 10^{-18} m^3 für die Transmissibilität. Die Mindestwerte für eine hydrothermale Nutzung sollten über $5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ bzw. über $5 \cdot 10^{-12} \text{ m}^3$ liegen.

4.2.4 Porosität Φ (porosity)

Maßeinheit: %, [-]

Definition: Die **absolute Porosität** ist der Anteil des Hohlraumvolumens n [-] am Gesamtvolumen des Gesteins. Der **durchflusswirksame Hohlraumanteil** n_f kennzeichnet den Hohlraumanteil, in dem frei bewegliches Wasser enthalten ist, also beispielsweise kein Haftwasser. Der durchflusswirksame Hohlraumanteil ist zwar Voraussetzung für die Durchlässigkeit, ist jedoch nicht direkt mit dieser korrelierbar, da zusätzlich auch die Größe, Gestalt und Verbindung der Hohlräume entscheidend sind.

Bestimmung: Messung am Bohrkern im Labor (Eigenschaft der Gesteinmatrix); Auswertung von bohrlochgeophysikalischen Verfahren; der durchflusswirksame Hohlraumanteil kann aus Markierungsversuchen oder u. U. aus Pumpversuchen bestimmt werden (Eigenschaft des Gebirges).

Weiterverarbeitung: Es besteht ein empirischer Zusammenhang zwischen Porosität und Permeabilität, der spezifisch für eine Lithologie gilt und nicht auf andere geologische Einheiten übertragen werden kann.

Kapillarmodelle, Kugelmodelle und Ansätze mittels der Theorie der Fraktale beschreiben diesen Zusammenhang zwischen Porosität und Permeabilität. Die Beziehung kann mit einer Funktion des Typs $K = x_1\Phi + x_2\Phi^2 + x_3\Phi^{10}$ für eine bestimmte Lithologie ausgedrückt werden. Geringe Änderungen der Porosität wirken sich demnach stark auf die Größe der abgeleiteten Permeabilität K aus.

Wertebereich: 0–30 % (absolute Porosität); 0–15 % (durchflusswirksame Porosität)

4.2.5 Speicherkoeffizient S , spezifischer Speicherkoeffizient S_s (storage coefficient)

Maßeinheit: [-] für Speicherkoeffizient S ; m^{-1} für spezifischen Speicherkoeffizient S_s

Definition: Der spezifische Speicherkoeffizient S_s ist definiert als die Änderung des gespeicherten Wasservolumens je Volumeneinheit des Grundwasserraums bei Änderung der Druckhöhe bzw. bei Absenkung um einen Meter Wassersäule. Er wird in gespannten Aquiferen maßgeblich von der Kompressibilität bestimmt. Der Speicherkoeffizient ist analog zur Transmissivität und dem k_f -Wert das Integral des spezifischen Speicherkoeffizienten über die Grundwassermächtigkeit (Gleichung 13a–c). Der Speicherkoeffizient S ist damit ein Maß für die Änderung des gespeicherten Wasservolumens ΔV pro Flächeneinheit A bei einer Absenkung Δh um einen Meter:

$$S = \Delta V / (A \cdot \Delta h).$$

Nur der Speicherkoeffizient kann direkt aus Pumpversuchen ermittelt werden.

$$S = \int_0^H S_s dz \quad (13a)$$

Ist der Aquifer (mit der Mächtigkeit H) homogen und isotrop, so gilt

$$S = S_s \cdot H \quad (13b)$$

Bei einem Schicht- (Stockwerks-)aufbau gilt entsprechend

$$S = \sum S_{s,i} \cdot H_i \quad (13c)$$

Bestimmung: Auswertung von Pumpversuchen (vgl. Abschnitt 5.1).

Wertebereich: In gespannten Aquiferen liegt der spezifische Speicherkoeffizient bei 10^{-6} – 10^{-7} . Der Speicherkoeffizient kann bis um etwa zwei Größenordnungen darüber liegen. In freien Aquiferen entspricht der Speicherkoeffizient in etwa der durchflusswirksamen Porosität.

4.2.6 Produktivitätsindex PI , Injektivitätsindex II (production index, injection index)

Maßeinheit: $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{MPa}^{-1}$

Definition: Der Produktivitätsindex PI beschreibt die Förderrate in Abhängigkeit von der Druckabsenkung. Für Injektionsbohrungen ist das Analogon zum Produktivitätsindex der Injektivitätsindex II . Er beschreibt die Injektionsrate in Abhängigkeit von der Druckerhöhung.

Unter Berücksichtigung der verschiedenen Einheiten ergibt sich die folgende Umrechnungstabelle:

Einheit	$\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{MPa}^{-1}$	$\text{m}^3 \text{h}^{-1} \text{MPa}^{-1}$	$\text{l s}^{-1} (\text{m WS})^{-1}$	$\text{l s}^{-1} \text{bar}^{-1}$
$\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{MPa}^{-1}$	1	3600	9,806650	100
$\text{m}^3 \text{h}^{-1} \text{MPa}^{-1}$	$0,278 \cdot 10^{-3}$	1	$2,724 \cdot 10^{-3}$	$27,8 \cdot 10^{-3}$
$\text{l s}^{-1} (\text{m WS})^{-1}$	0,101971	367,098	1	10,1971
$\text{l s}^{-1} \text{bar}^{-1}$	0,01	36	980,665	1

Tab. 2: Umrechnungstabelle bezüglich der verschiedenen für den Produktivitätsindex PI verwendeten Maßeinheiten

Bestimmung: Der Index wird in der Regel aus hydraulischen Tests bestimmt, wobei zu berücksichtigen ist, dass bei kurzen Testzeiten wegen der noch instationären Verhältnisse die Absenkung noch nicht ihr Maximum erreicht hat. Der Produktivitätsindex ist jedoch nicht allein von den Eigenschaften des Untergrundes sondern auch von denen der Bohrung (Brunnenspeicherung, Skin-Effekt) abhängig.

Der Produktivitätsindex kann unter Zuhilfenahme der Brunnengleichung von THIEM (1906) für vorzugebende Absenkungen s (mit $p = \rho \cdot g \cdot s$) und Bohrlochradius r rechnerisch abgeschätzt werden, wenn der k_f -Wert, die Aquifermächtigkeit H und die Reichweite des Absenkungstrichters R bekannt sind:

$$PI = \frac{Q}{s} = 2\pi \cdot k_f \cdot H \frac{1}{\ln \frac{R}{r}} \quad (14)$$

Der auf diese Weise ermittelte Produktivitätsindex muss mittels der Dichte ρ_f und der Erdbeschleunigung g in die übliche Dimensionierung umgeformt werden.

Falls der Öffnungsdruck des Gebirges nicht überschritten wird (elastische oder druckmechanische Verformung) ist der Injektivitätsindex für einen idealen Aquifer mit gleichen Fluideigenschaften identisch mit dem Produktivitätsindex. Da aber die hierfür aufzubringenden Druckdifferenzen von der Viskosität und Dichte des Fluids abhängig sind und da vor allem die Viskosität stark temperaturabhängig ist, ist der Injektivitätsindex bei Geothermiebohrungen (Injektion von abgekühltem Wasser) häufig um ein mehrfaches kleiner als der Produktivitätsindex (Förderung von heißem bzw. warmem Wasser). Das bedeutet, dass für das Verpressen des abgekühlten Wassers eine höhere Druckdifferenz aufgebracht werden muss als für das Fördern der gleichen Rate.

4.2.7 Weitere Parameter

Neben diesen wichtigsten hydraulischen Parametern sind die **Dispersion** D [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$] und die **Dispersivität** α [m] von Bedeutung (engl.: dispersion, dispersivity). Sie stellen ein Maß für die Vermischung und Verteilung von Fluiden dar und spielen daher insbesondere beim Dublettenbetrieb für die Temperaturlausbreitung im Untergrund eine Rolle. Die Dispersion ist von der Größe der Fließgeschwindigkeit abhängig. Die Bandbreite der Werte ist daher sehr groß und reicht i. a. von $10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ bis über $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Bei der Dispersivität liegen die meisten Werte zwischen 10^{-1} m und 10^3 m .

Der Absenkungs- und Wiederanstiegsvorgang bzw. der Druckverlauf in einer Förderbohrung werden außer von den o. g. Parametern noch markant von der **Brunnenspeicherung** C [$\text{m}^3 \text{ Pa}^{-1}$] und dem Skin-Faktor s_f [-] bestimmt (engl.: wellbore storage, skin factor).

Unter Brunnenspeicherung versteht man die Eigenkapazität eines Brunnens, d. h. die spezifische Volumenänderung pro Druckdifferenz. Die Dauer der Brunnenspeicherung ist vom Durchmesser des Brunnens, von der Durchlässigkeit des Aquifers sowie von der Durchlässigkeit in unmittelbarer Umgebung des Brunnens abhängig. Der Skin-Faktor ist ein Maß für die Veränderung der Durchlässigkeit in unmittelbarer Umgebung des Brunnens, die durch den Bohrvorgang, den Ausbau oder den Betrieb des Brunnens hervorgerufen werden kann. Der Skin-Faktor kann Werte zwischen -5 und $+\infty$ annehmen.

4.3 Physikalisch-chemische Fluideigenschaften

Nachstehend sind die für geothermische Bohrungen wichtigsten physikalischen und chemischen Parameter der Tiefenwässer zusammengestellt. Für thermodynamische Berechnungen sowie für die Ermittlung von Lösungs- und Fällungsprozessen sind diese Parameter eine Grundvoraussetzung.

4.3.1 Dichte des Fluids ρ_F (fluid density)

Maßeinheit: kg m^{-3}

Definition: Masse pro Volumen

Die Dichte wird von Druck und Temperatur beeinflusst. Reines Wasser hat unter Normaldruck seine größte Dichte bei 4 °C. Sie nimmt mit zunehmender Temperatur ab und mit ansteigendem Druck zu. Bei normalen geothermischen Gradienten dominiert der Temperatureffekt geringfügig, so dass mit zunehmender Tiefe mit einer Abnahme der Dichte zu rechnen ist. Einem Aufstieg von heißem Wasser stehen jedoch im Allgemeinen eine mit der Tiefe abnehmende Gesteinsdurchlässigkeit und eine zunehmende Mineralisation der Wässer entgegen. Tiefenwässer können Gesamtlösungsinhalte (TDS) von über 100 g/kg aufweisen; damit nimmt auch die Dichte entsprechend zu.

Wertebereich: $0,8\text{--}1,5\cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$

4.3.2 Dynamische und kinematische Viskosität μ bzw. ν (dynamic / kinematic viscosity)

Maßeinheit: Pa s, bzw. $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$

Definition: Die dynamische Viskosität eines Fluids ist ein Maß für seine Zähigkeit. Sie ist fast ausschließlich temperaturabhängig. Zwischen 0 °C und 150 °C schwankt die dynamische Viskosität von Wasser im Vergleich zur Dichte um ein Vielfaches. Sie ist deshalb für das Fließverhalten thermaler Grundwässer von ausschlaggebender Bedeutung.

Wertebereich: $0,2\text{--}1,75\cdot 10^{-3} \text{ Pa s}$

Unter kinematischer Viskosität wird der Quotient aus dynamischer Viskosität und Dichte des Fluids verstanden:

$$\nu = \frac{\mu}{\rho_F} \quad (19)$$

4.3.3 Kompressibilität c (compressibility)

Maßeinheit: Pa⁻¹

Definition: Volumenänderung pro Druckänderung bezogen auf das Ausgangsvolumen.

Die Kompressibilität verhält sich umgekehrt proportional zum Druck. Bei Temperaturen über 50 °C nimmt sie mit der Temperatur zu, während sie für Temperaturen unter 50 °C abnimmt.

Wertebereich: 4–5,5·10⁻¹⁰ Pa⁻¹

4.3.4 pH -Wert

Maßeinheit: [-]

Definition: Der pH -Wert ist der negative dekadische Logarithmus der Wasserstoffionen-Konzentration: $pH = -\log H^+$.

In neutralen Lösungen ist die Konzentration an $[H^+]$ - und $[OH^-]$ -Ionen gleich, sie haben bei Zimmertemperatur den pH -Wert 7,0. Der pH -Wert beeinflusst die Löslichkeit vieler Stoffe und deren Ionenkonzentration im Wasser. Umgekehrt ändern im Wasser gelöste Stoffe häufig den pH -Wert. Daher ist der pH -Wert auch für die Berechnung, ob ein Wasser bezüglich bestimmter Minerale gesättigt oder übersättigt ist, sehr wichtig. Der pH -Wert nimmt i. d. R. mit zunehmender Temperatur ab, da der neutrale Punkt ($pH = 7,0$ bei Zimmertemperatur) auf kleinere Werte sinkt.

Wertebereich: 5,5–8,0

4.3.5 E_H -Wert (Redoxpotential), p_e -Wert

Maßeinheit: V

Definition: Das Reduktions-Oxidations- (Redox)-Potential E_H ist ein Maß für die relative Aktivität der oxidierten und reduzierten Stoffe in einem System.

Die Löslichkeit verschiedener Elemente hängt neben dem pH -Wert auch von ihren im jeweiligen Fluid oder Gestein gegebenen Oxidationsstufen ab. Bei Vorliegen elektrochemischer Potentiale laufen Reduktions-Oxidations- (Redox)-Reaktionen ab, bei denen Elektronen übertragen werden. Oxidation kann allgemein als Abgabe von Elektronen und Reduktion als Aufnahme von Elektronen definiert werden.

In einem Fluid, das verschiedene Oxidationsstufen eines Stoffes enthält, wird das Redoxpotential als elektrisches Potential (Spannung) zwischen einer inerten Metallelektrode und einer Standardbezugselektrode, die in die Lösung eingetaucht sind, gemessen. Mit E_H werden Redoxpotentiale bezeichnet, die auf Wasserstoff gleich Null bezogen sind.

Die meisten Redoxreaktionen sind abhängig vom pH -Wert. Der E_H -Wert ist temperaturabhängig.

Häufig wird anstelle des Redoxpotentials E_H die Größe p_ϵ [-] als Maß für die Konzentration der Redox-wirksamen Spezies verwendet. Der p_ϵ -Wert ist mit dem E_H -Wert über folgende Beziehung verbunden:

$$p_\epsilon = \frac{E_H}{2,303 \cdot R \cdot \frac{T}{F}} \quad (20)$$

wobei R die universale Gaskonstante, T die absolute Temperatur und F die FARADAY-Konstante ist.

4.3.6 Elektrische Leitfähigkeit, Salinität (electric conductivity, salinity)

Maßeinheit: $S \cdot m^{-1}$

Echte und potentielle Elektrolyte dissoziieren in wässriger Lösung. Die dabei entstehenden Ionen machen die Lösung elektrisch leitfähig, wobei die Ionen je nach Dissoziationsgrad und Beweglichkeit unterschiedliche Leitfähigkeiten haben. Die elektrische Leitfähigkeit setzt sich aus den Leitfähigkeitsbeiträgen der einzelnen Kationen und Anionen zusammen. Damit gibt die elektrische Leitfähigkeit einen ersten Hinweis auf die Größe des Gesamtlösungsinhaltes und den Abdampfdruckstand und ist somit ein einfach zu ermittelnder Kontrollparameter.

