

Die physikalischen Eigenschaften von Wasser und Gestein, ihre Tiefenabhängigkeit und Folgerungen für die Praxis – unter besonderer Berücksichtigung des kristallinen Grundgebirges

The Physical Properties of Water and Rock, their Dependence on Depth and the Consequences for the Practice – Giving Preference to Crystalline Rocks

I. STOBER¹⁾

Inhalt

	Seite
Einleitung	105
1. Physikalische Eigenschaften von Wasser und Gestein	106
1.1. Wasser	106
1.2. Gestein	110
2. Versuch der Ermittlung einer Temperaturverteilung innerhalb der Erdkruste für den Bereich Mittlerer Schwarzwald	114
3. Folgerungen für die Praxis	117
3.1. Wasserstände als konventionelles Maß für hydraulische Potentiale ..	118
3.2. Aquiferparameter	119
3.2.1. Durchlässigkeiten	120
3.2.2. Speichereigenschaften	123
3.3. Tiefenabhängige Betrachtungen in der Hydrologie	125
3.3.1. Auftrieb, Potentialreduktion	125
3.3.2. Thermische, pneumatische Expansion	125
3.4. Tiefenabhängige Betrachtungen in der Geothermie	129
Zusammenfassung	131
Literatur	131
Summary	132

Einleitung

In zunehmendem Maße wird heutzutage bis zu einigen 100 m Tiefe Grundwasser erschlossen. Je nach Beschaffenheit wird es als Trink- oder Brauchwasser, als Heil- oder Mineralwasser verwendet oder geothermisch genutzt. Tiefes Grundwasser ist in der Regel gespannt. Eine Regeneration wird häufig erst durch die Entnahme

¹⁾ Dr. I. STOBER: Geologisches Landesamt B.-W., Albertstr. 5, D-79104 Freiburg i. Br.

größerer Wassermengen in Gang gesetzt. Die Fließgeschwindigkeiten sind gering, und dementsprechend ist die mittlere Verweilzeit im Untergrund wesentlich größer als bei oberflächennahem Grundwasser. Aus diesem Grund weisen tiefe Grundwässer isotopische Besonderheiten auf, z. B. fehlt Tritium und der Gehalt am Kohlenstoffisotop C ist gering. In vielen Fällen sind sie stark mineralisiert. Die Drucke und Temperaturen sind erhöht, was sich auf die physikalischen Eigenschaften von Wasser und Gestein auswirkt.

1. Physikalische Eigenschaften von Wasser und Gestein

Die wichtigsten physikalischen Parameter sowie ihre gegenseitige mathematische Verknüpfung enthält Tab. 1. Die grundlegenden Eigenschaften des Wassers sind Dichte, dynamische Viskosität, Wärmeleitfähigkeit, Wärmekapazität, Wärmeausdehnung und Kompressibilität. Bei Gesteinen tritt an Stelle der Kompressibilität der Elastizitätsmodul und die Poissonzahl.

Tab. 1: Die wichtigsten physikalischen Parameter.
The most important physical parameters.

Bezeichnung	Symbol	Einheit	Gleichung
Dichte	ρ	kg/m ³	$\rho = m/V$
spez. Volumen	V_s	m ³ /kg	$V_s = 1/\rho$
dyn. Viskosität	μ	Pa s	–
kinemat. Viskosität	ν	m ² /s	$\nu = \mu/\rho$
Wärmeleitfähigkeit	λ	J/s m °K	$\lambda = \delta Q / (\delta t A \delta T)$
spez. Wärme	c^s	J/kg °K	$c^s = \delta Q / (\delta T m)$
Wärmeausdehnung	γ	1/°K	$\gamma = \delta V / (V_0 \delta T)$
Kompressibilität	c	1/Pa	$c = \delta V / (V_0 \delta p)$
Elastizitätsmodul	E	Pa	$E = \delta p l_0 / \delta l$
Poissonzahl	μ_p	–	$\mu_p = 0,5 - c E/6$

Abkürzungen: m – Masse (kg), V – Volumen (m³), V₀ – Ausgangsvolumen (m³), Q – Wärmemenge (J), T – Temperatur (°K), l – Länge (m), l₀ – Ausgangslänge (m), t – Zeit (s), A – Fläche (m²).