Die elektrische Leitfähigkeit wird vielfach als geophysikalisches Log in Bohrungen gemessen, um Zutrittsstellen von Wässern einer anderen Mineralisation zu lokalisieren, und wird hier dann häufig als Salinität bezeichnet. Die elektrische Leitfähigkeit ist eine temperaturabhängige Größe.

4.3.7 Gelöste Stoffe in einem Fluid

Maßeinheit: mg/kg bzw. mg/l

Definition: Konzentration der gelösten Stoffe, bzw. Masse pro Volumeneinheit.

Kationen – Anionen [cations – anions]

Der Untersuchungsumfang einer Wasserprobe wird wesentlich vom Untersuchungsziel, vom Stand der wissenschaftlichen und praktischen Erkenntnisse über die Bedeutung der einzelnen Parameter und von den analytischen Möglichkeiten bestimmt. Bedeutende Kationen sind: Natrium (Na), Kalium (K), Calcium (Ca), Magnesium (Mg), Eisen (Fe), Mangan (Mn) und Ammonium (NH_4). Bei den Anionen sind es: Chlorid (Cl), Hydrogenkarbonat (HCO_3), Sulfat (SO_4), Fluorid (F), Bromid (Br), Iodid (I), Nitrit (NO_2), Nitrat (NO_3), und Phosphat (PO_4). Gerade für thermodynamische Berechnungen sind häufig die Hauptinhaltsstoffe an Kationen und Anionen allein nicht ausreichend aussagekräftig, so dass auch Spurenstoffe wie Aluminium (Al), Arsen (As), Blei (Pb), Quecksilber (Hg) oder Strontium (Sr) untersucht werden müssen.

Umfangreiche Informationen zur Entnahme und zum Untersuchungsumfang sind in den DVWK REGELN 128 (1992) aufgeführt.

Undissoziierte Stoffe

Zu den undissoziierten Stoffen gehören die Kieselsäure (SiO_2) und die Borsäure/Bor (B). Die Kieselsäure kann als geochemisches „Geothermometer“ genutzt werden und gibt dadurch gerade bei Thermalwässern wichtige Hinweise zur Tiefe und Temperatur der „Lagerstätte“. Bor kommt in natürlichen, oberflächennahen Wässern recht selten vor. Das Element wird gern als Tracer verwendet, um Auskunft über die Herkunft der Wässer zu erhalten. Eine wichtige Bor-Quelle sind z. B. vulkanische Gase.

Gesamtkonzentration gelöster Bestandteile (total dissolved solids – TDS)

Die Gesamtkonzentration gelöster Bestandteile ist die Summe aller gelösten Kationen und Anionen. Die Gesamtkonzentration bei gering mineralisierten Wässern wird häufig auch in Masse pro Volumeneinheit angegeben.

Tiefenwässer im Oberrheingraben beispielsweise sind unabhängig vom geologischen Schichtaufbau hochkonzentrierte Na-Cl-Fluide (etwa 100–200 g/kg), die in der Regel CO_2 -reich sind. Im Molassebecken sind die Wässer geringer mineralisiert, wobei die Konzentration und der Na-Cl-Gehalt zum Beckentiefsten hin zunehmen. Im Norddeutschen Becken dominieren Formationsfluide des Na-Cl- bzw. des Ca-Na-Cl-Typs, die Gesamtkonzentrationen teilweise über 300 g/kg erreichen können.

4.3.8 Gase, Gasgehalt eines Fluids

Die Löslichkeit von Gasen im Wasser ist gasspezifisch und hängt von der Wassertemperatur, vom Druck (bei Gasgemischen vom Partialdruck) und vom Gesamtlösungsgehalt (TDS) ab. Die Löslichkeit eines Gases λ in l/l [-] lässt sich durch die Henry-Dalton-Gleichung beschreiben:

$$\lambda = K' \cdot p \quad (21)$$

wobei p der Druck bzw. Partialdruck ist und K' ein temperaturabhängiger Proportionalitätsfaktor.

Es gibt verschiedene Wasser-Gas-Gemische, die gelöste und nicht gelöste Komponenten enthalten. In der Natur treten vorzugsweise Gemische mit CO_2 auf, aber auch Gemische mit Stickstoff, Methan, Schwefelwasserstoff und anderen Gasen werden beobachtet. Die Wasser-Gas-Gemische besitzen von normalen Grundwässern abweichende hydraulische Eigenschaften.

Die Löslichkeit von Gasen im Wasser wird in Gegenwart von gelösten festen Stoffen verändert.

Für geothermische Nutzungen relevante Kenngrößen

Tritt ein Fluid mit atmosphärischer Luft in Kontakt, so stellt sich ein Gleichgewicht entsprechend den Partialdrücken der Luftbestandteile im Gasraum und den gelösten Gasen ein. Wässer, die unter hohem Druck mit einem Gas, z. B. mit CO_2 , gesättigt sind, geben dieses Gas so lange ab, bis Gleichgewicht zur Atmosphäre besteht. Dies gilt besonders für Gase wie H_2S und H_2 bzw. CO_2 , deren Partialdrücke in der Atmosphäre nahe Null bzw. sehr niedrig sind.

Als Folge einer Verminderung des freien gelösten CO_2 , beispielsweise durch Kontakt mit der atmosphärischen Luft, oder durch Reduktion des Fluid-Druckes, z. B. bei Thermalwasserförderung aus großer Tiefe, kann in erheblichen Mengen Aragonit und/oder Calcit (CaCO_3) ausgefällt werden. Zur Vermeidung eines Kontaktes mit der atmosphärischen Luft wird das Thermalwasser bei Geothermiebohrungen in einem geschlossenen System gefördert. Zusätzlich wird das geschlossene System mit Drücken in der Größenordnung von ca. 10 bar beaufschlagt. Die Bestimmung der Höhe der erforderlichen Drücke kann theoretisch mit thermodynamischen Programmen und praktisch mit Laborversuchen erfolgen. Beide Verfahren setzen eine genaue Kenntnis der hydrochemischen Zusammensetzung des Fluids voraus.



Der Ermittlung von Gasen und Gasgehalten im Fluid der Lagerstätte kommt höchste Priorität zu. Wichtig ist dabei die Angabe des Bezugs der Maßeinheiten und der Messbedingungen.

Abb. 20: Entnahme einer Wasserprobe

5 Testverfahren und Reservoirmodellierung

5.1 Hydraulische Tests

5.1.1 Einbohrlochverfahren

Hydraulische Tests sind Untersuchungsmethoden bzw. -verfahren, die in einem Bohrloch durchgeführt werden und mit denen hydraulische Parameter ermittelt werden können. Zu diesen Parametern zählen vor allem die Transmissivität (Abschnitt 4.2.3) und der Speicherkoeffizient (Abschnitt 4.2.5). Aus der Transmissivität kann in einem homogenen, isotropen Aquifer bei Kenntnis der Aquifermächtigkeit H der Durchlässigkeitsbeiwert k_f (Abschnitt 4.2.2) ermittelt werden. Nachstehend wird eine Zusammenstellung der für Tiefbohrungen wichtigsten Testverfahren gegeben (z. B. KRUSEMAN & DE RIDDER 1991, STOBBER 1986, NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR ÖKOLOGIE & NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG 1997, PK TIEFE GEOTHERMIE 2008).

Hydrothermale Nutzungen aus Tiefbohrungen erfolgen fast ausschließlich aus Festgesteins-Grundwasserleitern. In diesen tiefen Aquiferen liegen grundsätzlich gespannte Grundwasserverhältnisse vor. Für die Auswertung der Tests steht i. d. R. nur ein Bohrloch, die Förderbohrung, zur Verfügung; ein Beobachtungs-Messstellennetz fehlt daher. Es handelt sich daher um sog. Einbohrlochverfahren. Dafür gibt es verschiedene Testkonfigurationen in der Bohrung (vgl. Abb. 21):

- Tests im offenen Bohrloch ohne oder mit Packer (Einfach- oder Doppelpacker)
- Tests in ausgebauten Beobachtungsbohrungen

Hydraulische Tests sind grundsätzlich dann wenig aussagekräftig, wenn verschiedene geologische Schichten oder Aquifere gemeinsam getestet werden und keine Differenzierung möglich ist. Durch den Einsatz von Packern, durch einen sachgerechten Ausbau von Bohrungen oder durch geeignete geophysikalische Bohrlochmessungen ist es möglich, einzelne Horizonte oder Schichten separat hydraulisch zu testen, so dass die in Folge ermittelten hydraulischen Parameter zuordbar sind.

Hydraulische Tests, die **in offenen Bohrlöchern ohne Packer** durchgeführt werden, lassen Aussagen über die gesamte getestete Bohrlochstrecke zu. Die ermittelten hydraulischen Parameter wie Durchlässigkeit, Permeabilität oder spezifischer Speicherkoeffizient sind nur dann für das Gebirge repräsentativ, wenn im Untergrund gleichförmige Bedingungen vorliegen oder wenn durch zusätzliche Informationen, beispielsweise Flowmeter-, Leitfähigkeits- oder Temperatur-Logs, eine Gewichtung für einzelne Gebirgsabschnitte vorgenommen werden kann.

Für hydraulische Tests in **offenen Bohrlöchern mit Packer** ist eine Testgarnitur notwendig, die aus einem Testgestänge mit Testventil und ein oder zwei Packern besteht. Ein Packer ist eine 0,5–1 m lange armierte Gummimanschette, die mechanisch oder hydraulisch-pneumatisch verformbar ist. Diese soll im eingebauten (verformten) Zustand das zu testende Intervall hydraulisch abdichten.

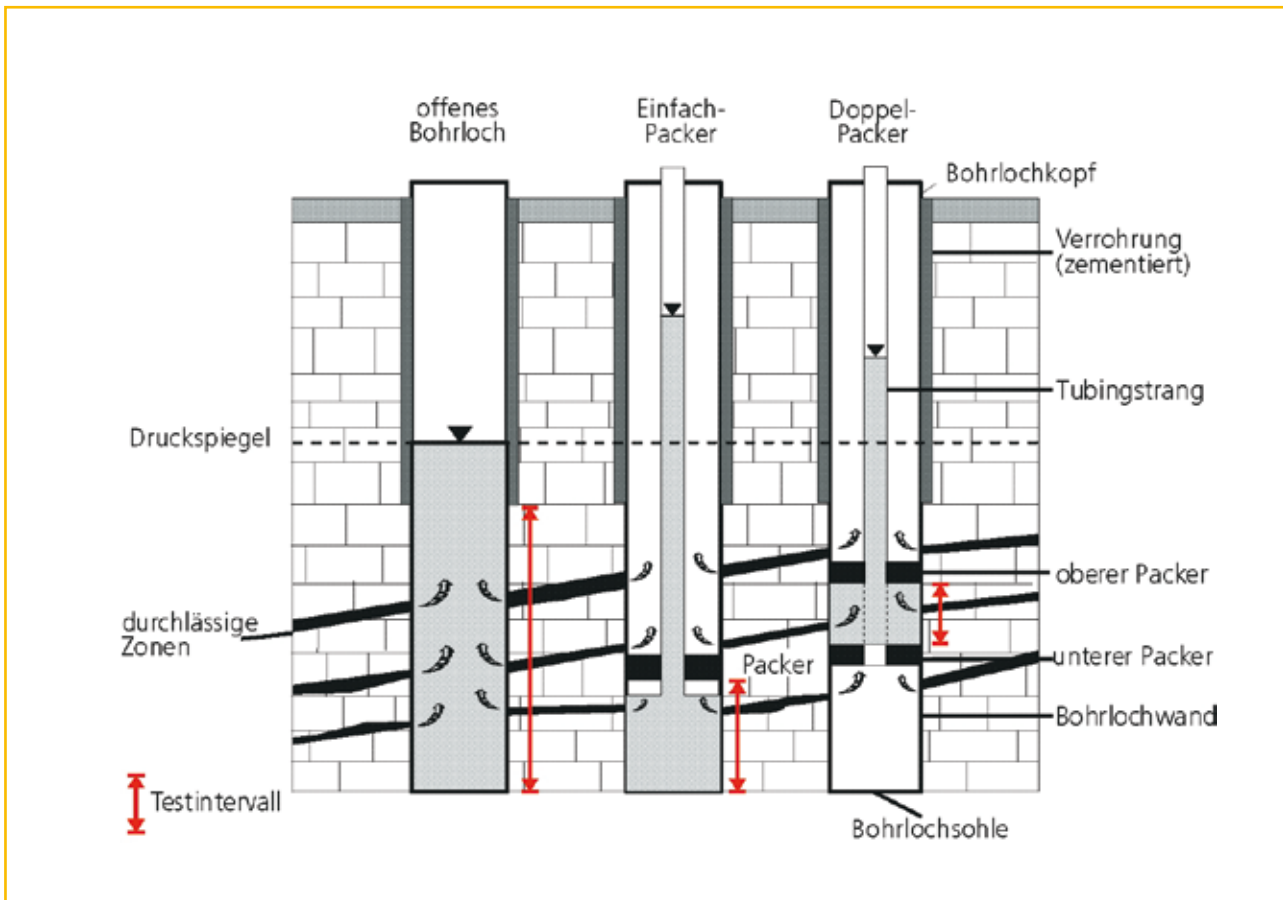


Abb. 21: Verschiedene Durchführungsmöglichkeiten für hydraulische Tests in Bohrungen (NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR ÖKOLOGIE & NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG 1997)

Einfachpackertests werden häufig dann beim Abteufen einer Bohrung durchgeführt, wenn sich z. B. durch Zutritte von Formationswässern oder durch Spülungsverluste Wasserwegsamkeiten andeuten. Das Testgestänge mit einem einzelnen Packer wird in den gewünschten Bereich eingebaut und dichtet so das Testintervall zwischen Packer und Bohrlochsohle gegen den Ringraum über dem Packer ab (Abb. 21).

Die Durchführung von **Doppelpackertests** erfolgt normalerweise nach dem Abteufen eines größeren Bohrlochabschnittes. Das Testgestänge ist hierfür mit zwei Packern ausgestattet, die ein Testintervall im Bohrloch von ca. 1,5–5 m gezielt isolieren und testen. Gemessen werden dabei Temperatur und Druck im Testintervall und je nach Testgarnitur auch ober- und unterhalb davon.

Bei **Tests in ausgebauten Beobachtungsbohrungen** ist die Verwendung von Packern nur dann sinnvoll, wenn die Packern im Bereich eingebauter Dichtungen hinter der Verrohrung installiert und somit durch eine hydraulische Isolation bestimmte Testintervalle separat untersucht werden können.

5.1.2 Testprinzip

Das Testprinzip ist bei allen hydraulischen Tests in Bohrungen dasselbe: Der im Testintervall (bzw. Aquifer) gemessene Anfangsdruck dient als Referenzdruck bzw. Ruhewasserspiegel. Bei Packertests wird dieser Anfangsdruck nach dem Setzen des Packers gemessen. Während einer Ausgleichsperiode (so genannte Compliance-Periode) bauen sich in Tiefbohrungen externe Störungen i. d. R. ab (Ausnahme: Gezeiteneinwirkungen).

Im ersten Testschritt wird der Anfangsdruck im Testintervall durch Förderung oder Injektion von Wasser (in dichtem Gestein: Gas) künstlich verändert. Die Förderung (withdrawal) bewirkt eine Druckabsenkung, die Injektion (injection) eine Druckerhöhung. Im zweiten Testschritt wird die Förderung bzw. Injektion beendet und die Erholung des Drucks bis zum Formationsdruck, dem ungestörten Gebirgsdruck, beobachtet. Anfangs- und Formationsdruck sollten gleich sein.

Der Testauswertung werden die zeitliche Veränderung der Fließraten und Druckhöhen zu Grunde gelegt (instationär). Je länger der hydraulische Test dauert, desto größer ist der vom Drucksignal erfasste Raum und die Chance, den i. d. R. in unmittelbarer Umgebung um das Bohrloch gestörten Bereich (Skin) zu überwinden, da bohrlochnahe Bereiche möglicherweise durch das Bohren oder den Ausbau der Bohrung beeinträchtigt sind. Tests in großkalibrigen Bohrungen oder in Geringleitern werden zudem in der Anfangsphase stark von der Eigenkapazität der Bohrung (Brunnenspeicherung) geprägt. Allerdings werden Tests in Tiefbohrungen insbesondere bei der KW-Industrie aus Kostengründen so kurz wie möglich durchgeführt. Sind die einzelnen Testabschnitte oder die Testschritte zu kurz bemessen, so können keine Aussagen über weiter vom Bohrloch entfernte Bereiche, z. B. über die Aquiferparameter (oder -grenzen), getroffen werden.

Die klassischen Pump- und Injektionsversuche, die bevorzugt in Thermalwasserbohrungen durchgeführt werden, zeichnen sich durch besonders lange Förder- bzw. Injektionszeiten aus und verfügen daher über eine sehr hohe Testgüte.

Wird anstelle des Basisdrucks der Wasserstand (oder ein Druck deutlich oberhalb des Testhorizonts) gemessen, so muss bei Tiefbohrungen der gemessene Wasserstand von der thermischen Beeinflussung korrigiert werden. Da die Dichte von Wasser temperaturabhängig ist, haben gleichschwere Wassersäulen mit verschiedenen Temperaturen unterschiedliche Längen. Zwar ist der Dichteunterschied an sich sehr gering, bei Wassersäulen von mehreren hundert Metern kann die Längendifferenz jedoch oft mehrere Meter betragen. Die Wassertemperatur in einer Bohrung passt sich im Ruhestand den jeweiligen Gesteinstemperaturen an. Bei Wasserentnahme aus der Bohrung strömt das warme Wasser aus den tieferen Bereichen rasch nach oben, was eine Erwärmung der gesamten Wassersäule zur Folge hat. Deshalb kann der Wasserspiegel zu Beginn eines Pumpversuchs aufgrund der temperaturbedingten Dichteänderung zunächst ansteigen anstatt abzusinken. Zur Auswertung muss die Absenkung bzw. die Länge der Wassersäule auf eine definierte Temperatur umgerechnet werden, was eine Dichtekorrektur der Wassersäule für jeden Messwert notwendig macht (STOBER 1986).

5.1.3 Testverfahren

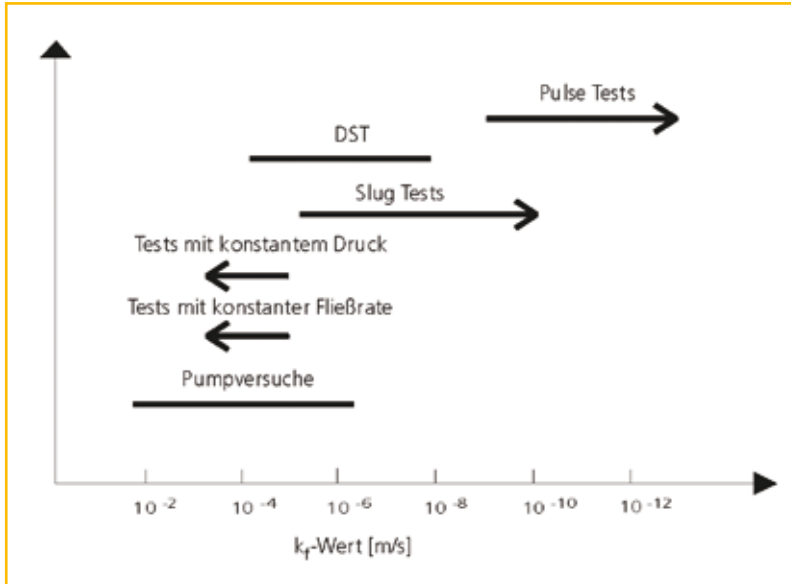


Abb. 22: Bereiche für den Einsatz verschiedener hydraulischer Testverfahren in Abhängigkeit von den Gebirgs-Durchlässigkeiten (NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR ÖKOLOGIE & NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG 1997)

werden. Ziel eines Pumpversuches ist es, die Leistung der (des) Brunnen(s) bzw. die mögliche Förderleistung aus dem Testintervall im Bohrloch, die hydraulischen Eigenschaften des Grundwasserleiters und der angrenzenden Gesteine in situ sowie die Beschaffenheit des Grundwassers zu bestimmen. Bei der Auswertung von Pumpversuchen kann der Einfluss einer begrenzten Anzahl exakt definierter Randbedingungen berücksichtigt werden.

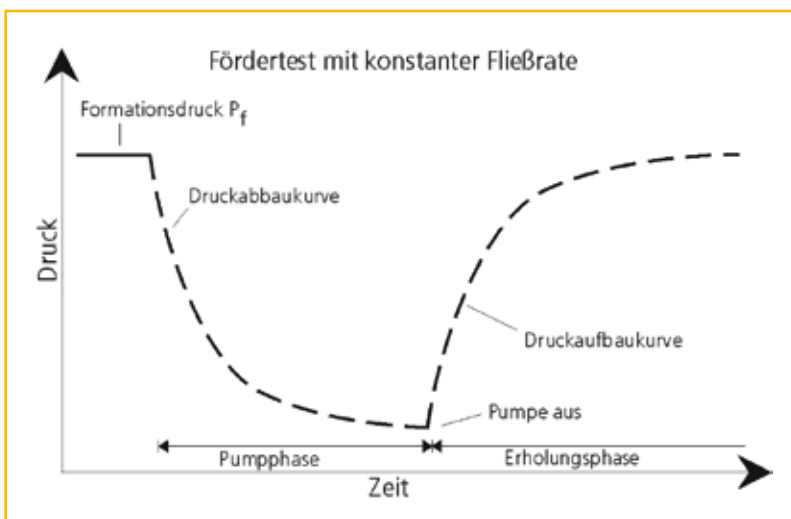


Abb. 23: Typischer Druckverlauf beim Fördertest (NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR ÖKOLOGIE & NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG 1997)

Es existiert eine große Anzahl hydraulischer Testverfahren. Bei der Auswahl eines geeigneten Verfahrens spielt neben der Zielsetzung vor allem die zu erwartende Gesteinsdurchlässigkeit eine Rolle. Abbildung 22 zeigt schematisch die Einsatzmöglichkeiten der verschiedenen Tests in Abhängigkeit von der Gebirgsdurchlässigkeit.

Pumpversuch, Injektionsversuch

Nach DVGW REGELWERK W 111 (1997) ist ein **Pumpversuch** ein vergleichsweise aufwendiges, kontrollierbares Feldexperiment, bei dem aus einer oder mehreren Bohrung(en) Grundwasser entnommen wird. Ein Pumpversuch kann unter verschiedenen Testkonfigurationen (Abschnitt 5.1.1) durchgeführt

Ein **Injektionstest** stellt im Prinzip einen umgekehrten Pumpversuch dar, bei dem statt Wasser entnommen, Wasser in das Gebirge eingebracht wird.

Tests mit konstanter Fließrate oder mit konstantem Druck sind jeweils eine spezielle Art eines Pumpversuches bzw. Injektionstests. Die weitaus umfangreichsten Informationen können allerdings aus Tests mit konstanter Rate (Aquifertest) gewonnen werden (STOBER 1986), da in diesem Fall sehr viele verschiedene Auswerteverfahren in Abhängigkeit vom zugrunde zu legenden Strömungsmodell existieren (Typkurvenverfahren, analytische und numerische Auswerteverfahren, Näherungslösungen).

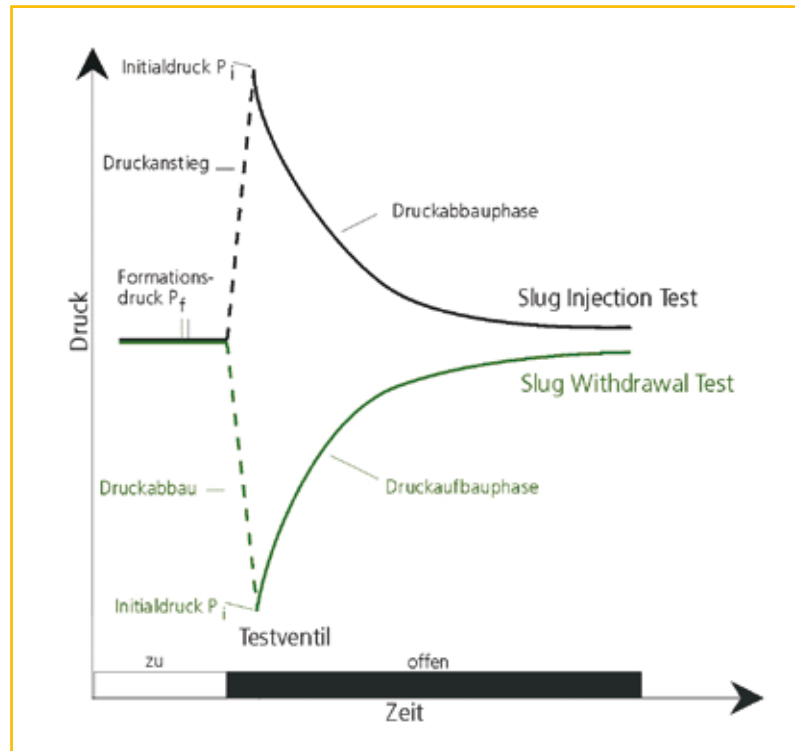
Slug-Test

Der Slug-Test wird bei geringen bis mittleren Gesteinsdurchlässigkeiten angewendet. Er dient der Ermittlung der Transmissivität, aus der sich die Permeabilität, der Durchlässigkeitsbeiwert, der Speicherkoeffizient sowie die Brunnenspeicherung und der Skin-Faktor ableiten lassen (z. B. COOPER et al. 1967, RAMEY et al. 1975).

Bei diesem hydraulischen Test wird der Druck im Bohrloch oder Testintervall plötzlich verändert und der anschließende Druckaufbau oder Druckabbau gemessen. Wenn das Testventil geöffnet wird, überträgt sich die Druckveränderung schlagartig auf das Testintervall. In der anschließenden Fließphase erfolgt ein Druckausgleich, indem je nach Druckgefälle Wasser aus dem Gebirge zufließt (Slug-Withdrawal-Test) oder ins Gebirge abfließt (Slug-Injection-Test; Abb. 24).

Slug/Bail-Test

Das Prinzip des Slug/Bail-Tests beruht wie beim Slug-Test auf einer schlagartigen Veränderung des Drucks. Im Gegensatz zu diesem geschieht dies nicht durch die Zugabe oder Entnahme von Wasser, sondern durch das Eintauchen und Bergen eines Verdrängungskörpers.



Zur Auswertung können z. B. die Typkurvenverfahren von HVORSLEV (1951), PAPA-DOPULOS et al. (1973) oder von COOPER et al. (1967) herangezogen werden. Daneben existieren numerische Auswerteverfahren.

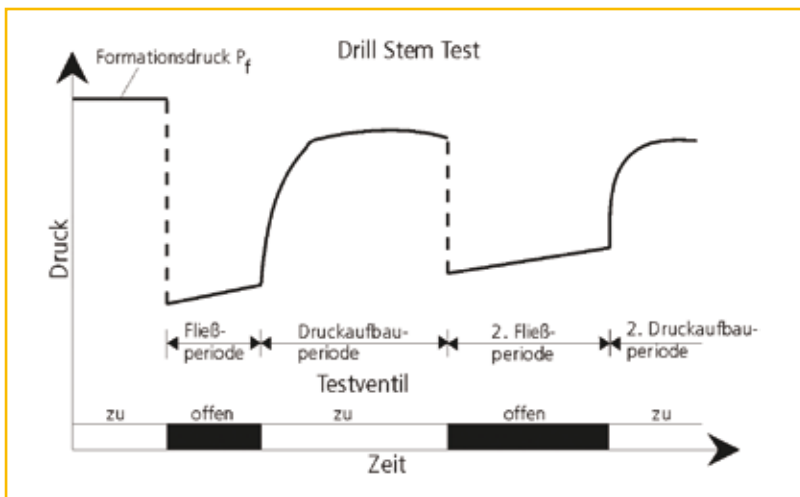
Pulse-Test

Der Pulse-Test, bei dem Permeabilität, Brunnenspeicherung und Skin-Faktor ermittelt werden, kommt bei sehr geringen bis geringen Gebirgsdurchlässigkeiten zum Einsatz. Durch entsprechenden Packereinsatz kann er zur Untersuchung von Durchlässigkeiten einzelner Gebirgsabschnitte genutzt werden. Beim Pulse-Test wird wie beim Slug-Test (mit der gleichen Testausrüstung) eine Druckveränderung im Testintervall hervorgerufen. Das Testventil wird dabei nur für einen kurzen Zeitraum geöffnet und danach sofort wieder verschlossen. Anschließend wird der Druckausgleich bis zum Formationsdruck im Testintervall gemessen.

Abb. 24: Typischer Druckverlauf beim Slug-Test (nach: NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR ÖKOLOGIE & NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG 1997)

Gestängetest oder Drill-Stem-Test (DST)

Durch den Drill-Stem-Test (DST) können die Permeabilität, die Brunnenspeicherung und der Skin-Faktor ermittelt werden. Der Name Drill-Stem-Test leitet sich von der englischen Bezeichnung für Bohrstrang „Drill Stem“ ab.