1.1. Wasser

In diesem Zusammenhang wird auf eine erneute Darstellung der Definitionen physikalischer Parameter verzichtet, soweit sie nicht bereits in Tab. 1 aufgeführt sind. Wie aus Fig. 1 ersichtlich, sind sämtliche physikalischen Parameter reinen Wassers von der jeweils vorliegenden Temperatur und dem herrschenden Druck abhängig.

Im angegebenen Druck- und Temperaturbereich von bis zu $p = 800$ bar und $T = 150^\circ \text{C}$ weist Wasser eine **Dichte** zwischen $\rho = 0,917 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ und $\rho = 1,037 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ auf (Fig. 1a). Der Schwankungsbereich ist somit äußerst gering. Seine größte Dichte erreicht Wasser nur unter Normaldruck bei 4°C . Mit steigendem Druck tritt die größte Dichte bei immer kleineren Temperaturen auf. Die **dynamische Viskosität** von Wasser, d. h. seine Zähigkeit, ist fast ausschließlich temperaturabhängig (Fig. 1b). Sie nimmt mit steigender Temperatur ab. Im Gegensatz zur Dichte des Wassers schwankt die dynamische Viskosität im angegebenen Temperatur-

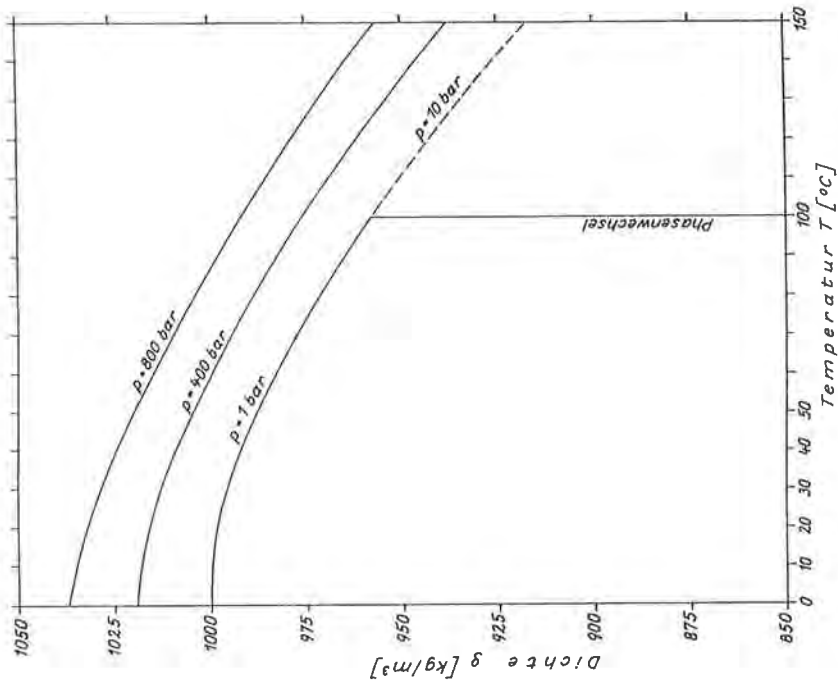


Fig. 1a: Abhängigkeit der Dichte (ρ) des Wassers von Druck (p) und Temperatur (T) nach LANDOLT-BÖRNSTEIN (1982).
 Dependence of the density (ρ) of water on pressure (p) and temperature (T) according to LANDOLT-BÖRNSTEIN (1982).