Wie in Abbildung 25 zu sehen ist, gliedert sich der DST in eine erste kurze Fließphase, eine erste Schließphase, eine zweite lange Fließphase und eine zweite lange Schließphase. Durch das Öffnen des Ventils wird ein Unterdruck im Testabschnitt und ein Zufließen in das Bohrloch erreicht. In der Schließphase (Ventil geschlossen) kommt es zum Druckaufbau möglichst bis zum Formationsdruck. Anschließend wird das Ventil für eine längere Fließphase wieder geöffnet und der Prozess beginnt von neuem. Mittels Druckmessgeräten wird der entsprechende Fließ- und Schließdruck über einen längeren

Abb. 25: Typischer Druckverlauf bei einem Drill-Stem-Test (NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR ÖKOLOGIE & NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG 1997)

Zeitraum gemessen. Da sich auftretende Temperaturschwankungen im Test stark auf den Druckverlauf auswirken können, ist es für die Korrektur im Hinblick auf die Auswertung notwendig, neben dem Druck auch die Temperatur aufzuzeichnen. Der Zeitaufwand beim DST ist von der Durchlässigkeit und Standfestigkeit des Gebirges abhängig.

Wird der stationäre Fließzustand erreicht, kann für die Auswertung z. B. das Geradenlinienverfahren von HORNER (1951) herangezogen werden; für die instationäre Auswertung der Druckverläufe eignet sich z. B. das Typkurvenverfahren von GRINGARTEN et al. (1979). Darüber hinaus existieren für eine Vielzahl möglicher Untergrundmodelle Musterkurven. Außerdem werden numerische Verfahren für die Auswertung eingesetzt.

Interferenzttest

Für einen Interferenzttest sind mehrere Beobachtungsbohrungen nötig, da auf diese Weise der hydraulische Kontakt zwischen unterschiedlichen Bohrungen, die Reichweite und Form des Absenkungstrichters sowie die Transmissivitätsverteilung im Umfeld der Bohrung bestimmt werden kann.

Bezüglich des Themas „Bohrlochgeophysik“ wird auf das DVGW-REGELWERK W 110 (2005) und das Lehrbuch von FRICKE & SCHÖN (1999) verwiesen.

5.2 Reservoirmodellierung

Die räumliche Ausdehnung eines geothermischen Reservoirs spielt für die geothermische Nutzung eine wichtige Rolle. Aus der geometrischen Form des Reservoirs, d. h. aus der Ausdehnung und Mächtigkeit, kann das Volumen und damit der Energieinhalt des Reservoirs berechnet werden. Eine größere Mächtigkeit erhöht bei gleicher Durchlässigkeit die Transmissivität und folglich auch die mögliche Förderrate.

Als Grundlagen für ein geometrisches Untergrundmodell dienen Daten aus der geophysikalischen Explorationstätigkeit, die meist mittels seismischer, seltener mit geoelektrischen Verfahren gewonnen werden, sowie Ergebnisse von Bohrungen. Größtenteils stammen die Daten aus der Kohlenwasserstoffexploration, die neuerdings durch Untersuchungen für geothermische Projekte ergänzt werden. Bohrungen stellen Informationen längs einer Linie im Untergrund dar, während seismische 2D-Sektionen (vertikale) Flächen-Informationen in der Tiefe zeigen. Erst die 3D-Seismik kann ein räumliches Modell des Untergrundes liefern.

Die seismischen Messungen müssen zielgerichtet mit aufwändigen mathematischen Verfahren bearbeitet werden und aus einer Zeit- in eine Tiefeninformation umgewandelt werden („Processing“). Aufbauend auf dieser Auswertung ist die geologische Interpretation unter besonderer Berücksichtigung der geothermischen Fragestellung vorzunehmen. Aufgabe ist es dann, aus den meist unregelmäßig verteilten 1D-Bohrungsinformationen und 2D-Seismikinformationen ein dreidimensionales geologisches Strukturmodell aufzubauen. Das so generierte dreidimensionale geologische Modell beinhaltet die Lagerungsverhältnisse der Schichten sowie deren Schichtmächtigkeit.

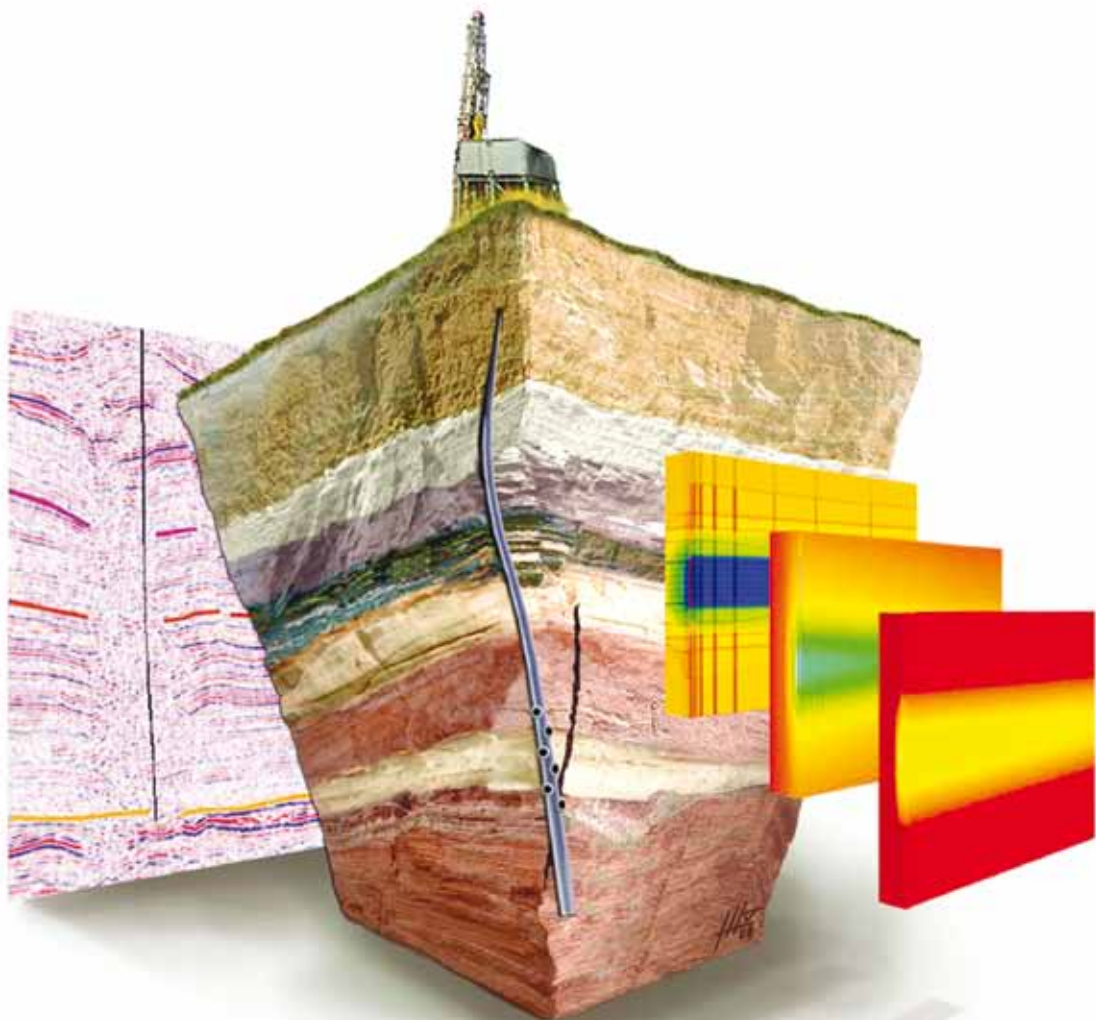
Auf Basis des Strukturmodells und der hydrostratigraphischen Daten ist eine thermisch-hydraulische Modellvorstellung zu entwickeln, die als Grundidee des hydrogeologischen Modells dient. Dabei werden insbesondere die lithologisch-stratigraphischen Einheiten des 3D-Strukturmodells in hydrostratigraphische Einheiten überführt und hydraulische Parameter (Abschnitt 4.2) den hydrostratigraphischen Einheiten zugeordnet. Zusätzlich müssen für die einzelnen Horizonte die entsprechenden thermophysikalischen Parameter (Abschnitt 4.1) übernommen werden.

Das (vereinfachte) hydrogeologische Modell ist Grundlage der numerischen Modellierung für den Wärme- und Stofftransport. Unter Annahme geohydraulischer Randbedingungen sowie eventuell von Grundwasserneubildung und Tiefengrundwasseraufstieg ist ein stationäres Grundwasserströmungsmodell zu entwickeln. Im Rahmen der stationären Kalibrierung sind die geohydraulischen Aquiferparameter und Randbedingungen im numerischen Grundwasserströmungsmodell so anzupassen, dass sich eine bestmögliche Übereinstimmung gemessener und berechneter Potenzialwerte und Potenzialverteilungen sowie eine plausible Grundwasserbilanz ergeben. Parameteränderungen sollen nur innerhalb einer plausiblen Bandbreite vorgenommen werden. Aufgrund der wenigen Stützpunkte wird diese Kalibrierung i. d. R. allerdings mit erheblichen Unsicherheiten behaftet sein.

Mit Hilfe des stationär kalibrierten Grundwasserströmungsmodells wird das natürliche Temperaturfeld modelliert, wobei in diesem stark vereinfachten Modell die natürliche Konvektion aufgrund der meist geringen Datenbasis möglicherweise noch nicht berücksichtigt werden wird. Danach kann mit der numerischen Simulation des geothermischen Betriebs einer oder mehrerer Dubletten begonnen werden.

Es ist offenkundig, dass die Simulationsergebnisse stark von der Dichte und Güte der gemessenen hydraulischen und thermischen Parameter abhängig sind. Auch der Modellierungsmaßstab spielt für die Genauigkeit eine wichtige Rolle.

Abb. 26: Untergrundmodell



6 Gebiete für hydrogeothermische Nutzungen in Deutschland

Im Rahmen des Projekts GeotIS wird ein geothermisches Informationssystem über die hydrothermalen Ressourcen des tiefen Untergrunds in Deutschland entwickelt. Deutschlands wichtigste Regionen im Hinblick auf hydrogeothermische Nutzungen sind das Norddeutsche Becken, der Oberrheingraben und das Süddeutsche Molassebecken (Abb. 27). In diesen Regionen Deutschlands beherbergt der tiefe Untergrund Reservoirs mit heißen Wässern, die mit Temperaturen über 60 °C zur direkten Wärmenutzung, darüber hinaus bereichsweise bei Temperaturen von über 100 °C die grundlastfähige Stromerzeugung ermöglichen.

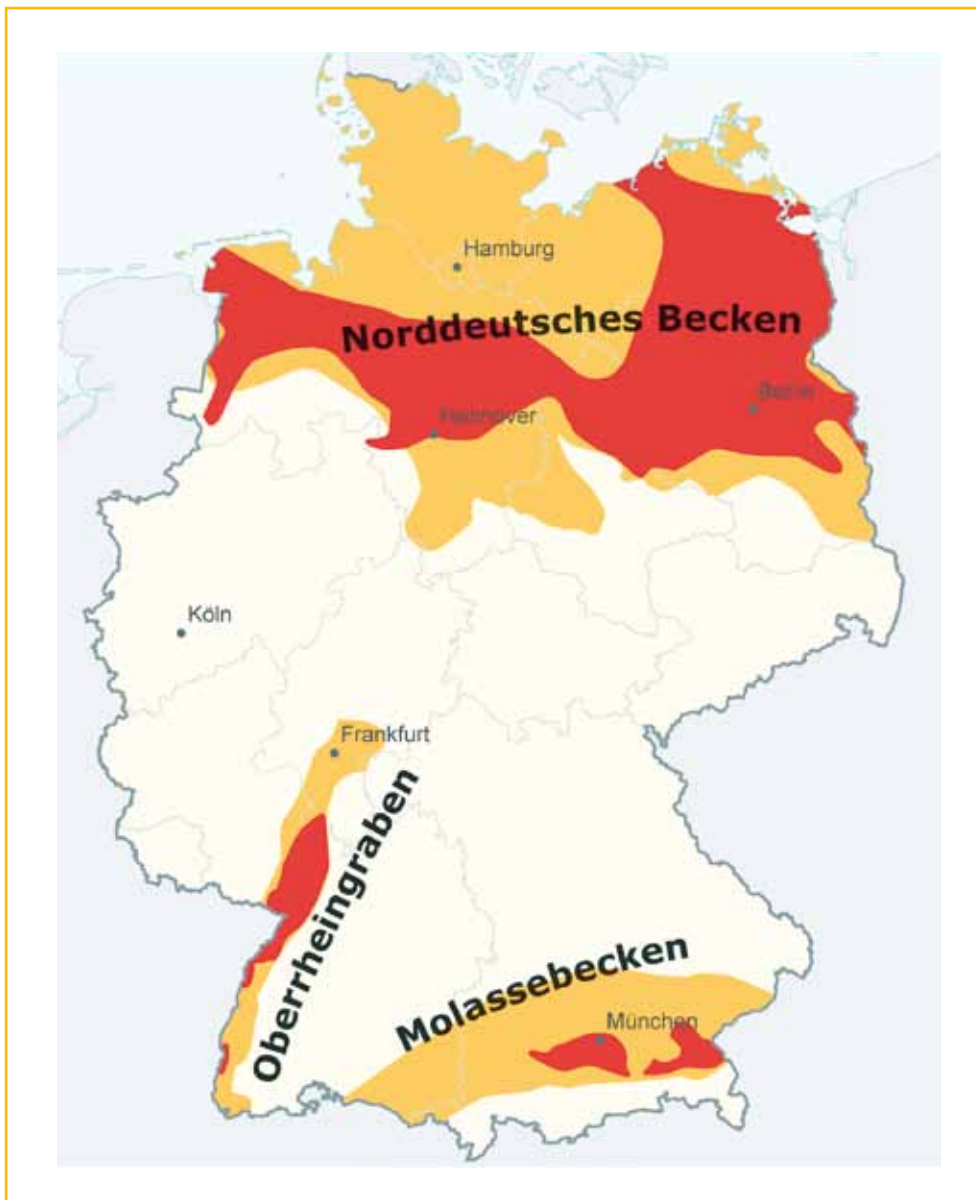
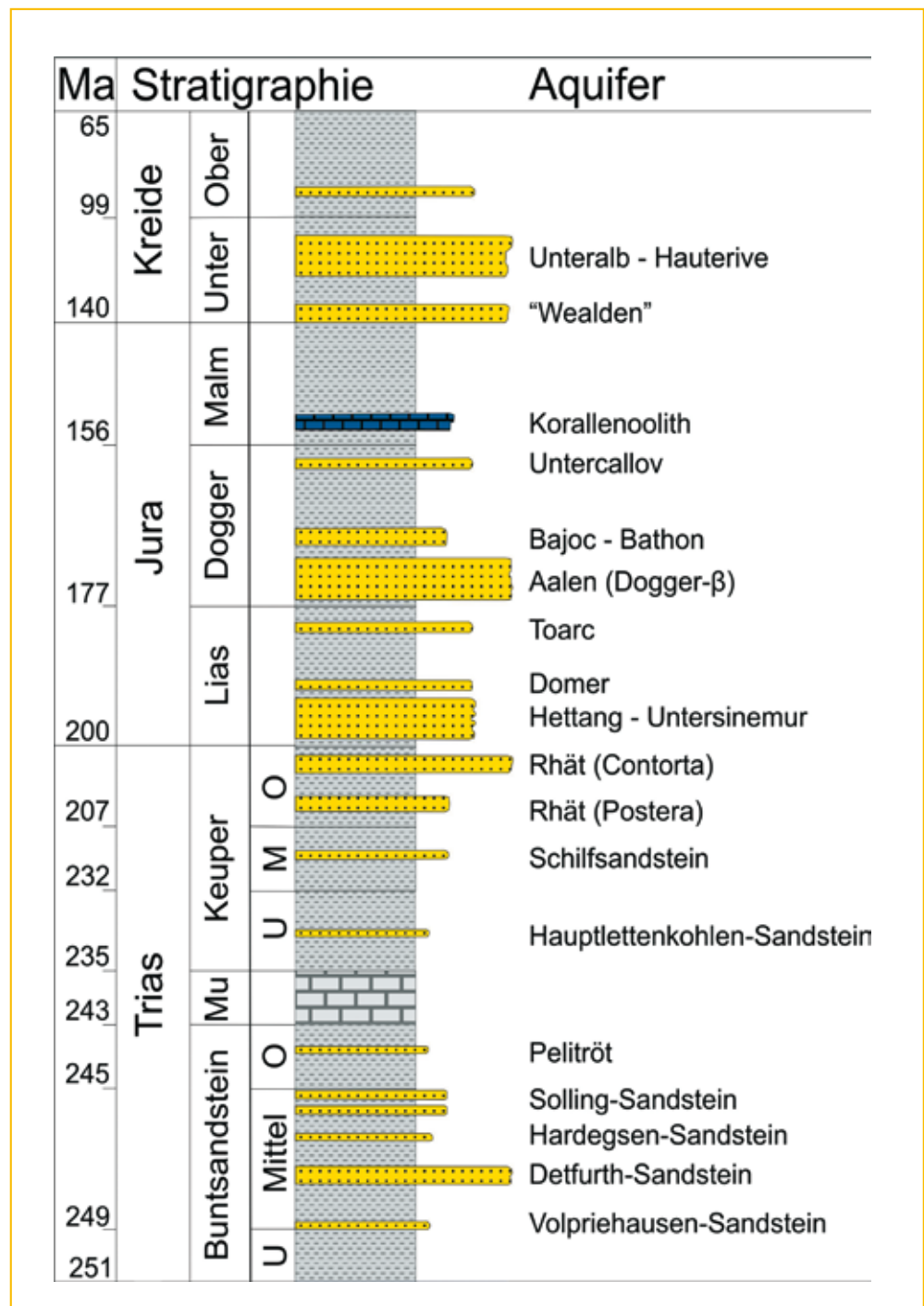


Abb. 27: Übersicht über die wichtigsten Regionen Deutschlands, die für hydrogeothermische Nutzungen in Frage kommen. Dargestellt sind Aquifere mit Temperaturen über 60 °C (orange) und über 100 °C (rot).

6.1 Nordost-Deutschland

Für den östlichen Teil des Norddeutschen Beckens sind als geothermische Aquifere in Bezug zu ihrer Verbreitung, Produktivität und Temperatur vor allem die Sandsteine des Rhät/Lias, aber auch des Doggers, der Unterkreide und des Mittleren Buntsandsteins sowie untergeordnet des Rotliegenden und des Mittleren Keupers (Schilfsandstein) geeignet (KATZUNG 1984, KATZUNG & SCHNEIDER 2000, WOLFGGRAMM & OBST 2006; Abb. 28).

Abb. 28: Mesozoische Aquiferhorizonte (gelb) im Norddeutschen Becken (WOLFGGRAMM et al. 2004, FELDRAPPE et al. 2008)



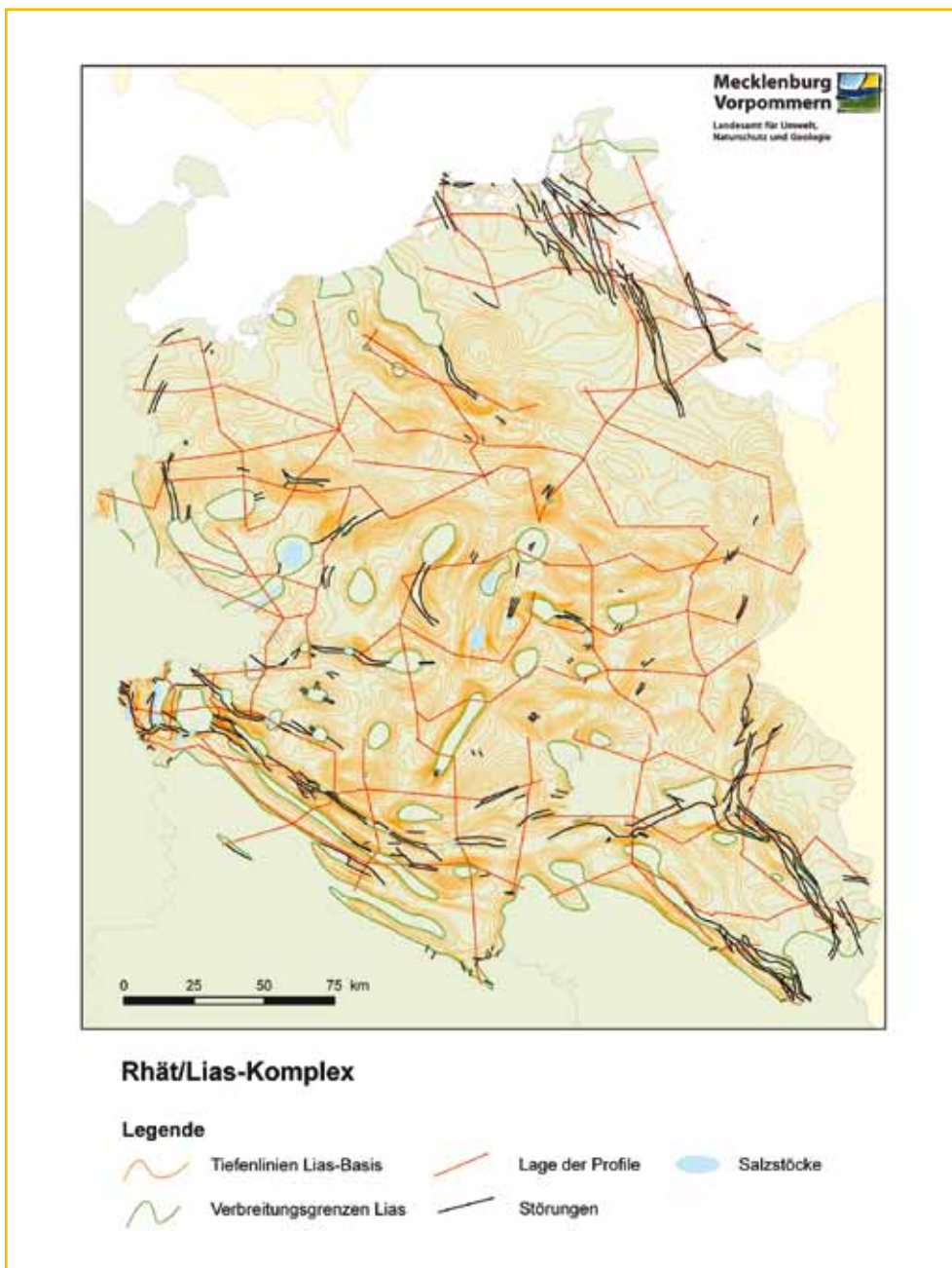


Abb. 29: Beispiel für Informationen aus ArcGIS-Projekten: Verbreitung und Tiefenlage der Aquifere des Rhät/Lias-Komplexes in Nordost-Deutschland. Wichtige Störungen und Salzstrukturen sowie die Lage der verlinkten Korrelationschnitte (rot) werden ebenfalls angezeigt.

Besonders der Rhät-Lias-Aquiferkomplex ist mit wenigen kleinflächigen Ausnahmen im gesamten Bereich des Nordostdeutschen Beckens verbreitet (Abb. 29). Dabei finden sich im Rhät (=Exter-Formation) Aquifere in den Postera-, Contorta- und Triletes-Schichten. Es werden meistens Mächtigkeiten > 10 m erreicht. In Mecklenburg-Vorpommern sind überwiegend die Sandsteine der Oberen Postera-Schichten und/oder der Contorta-Schichten nutzbar. Die bindemittelarmen Sandsteine weisen Porositäten von 25–30 %, Permeabilitäten von 500–1000 mD und Produktivitäten von $50\text{--}150 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1} \text{ MPa}^{-1}$ auf. Die Eigenschaften der Lias-Sandsteine (Hettang, Sinemur, Domer) sind mit denen des Rhät vergleichbar. Der Dogger im Norddeutschen Becken ist differenziert aufgebaut. Es können Sandsteine sowohl im Aalen als auch in den jüngeren Schichten des Bajoc/Bathon und des Unter-Callov nachgewiesen werden.



Abb. 30: Beispiel für Informationen aus ArcGIS-Projekten: Regionale Temperaturverteilung in den Sandsteinen (hier Unterkreide) des Norddeutschen Beckens.

Der Aalen in sandiger Ausbildung stellt einen Aquifer mit hervorragenden Speichereigenschaften dar, welcher Produktivitäten von $150\text{--}300\text{ m}^3\text{ h}^{-1}\text{ MPa}^{-1}$ erwarten lässt. Auch die Unterkreide-Sandsteine sind weit verbreitet und weisen bei Porositäten um 30 % (25–37 %) Permeabilitäten von durchschnittlich 250 mD auf, was Produktivitäten von $> 100\text{ m}^3\text{ h}^{-1}\text{ MPa}^{-1}$ ermöglicht (Abb. 30). Die Aquifere des Mittleren Buntsandsteins sind nur küstennah, also im nördlichen Beckenrandgebiet gut ausgebildet und durch Porositäten von überwiegend $> 20\%$ charakterisiert. Aus dem Vergleich mit den Produktivitäten der Geothermiebohrungen Stralsund und Karlshagen kann z. B. im Solling-Sandstein mit Produktivitäten von etwa $100\text{ m}^3\text{ h}^{-1}\text{ MPa}^{-1}$ gerechnet werden. Sowohl der Schilfsandstein (Rinnenfazies) des Keuper als auch die Rotliegend-Sandsteine sind nur lokal als geothermische Aquifere nutzbar.

Für das GeotIS von Nordost-Deutschland wurden folgende stratigraphische Horizonte (Aquifere), basierend auf DIENER et al. (1992), thematisch aufbereitet:

- Unterkreide („Wealden“, Hauterive)
- Mitteljura (Aalensandstein)
- Speicherkomplex Rhät/Lias (Hettang – Domer)
- Mittlerer Keuper (Schilfsandstein)
- Mittlerer Buntsandstein

Weitere, meist nur lokal bzw. regional ausgebildete Aquifere (Lettenkeuper, Bajoc/Bathon, Callov, Toarc) wurden nicht bearbeitet.

In einer zusätzlich aufgebauten Datenbank für Nordost-Deutschland stehen zudem punktbezogene Informationen aus über 1.640 Bohrungen für Recherchen zur Verfügung. Neben den Kopfdaten sind vor allem die Schichtdaten der für eine geothermische Nutzung relevanten Horizonte für potenzielle Investoren von Interesse. Deshalb wurden mit Hilfe von Abfragen weitere Tabellen zur Tiefenlage der Basis der stratigraphischen Einheiten sowie zur Anzahl und Gesamtmächtigkeit der jeweiligen Sandsteinhorizonte in den Bohrungen (über 8.000 Datensätze) generiert. Angaben zur Porosität und zur Permeabilität konnten ebenfalls eingebunden werden. Sie sind aber nur für ca. 1.300 bzw. 600 Datensätze verfügbar.



Abb. 31: In der Heizzentrale Neustadt-Glewe

6.2 Oberrheingraben

Potenzielle hydrogeothermische Nutzhorizonte und damit Zielhorizonte sind im Oberrheingraben primär die geologischen Formationen des Oberen Muschelkalks und des Buntsandsteins. Darüber hinaus werden im südlichen Grabenbereich zwischen Kehl und Basel der Hauptrogenstein (Mitteljura; früher: Dogger) sowie im nördlichen Grabenabschnitt sandige Lagen in der erdgeschichtlich noch verhältnismäßig jungen tertiären Schichtenfolge berücksichtigt.