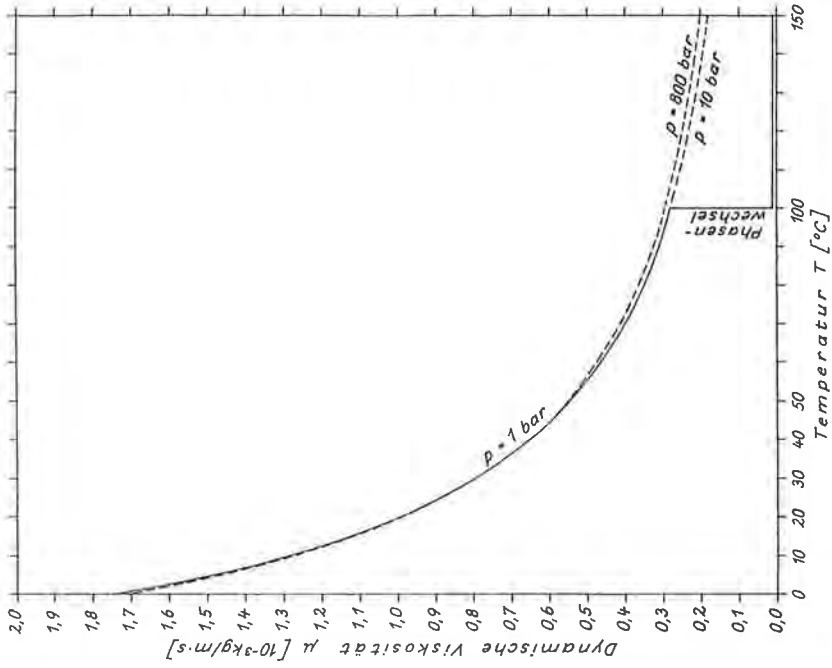


Fig. 1b: Abhängigkeit der dynamischen Viskosität (μ) des Wassers von Druck (p) und Temperatur (T) nach LANDOLT-BÖRNSTEIN (1982).
 Dependence of the dynamic viscosity (μ) of water on pressure (p) and temperature (T) according to LANDOLT-BÖRNSTEIN (1982).

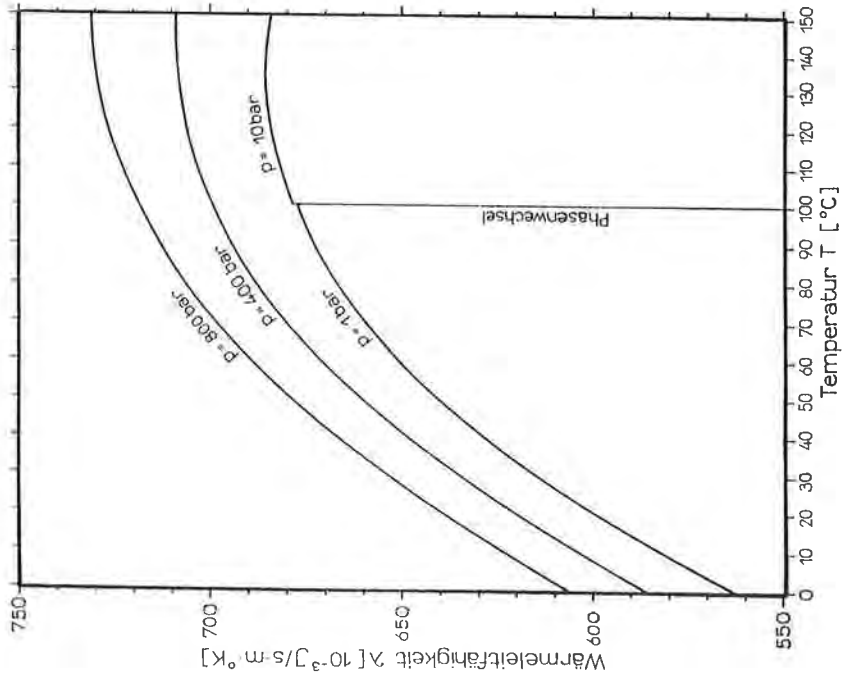


Fig. 1c: Abhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit (λ) des Wassers von Druck (p) und Temperatur (T) nach K. SCHEFFLER et al. (1981).
 Dependence of the thermal conductivity (λ) of water on pressure (p) and temperature (T) according to K. SCHEFFLER et al. (1981).

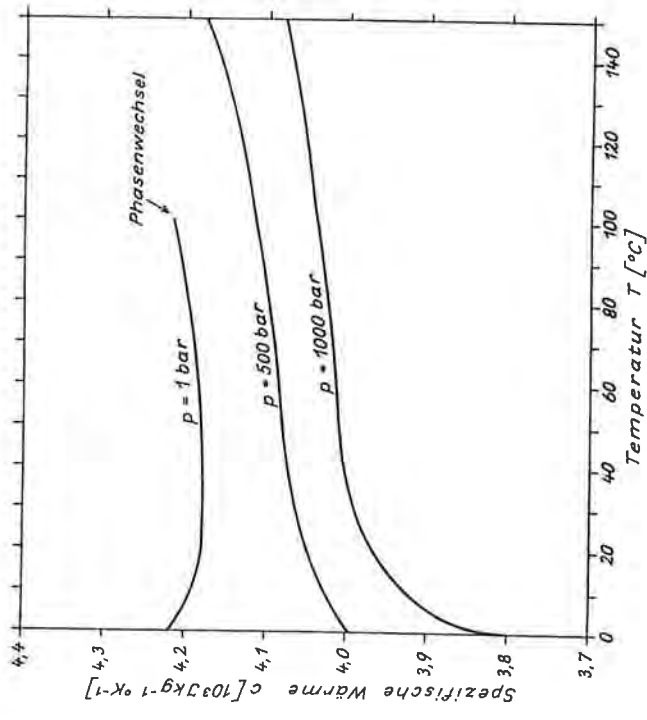


Fig. 1d: Abhängigkeit der spezifischen Wärme (c) des Wassers von Druck (p) und Temperatur (T) nach Unterlagen der DORNIER GmbH.
 Dependence of the specific heat (c) of water on pressure (p) and temperature (T) according to papers of the DORNIER GmbH.