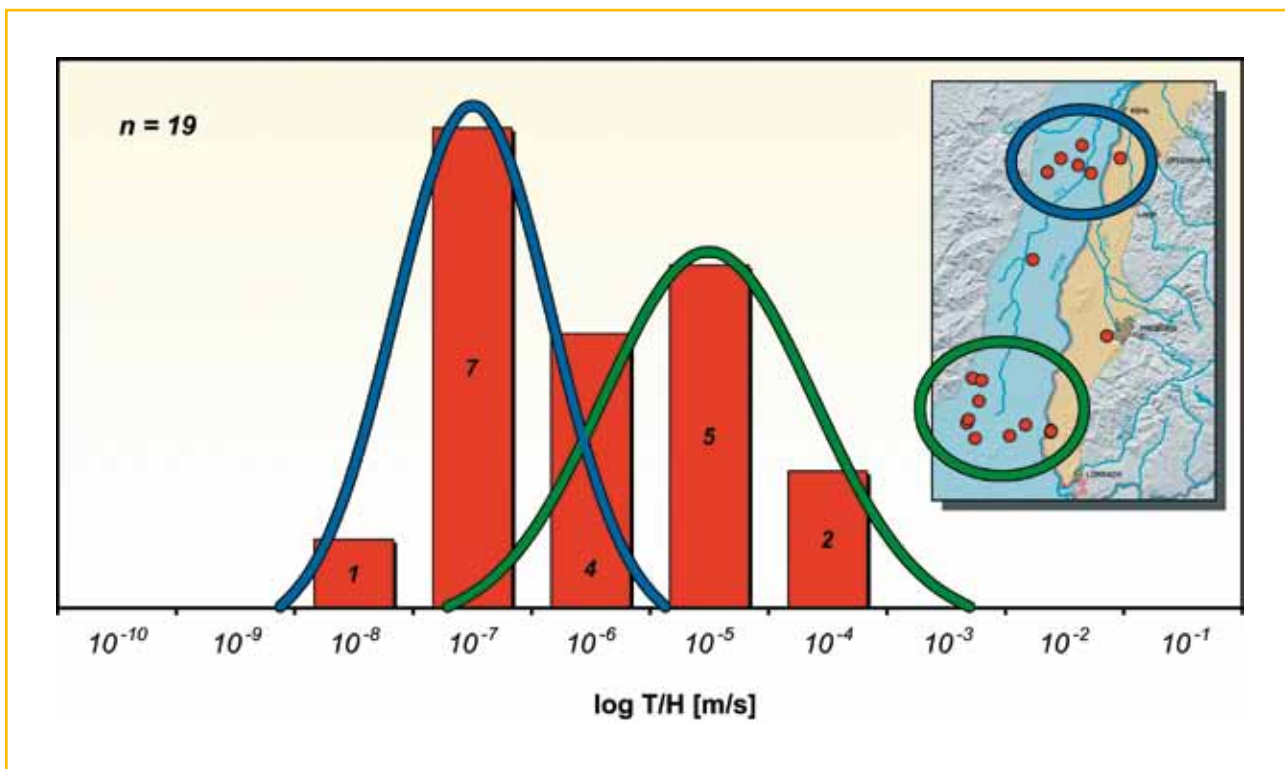


Abb. 32: Verteilung der Durchlässigkeit im Hauptrogenstein/Dogger im südlichen Oberrheingraben (JODOCY & STÖBER 2008)

Im Rahmen des Projekts GeotIS wurden im Oberrheingraben, sowohl auf deutscher wie auf französischer Seite, erstmalig alle hydraulischen Testdaten aus Tiefbohrungen der Kohlenwasserstoffindustrie sowie aus Trinkwasser- und Thermalwasserbohrungen systematisch erhoben, ausgewertet und Gebirgsdurchlässigkeiten ermittelt. Abbildung 32 zeigt beispielhaft die Verteilung der Durchlässigkeit im Hauptrogenstein im südlichen Teil des Oberrheingrabens (JODOCY & STÖBER 2008). Die Daten folgen einer zweigipfligen Verteilung mit höheren Durchlässigkeitswerten im Süden und deutlich geringeren Werten im Norden. Vermutlich besteht ein Zusammenhang mit einem Fazieswechsel im Hauptrogenstein beim Übergang zur so genannten Schwäbischen Fazies im Raum nördlich von Straßburg – Kehl. Dieser Fazieswechsel ist mit einer zunehmenden Vermergelung des Hauptrogensteins verbunden.

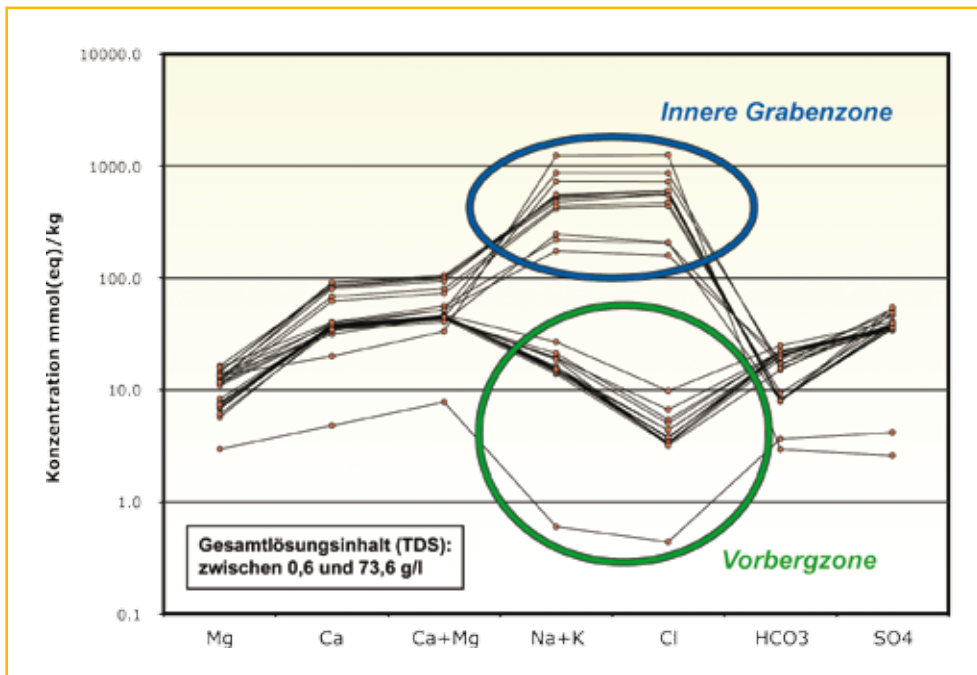


Abb. 33: Hydrochemische Eigenschaften der Wässer aus dem Oberen Muschelkalk (Schoeller-Diagramm) (JODOCY & STÖBER 2008)

Neben den hydraulischen Auswertungen bildet die Hydrochemie einen weiteren Schwerpunkt der Arbeiten. Dieser ist insbesondere für die Planung und den Betrieb geothermischer Anlagen unter den Aspekten Lösung, Fällung und Korrosion von großer Bedeutung.

Die Tiefenwässer im Oberrheingraben haben durchweg hohe Salzgehalte und sind reich an Natriumchlorid. Abbildung 33 zeigt beispielhaft die Hauptinhaltsstoffe verschiedener Analysen aus dem Oberen Muschelkalk in einem Schoeller-Diagramm. Der Feststoffgehalt (TDS) als Summenparameter der im Wasser gelösten Inhaltsstoffe schwankt in den einzelnen Analysen in weiten Grenzen zwischen 14 und 74 g/kg (zum Vergleich: Meerwasser hat einen Salzgehalt von etwa 35 g/kg). Der Feststoffgehalt ist an die Tiefenlage des Aquifers gekoppelt und nimmt mit der Tiefe zu. Gleichzeitig verdeutlicht das Schoeller-Diagramm, dass im Aquifer des Oberen Muschelkalks zwei verschiedene Wassertypen vorliegen können.

Die niedriger mineralisierten Wässer liegen im Bereich der Vorbergzone und sind reich an Calcium, Sulfat und Hydrogencarbonat. Die tiefer liegenden Wässer sind in der inneren Grabenzone zu finden. Sie zeigen eine höhere Mineralisation an und besitzen hohe Gehalte an Natrium und Chlorid. Beide Wassertypen im Oberen Muschelkalk sind für sich genommen sehr einheitlich.

Zur Entwicklung von Modellkonzepten über den strukturellen Bau des tieferen Untergrundes wurden reflexionsseismische Sektionen aus der Erdöl-/Erdgasexploration geologisch interpretiert. Die digitalisierten Lagepläne und gescannten Seismiksektionen bilden in Kombination mit Tiefbohrungen die Datengrundlage für die Erarbeitung zweidimensionaler geologischer Tiefenschnitte. Die seismischen Sektionen können Informationen über die Lage von Störungen sowie die Tiefenlage und Mächtigkeit hydrogeothermischer Nutzhorizonte liefern. Anhand der Kenntnisse über den regionalen geologischen Bau des Untergrundes lassen sich Hinweise auf erreichbare Temperaturen, Förderraten sowie auf Kompressions- und Dehnungsstrukturen ableiten.

6.3 Süddeutsches Molassebecken

6.3.1 Der westliche Teil des Beckens

Für den baden-württembergischen Teil des Süddeutschen Molassebeckens wurden die Formationen des Oberen Juras und des Oberen Muschelkalks als potenzielle Nutzhorizonte festgelegt. Dabei sind die Formationen des höheren Oberen Juras im nördlichen Bereich aufgrund ihrer hohen Ergiebigkeit das Grundwasserstockwerk mit dem größeren hydrogeothermischen Potenzial. Faziell gegliedert in einen nördlichen und einen südlichen Abschnitt, sind innerhalb des Oberen Juras die größten hydrogeothermischen Potenziale im Bereich eines mächtigen beckenparallelen Gürtels vorhanden, der sich von der Region Konstanz-Singen über das Gebiet bei Pfullendorf und Aulendorf bis zur Iller erstreckt. Die in nördlichen Beckenregionen anzutreffende Schwäbische Fazies ist hier aus massigen, teils geschichteten Kalksteinen und Dolomiten aufgebaut, deren Mächtigkeit bis zu 250 m erreichen

kann (VILLINGER 1988). Die Unteren und Oberen Felsenkalke sowie die Liegenden Bankkalke (ki2-ki4) zeichnen sich insbesondere im Bereich dieses aus Schwamm-Algen-Riffen aufgebauten Gürtels (MEYER & SCHMIDT-KALER 1996) durch kavernöse Gesteine bei gleichzeitig im Rahmen der Verkarstung korrosiv erweiterten Hohlräumen aus. Dabei werden die natürlichen Wasserwegsamkeiten durch mehrere großräumige, überwiegend in Beckenlängsrichtung verlaufende Verwerfungssysteme zusätzlich vergrößert. In südlichen Beckenregionen nimmt die Mächtigkeit des Grundwasserleiters im Übergang zur Helvetischen Fazies dagegen stark ab und verliert mangels Ausbildung ausgedehnter Riffe und Lochfelszonen als potenzieller hydrogeothermischer Nutzhorizont zunehmend an Bedeutung.

Der Grad der im Wesentlichen im Pliozän erfolgten Verkarstung des Oberjuras geht mit zunehmender Distanz zur Donau und mit dem Absinken der Schichten in größere Tiefen im Südosten zurück und findet vermutlich südlich der Linie Überlingen – Aulendorf – Ochsenhausen ein Ende. Die darüber

gelagerten gebankten Mergel- und Kalksteine der Zementmergel und Hangenden Bankkalke sind nach Erkenntnissen aus der Wassererschließung auf der Schwäbischen Alb meistens deutlich geringer durchlässiger und zeigen in weiten Teilen lediglich eine nur oberflächennahe Verkarstung (Paläokarst), die den Grundwasserleiter größtenteils nicht erreicht.

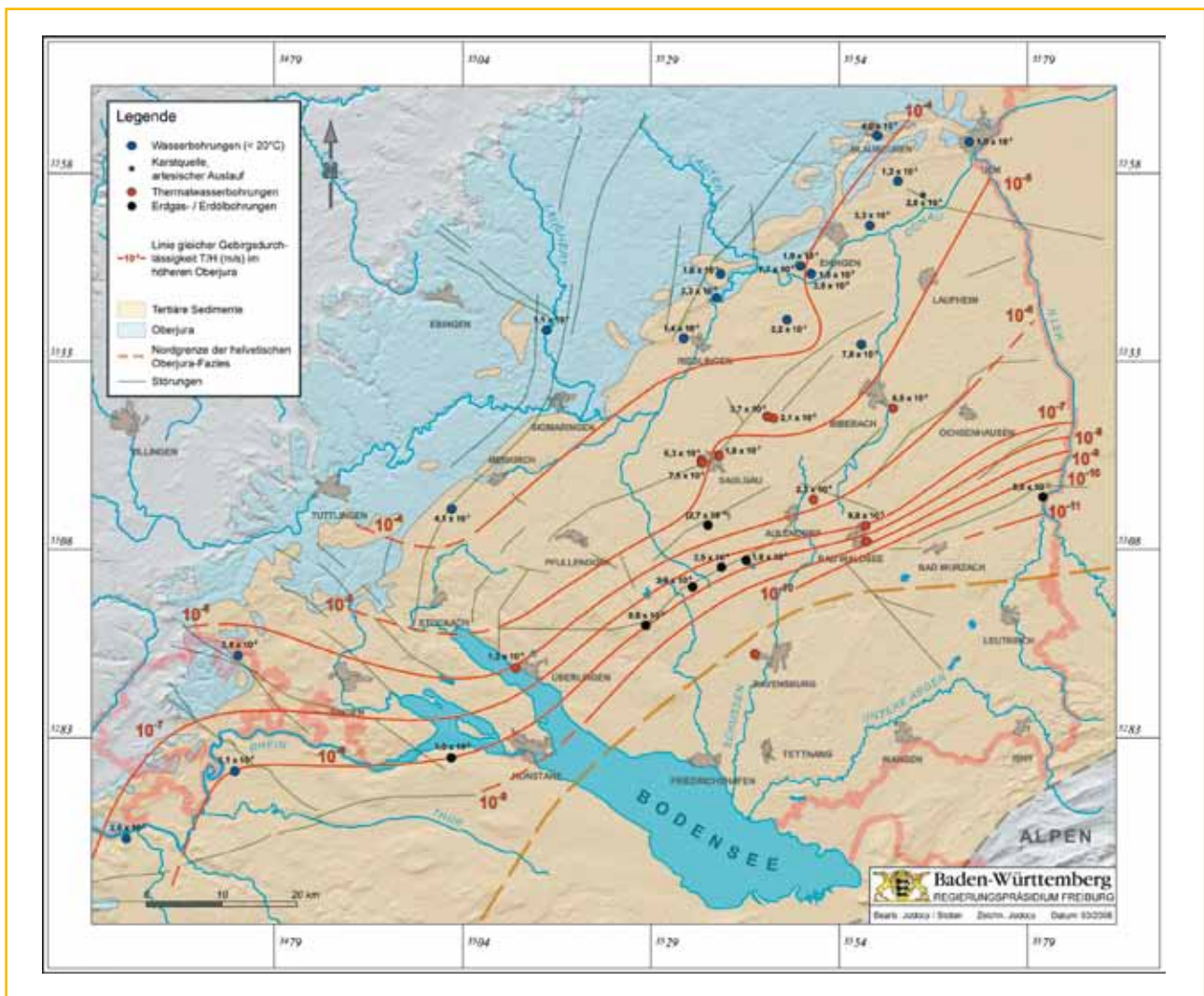
Die im voralpinen Molassebecken niedergebrachten Bohrungen zeigen in allen Grundwasserstockwerken einen generell nach Südosten und damit beckeneinwärts gerichteten Temperaturanstieg. Dieser Effekt ist primär auf das allmähliche Abtauchen der Grundwasserleiter, jedoch auch auf die Mächtigkeitszunahme der hangenden Molasseschichten mit ihren relativ geringen Wärmeleitfähigkeiten zurückzuführen.



Abb. 34: Geothermiekraftwerk Unterhaching

Abbildung 35 zeigt die räumliche Verteilung der Gebirgsdurchlässigkeiten im Oberjura des westlichen Teils des Molassebeckens (STOBER & VILLINGER 1997). Mit fortschreitendem Abtauchen der Oberjuratafel gehen die Durchlässigkeiten nach Südosten zu- nächst langsam zurück. Neben einer verstärkten Grundwasserneubildung und einem damit verbundenen CO₂-Eintrag aus nordwestlicher Richtung im Bereich der Schwä- bischen Alb ist diese geringe Reduktion der Durchlässigkeiten im Wesentlichen auf die Ausbildung eines aus Schwamm-Algen-Riffen aufgebauten Gürtels in der Region Saulgau zurückzuführen. Erst südlich der Linie Überlingen – Aulendorf – Ochsen- hausen findet ein verstärkter Abfall statt. In dieser Region wird mit großer Wahr- scheinlichkeit die Südgrenze der Verkarstung des Grundwasserleiters liegen. Zudem erfolgt in dieser Region der allmähliche Übergang zum helvetischen Faziesbereich. Diese Annahme wird durch negative Erschließungsversuche in den Thermalwasser- bohrungen Waldsee 1 und Ravensburg bzw. geringe Ergiebigkeiten in der Bohrung Waldsee 2 bestätigt. Ein nennenswerter Grundwasserumsatz findet demzufolge im höheren Oberjura des südlichen baden-württembergischen Molassebeckens nicht statt.

Abb. 35: Verteilung der Durchlässigkeit im Oberjura (Malm) des westlichen Molassebeckens (Jodocy & Stober 2008)



6.3.2 Der Obere Jura im bayerischen Teil des Molassebeckens

Im zentralen und östlichen Teil des Molassebeckens kommt für eine energetische Nutzung in erster Linie der Malm (Oberer Jura) als potenziell ergiebigster Thermalwasseraquifer in Frage. Bei besonders günstigen Umständen könnte auch eine energetische Nutzung in den Kreidesandsteinen möglich sein; bei den potenziell thermalwasserführenden Aquiferen im tieferen Tertiär wird nach derzeitigem Kenntnisstand der Schwerpunkt auf einer balneologischen Nutzung liegen müssen (BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFT, INFRASTRUKTUR, VERKEHR UND TECHNOLOGIE 2004).

In Bayern sind derzeit (Stand Januar 2010) neun Anlagen zur hydrothermalen Wärmeerzeugung in Betrieb, zwei dieser Anlagen erzeugen zudem Strom. Drei weitere Projekte zur Stromerzeugung und zwei Projekte zur Wärmeversorgung sind fündig, aber noch nicht in Betrieb. Ein Projekt zur Wärmeversorgung befindet sich in der Bohrphase, weitere Projekte stehen kurz vor Bohrbeginn oder sind noch in der Planungsphase. Alle diese Anlagen bzw. Projekte nutzen bzw. zielen auf den Malm als Thermalwasseraquifer ab.

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 Bayerischen 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.

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 hauptsächlich aus bis zu 500 m mächtigen, massigen Schwamm- und Tubiphytenkalken sowie darüber abgelagerten hellen, porösen Korallen-Schuttkalken zusammen (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 Ostteil des bayerischen Molassebeckens die Mächtigkeiten nach Nordosten hin auf unter 100 m abnehmen.

Die Bewegung des Grundwassers im Malm erfolgt im Wesentlichen entlang von Karsthohlräumen, Klüften und Störungszonen sowie untergeordnet auch von Schichtfugen. Die fazielle Gliederung des Malm hat dabei aufgrund der unterschiedlich stark ausgeprägten Verkarstungsfähigkeit einen direkten Einfluss auf dessen Gebirgsdurchlässigkeit. 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). Die Gesteine des Malm der helvetischen Fazies im Südwesten sind dagegen insgesamt als gering bis sehr gering durchlässig 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 Karst-/Kluftgrundwasserleiter nur sehr schwierig zu treffen und als statistische Werte zu interpretieren.

Im Zentral- und 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).

Auch die Angaben über die Durchlässigkeit des Malm beziehen sich auf statistisch zu interpretierende Werte, da diese lokal z. T. extremen Schwankungen unterliegen können. Im Rahmen des Projekts GeotIS wurden hydraulische Tests aus über 30 Bohrungen ausgewertet, die den Malm im bayerischen Molassebecken mit Wassertemperaturen von über 20 °C erschlossen haben; zusätzlich liegt für einige weitere Bohrungen aus dem östlichen Molassebecken eine Auswertung von Betriebsdaten vor. Es ergibt sich eine Spannbreite der Transmissivitäten von $6,4 \cdot 10^{-8}$ m²/s bis $1,6 \cdot 10^{-1}$ m²/s, wobei zwei deutliche Maxima im Bereich von $1,0 \cdot 10^{-4}$ m²/s bis $5,0 \cdot 10^{-4}$ m²/s und $1,0 \cdot 10^{-3}$ m²/s bis $5,0 \cdot 10^{-3}$ m²/s zu erkennen sind. Die ermittelten k_f -Werte (T/H) variieren von $1,0 \cdot 10^{-9}$ m/s bis $5,2 \cdot 10^{-4}$ m/s; die Maxima der Häufigkeitsverteilung liegen im Bereich von $1,0 \cdot 10^{-6}$ m/s bis $5,0 \cdot 10^{-6}$ m/s bzw. $1,0 \cdot 10^{-5}$ m/s bis $5,0 \cdot 10^{-5}$ m/s. Auf die Angabe von Produktivitäten wird hier verzichtet, da diese nicht nur von den Gebirgsdurchlässigkeiten, sondern auch vom Ausbauzustand der Bohrungen und den Förderraten abhängig sind.

Der Druckwasserspiegel im Malm liegt im zentralen Molassebecken unterhalb der Geländeoberfläche und meist unterhalb des tertiären Druckwasserspiegels, d. h. es herrschen „unterhydrostatische Drücke“. 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.

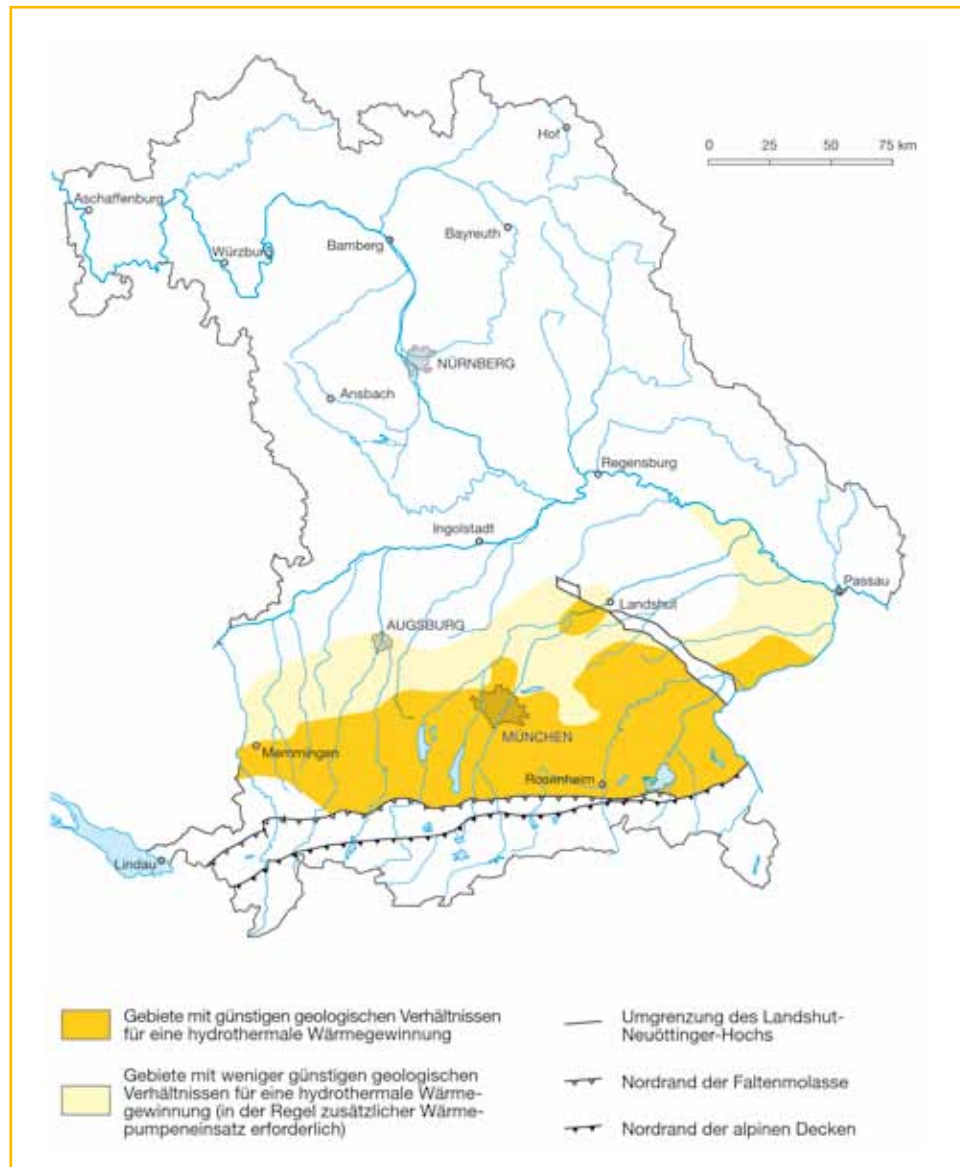


Abb. 36: Gebiete in Bayern mit günstigen geologischen Verhältnissen für eine hydrothermale Wärmezeugung (Quelle: Bayerisches Landesamt für Umwelt)

Gebiete für hydrogeothermische Nutzungen in Deutschland

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

Ein Großteil der Malmwässer kann als Süßwasser klassifiziert werden, wobei am Beckennordrand meist gering mineralisierte ($< 1 \text{ g/l}$) Wässer vom Ca-Mg-HCO_3 -Typ und im Beckenzentrum ebenfalls meist nur gering mineralisierte Wässer vom $\text{Na-(Ca)-HCO}_3\text{-Cl}$ -Typ auftreten. Die Sulfatkonzentrationen nehmen vom Beckennordrand zum Beckenzentrum hin ab, da Sulfat hier zu Sulfid reduziert wird. Das dabei entstehende H_2S ist in allen Malmwässern des Beckeninneren nachweisbar. Mit weiter zunehmender Beckentiefe ist eine Zunahme der Lösungsinhalte feststellen, so dass im Süden – zumindest in wenig durchströmten Bereichen – auch mit Salzwässern zu rechnen ist. Im Süden werden im Malm Maximaltemperaturen von deutlich über $100 \text{ }^\circ\text{C}$ erreicht, nach Norden hin nehmen die Temperaturen ab (Abb. 36). Eine hydrothermale Stromerzeugung ist daher nur südlich von München möglich, da hierfür – zumindest derzeit – Temperaturen von zumindest rund $100 \text{ }^\circ\text{C}$ erforderlich sind (Abb. 37).

Weitere Informationen zur hydrothermalen Energiegewinnung in Bayern sind dem Bayerischen Geothermieatlas (BAYRISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFT, INFRASTRUKTUR, VERKEHR UND TECHNOLOGIE 2004) zu entnehmen.

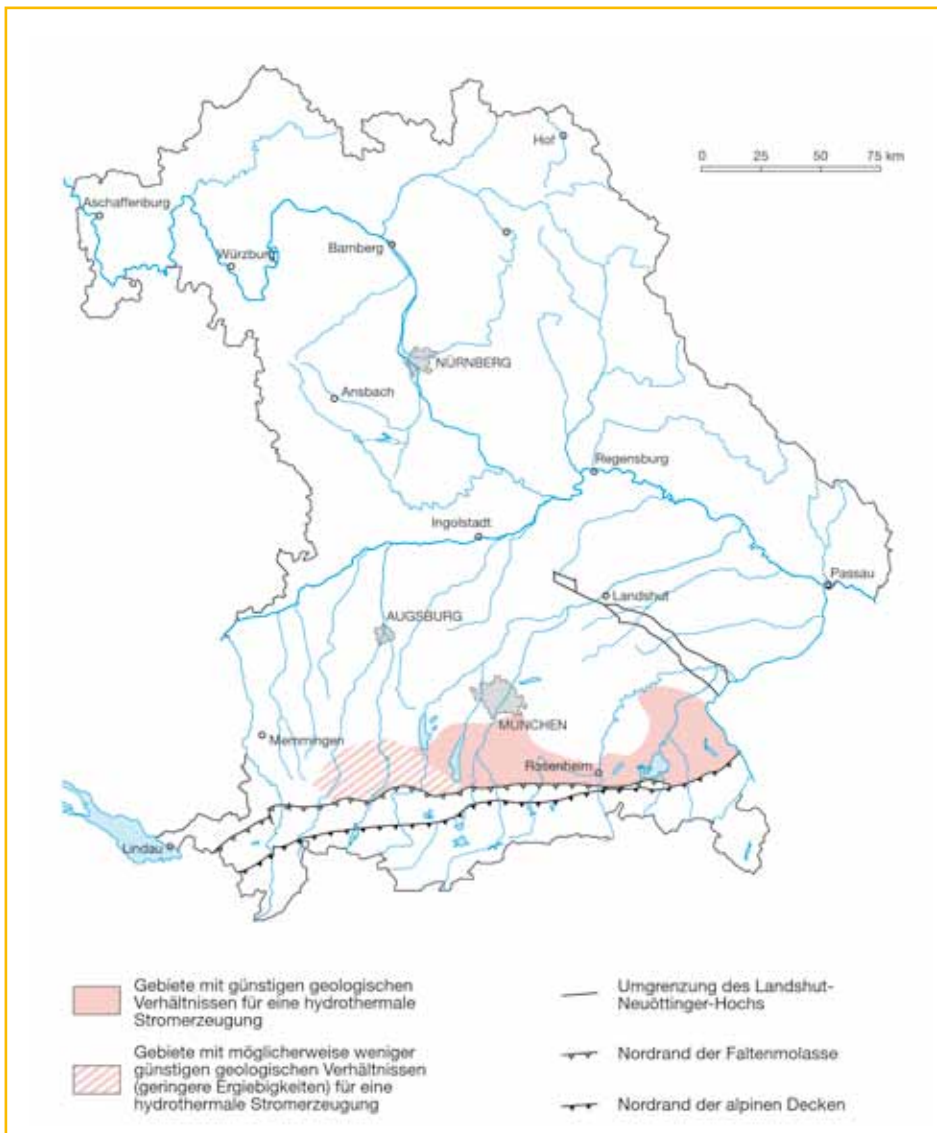


Abb. 37: Gebiete in Bayern mit günstigen bzw. möglicherweise weniger günstigen geologischen Verhältnissen für eine hydrothermale Stromerzeugung (Quelle: Bayerisches Landesamt für Umwelt)

7 Literaturliste, Regelwerke, Quellen, Links

7.1 Zitierte Literatur

- 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.
- BUCHER, K. & STOBER, I. (2000): The Composition of Groundwater in the Continental Crystalline Crust. – In: STOBER, I. & BUCHER, K. (eds.) (2000): Hydrogeology in Crystalline Rocks: 141-176; Rotterdam (Kluwer Academic Publishers).
- COOPER, H. H., BREDEHOEFT, J. D. & PAPADOPULOS, I. S. (1967): Response of a Finite-Diameter Well to an Instantaneous Charge of Water. – Water Resources Research, **3**, 1: 263-269.
- FELDRAPPE, H., OBST, K. & WOLFGRAMM, M. (2008): Die mesozoischen Sandstein-Aquifere des Norddeutschen Beckens und ihr Potential für die geothermische Nutzung. – Zeitschr. Geol. Wiss., **36**: 199-222.
- FRICKE, S. & SCHÖN, J. (1999): Praktische Bohrlochgeophysik. – 256 S.; Stuttgart (Enke Verlag).
- GRINGARTEN, A. C., BOURDET, D. P., LANDEL, P. A. & KNIAZEFF, V. J. (1979): A comparison between different skin and wellbore storage type-curves for early-time transient analysis. – Soc. Petroleum Eng., 8205, Dallas, Texas.
- HÄNEL, R., KLEEFELDT, M. & KOPPE, I. (1984): Geothermisches Energiepotenzial. Pilotstudie: Abschätzung der geothermischen Energievorräte an ausgewählten Beispielen in der Bundesrepublik Deutschland (Abschlussbericht). – NLFb-Bericht (im Auftrag der Europäischen Gemeinschaft und des Bundesministeriums für Forschung und Technologie), Archiv-Nr.: 96 276, Band I-IV; Hannover. – [Unveröff.]
- HORNER, D. R. (1951): Pressure build-up in wells. – Proc. 3rd World Petroleum Congress, The Hague, Section II: E. J. Brill, Leiden: 503-521.
- HVORSLEV, M. J. (1951): Time lag and soil permeability in groundwater observations. – U.S. Army Corps of Eng., Waterways Experimental Station, Bull. No. **36**: 50 S.; Vicksburg, Mississippi.
- JODOCY, M. & STOBER, I. (2008): Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland – Landesteil Baden-Württemberg. – Erdöl-Erdgas-Kohle, 124. Jahrgang, Heft **10**: 386-393.
- JUNG, R., RÖHLING, S., OCHMANN, N., ROGGE, S., SCHELLSCHMIDT, R., SCHULZ, R. & THIELEMANN, T. (2002): Abschätzung des technischen Potenzials der geothermischen Stromerzeugung und der geothermischen Kraft-Wärmekopplung (KWK) in Deutschland. – BGR/GGA-Bericht (für das Büro für Technikfolgenabschätzung beim Deutschen Bundestag), Archiv-Nr.: 122 458; Hannover. – [Unveröff.]

- KRUSEMAN, G. P. & DE RIDDER, N. A. (1991): Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. – ILRI Publ. Ser., **47**, 2nd Edition: 377 S.; Wageningen.
- BAYER. LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT, LFW (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.
- 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.
- OWENS, S. R. (1975): Corrosion in disposal wells. – Water and Sewage Works, Ref. No. 1975: R10-R12.
- PAPADOPULOS, I. S., BREDEHOEFT, J. D. & COOPER, H. H. (1973): On the analysis of slug test data. – Water Resources Research, **9**, 4: 1087-1089.
- PK TIEFE GEOTHERMIE (2007): Nutzungen der geothermischen Energie aus dem tiefen Untergrund (Tiefe Geothermie) – Arbeitshilfe für Geologische Dienste. – http://www.infogeo.de/dokumente/download_pool/tiefe_geothermie_arbeitshilfe_08022007.pdf
- PK TIEFE GEOTHERMIE (2008): Nutzungen der geothermischen Energie aus dem tiefen Untergrund (Tiefe Geothermie) – geowissenschaftliche Parameter und Untersuchungsverfahren. – http://www.infogeo.de/dokumente/download_pool/Parameter_24012008.pdf
- 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 Bundesministerium für Forschung und Technologie): 64 S.; München, Freiburg.
- RAMEY, H. J., AGARWAL, R. G. & MARTIN, J. (1975): Analysis of slug test or DST flow period data. – J. Can. Petroleum Technol., **14**, 3: 37-47; Montreal.
- RYBACH, L. (2004): EGS – The State of the Art. – Tagungsband der 15. Fachtagung der Schweizerischen Vereinigung für Geothermie, Stimulierte Geothermische Systeme: 7 S., Basel.
- SCHULZ, R. (2004): Bergrecht und Erdwärme – Gesichtspunkte zur Bemessung von Erlaubnis- und Bewilligungsfeldern. – Geothermische Energie, **40**: 9-16.
- STOBER, I. (1986): Strömungsverhalten in Festgesteinsaquiferen mit Hilfe von Pump- und Injektionsversuchen. – Geol. Jb., C **42**: 204 S.; Hannover.
- STOBER, I. (1995): Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges. – 191 S.; Stuttgart (Enke Verlag).

- STOBER, I. & VILLINGER, E. (1997): Hydraulisches Potential und Durchlässigkeit des höheren Oberjuras und des Oberen Muschelkalks unter dem baden-württembergischen Molassebecken. – Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, H. 37: S. 77-96; Freiburg.
- THIEM, G. (1906): Hydrologische Methoden. – 56 S.; Leipzig (Gebhardt).
- VILLINGER, E. (1988): Bemerkungen zur Verkarstung des Malms unter dem westlichen süddeutschen Molassebecken. – Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. und -Ing., 54 (127): 41-59, Losone.
- WEIDLER, R., GÉRARD, A., BARIA, R., BAUMGÄRTNER, J. & JUNG, R. (2002): Hydraulic and microseismic results of a massive stimulation test at 5 km depth at the european hot-dry-rock test site Soultz, France. In: Proceedings of the 27th workshop on geothermal reservoir engineering, Stanford University; Stanford, California: 28-30.
- WOLFGRAMM, M. & OBST, K. (2006): Geothermisch nutzbare Aquifere des Norddeutschen Beckens als Bestandteile des neuen geothermischen Informationssystems für Deutschland. – DGG-Tagung GeoBerlin 2006, SDGG 50: 115-116.
- WOLFGRAMM, M., SEIBT, P. & LENZ, G. (2004): Neue Aspekte der Speicherbewertung für die geothermische Stromerzeugung. – GtV-Tagung in Landau, Tagungsband, 177-227.

7.2 Verwendete Regelwerke

- DIN 4049: Hydrologie, Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie, Oktober 1994, 78 S.; Berlin.
- DIN 4149: Bauten in deutschen Erdbebengebieten. – Normenausschuss Bauwesen im DIN, April 2005, 84 S.; Berlin.
- DVGW REGELWERK TECHNISCHE REGEL ARBEITSBLATT W 109: Planung, Durchführung und Auswertung von Markierungsversuche bei der Wassergewinnung. – Dezember 2005, 22 S.; Bonn.
- DVGW REGELWERK TECHNISCHE REGEL ARBEITSBLATT W 110: Geophysikalische Untersuchungen in Bohrungen, Brunnen und Grundwassermessstellen – Zusammenstellung von Methoden und Anwendungen. – Juni 2005, 50 S.; Bonn.
- DVGW REGELWERK TECHNISCHE REGEL ARBEITSBLATT W 111: Planung, Durchführung und Auswertung von Pumpversuchen bei der Wassererschließung. – März 1997, 37 S.; Bonn.
- DVWK REGELN 128 (1992): Entnahme und Untersuchungsumfang von Grundwasserproben. – DVWK Regeln zur Wasserwirtschaft, 36 S.; Hamburg & Berlin (Paul Parey).
- NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR ÖKOLOGIE & NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG (1997): Altlastenhandbuch des Landes Niedersachsen. Wissenschaftlich-technische Grundlagen der Erkundung. – 557 S.; Berlin (Springer).

VDI-RICHTLINIE 4640: Blatt 1 – Thermische Nutzung des Untergrundes – Grundlagen, Genehmigungen, Umweltaspekte. – Dezember 2000, 32 S.; Berlin.

7.3 Atlanten und Karten

BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFT, INFRASTRUKTUR, VERKEHR UND TECHNOLOGIE (Hrsg.) (2004): Bayerischer Geothermieatlas. – 104 S.; München.

BEER, H. (2002): Geotemperatur in 2000 m und 4000 m Tiefe. – In: LGRB (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg: Karte 41 und 42; Kleinmachnow.

COMMISSION OF THE EUROPEAN COMMUNITIES (1979): Geothermische Synthese des Oberrheingrabens. – BRGM Alsace & Geologisches Landesamt Baden-Württemberg; Strasbourg Freiburg.

COMMISSION OF THE EUROPEAN COMMUNITIES (1981): Geothermische Bestandsaufnahme des Oberrheingrabens. – Geologisches Landesamt Baden-Württemberg; Freiburg.

DIENER, I., PASTERNAK, G. & STOLLBERG, K. (1992): Geologische Grundlagen zur Geothermienutzung in Nordost-Deutschland (Kartenwerk 1:200 000), Blatt Rostock/Stralsund. – Berlin (UWG). [Entsprechende Unterlagen liegen für alle Blätter von Nordostdeutschland als Berichte des ZGI/UWG vor.]

HÄNEL, R. (Ed.) (1980): Atlas of subsurface temperatures in the European Community. – Hannover (Th. Schäfer).

HÄNEL, R. & STAROSTE, E. (Eds.) (1988): Atlas of geothermal resources in the European Community, Austria and Switzerland. – Hannover (Th. Schäfer).

HURTER, S. & HAENEL, R. (Eds.) (2002): Atlas of Geothermal Resources in Europe. – Luxemburg (Office for Official Publications of the European Communities).

KATZUNG, G. (Ed.) (1984): Geothermie-Atlas der Deutschen Demokratischen Republik. – Text, 27 Karten; Berlin (Zentrales Geologisches Institut).

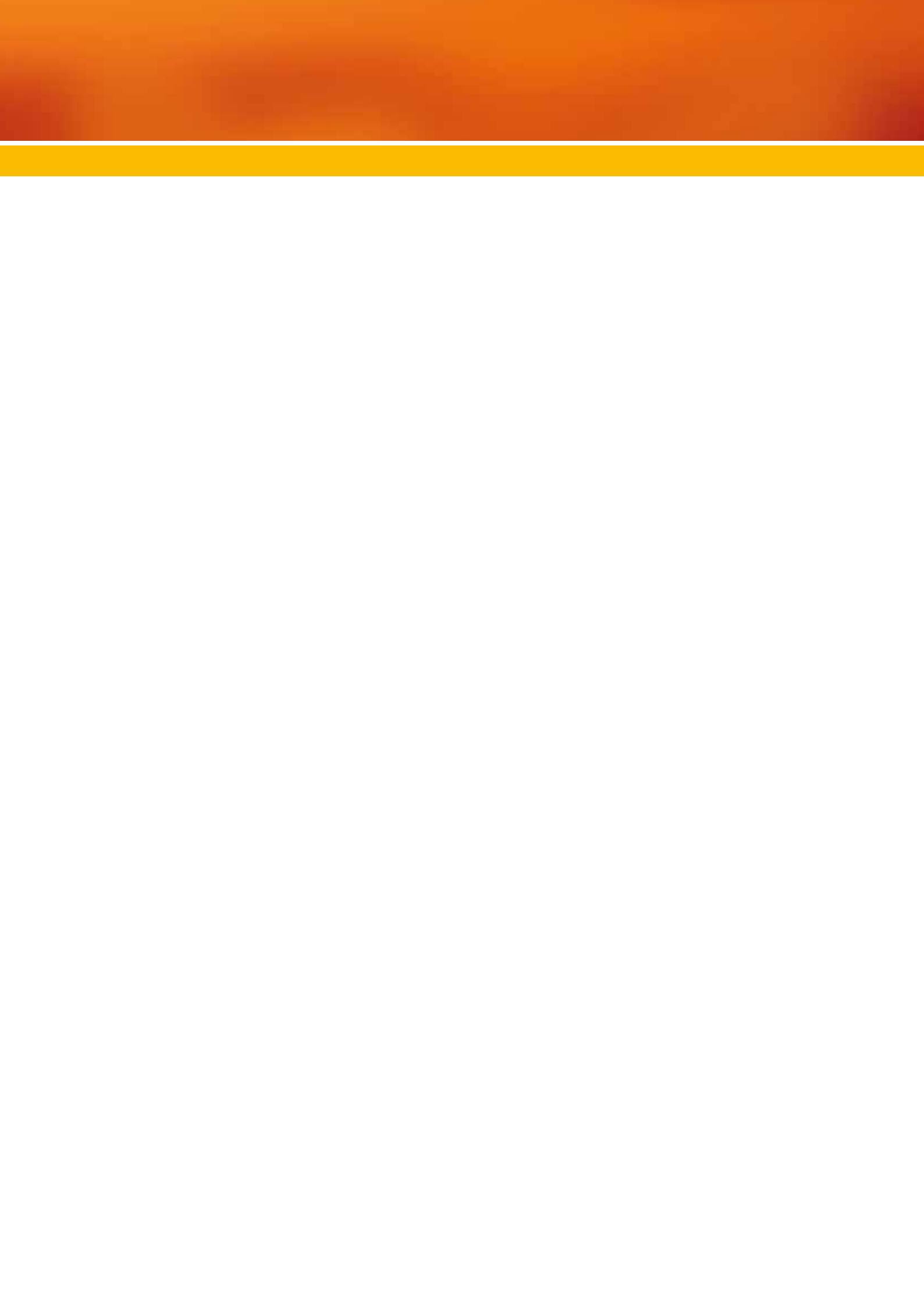
KATZUNG, G. & SCHNEIDER, H. (2000): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern, Übersichtskarte 1:500 000 – Geothermie. – Güstrow (LUNG Mecklenburg-Vorpommern).

LANDESAMT FÜR GEOLOGIE UND BERGWESEN SACHSEN-ANHALT, LGB (Hrsg.) (2003): Übersichtskarte, Tiefliegende Rohstoffe und Energierohstoffe in Sachsen-Anhalt, Blatt I, Energierohstoffe. – Halle/Saale.

LANDESAMT FÜR NATUR UND UMWELT DES LANDES SCHLESWIG-HOLSTEIN, LANU (2004): Geothermie in Schleswig Holstein – Ein Baustein für den Klimaschutz. – Broschüre, 110 S.; Flintbek (LANU).

7.4 Links

- Geothermisches Informationssystem: <http://www.geotis.de>
- Geothermische Vereinigung e.V. (GtV): <http://www.geothermie.de>
- Schweizerische Vereinigung für
Geothermie (SVG): <http://www.geothermal-energy.ch>
- International Geothermal Association (IGA): <http://www.geothermal-energy.org>





„Der Staat schützt auch in Verantwortung für die künftigen Generationen die natürlichen Lebensgrundlagen ...“

Grundgesetz, Artikel 20 a



BESTELLUNG VON PUBLIKATIONEN:

Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU)
Postfach 30 03 61
53183 Bonn
Tel.: 0228 99 305-33 55
Fax: 0228 99 305-33 56
E-Mail: bmu@broschuerenversand.de
Internet: www.bmu.de

Diese Publikation ist Teil der Öffentlichkeitsarbeit des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit. Sie wird kostenlos abgegeben und ist nicht zum Verkauf bestimmt. Gedruckt auf Recyclingpapier.