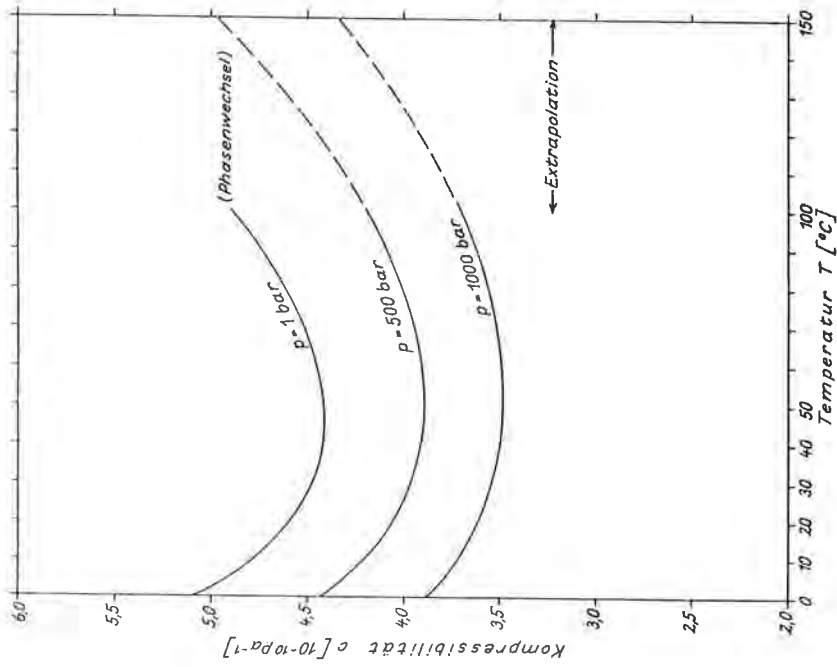


Fig. 1f: Abhängigkeit der Kompressibilität (c) des Wassers von Druck (p) und Temperatur (T) nach LANDOLT-BÖRNSTEIN (1982).
 Dependence of the compressibility (c) of water on pressure (p) and temperature (T) according to LANDOLT-BÖRNSTEIN (1982).

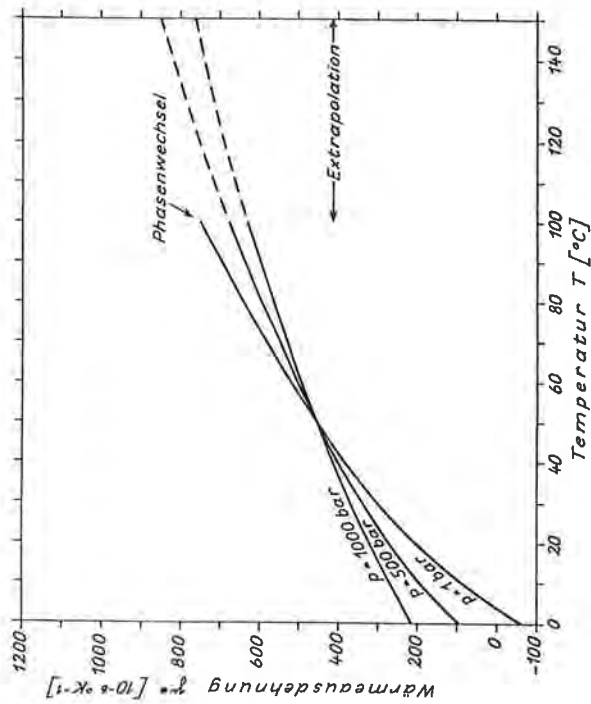


Fig. 1e: Abhängigkeit der Wärmeausdehnung (γ) des Wassers von Druck (p) und Temperatur (T) nach LANDOLT-BÖRNSTEIN (1982).
 Dependence of the thermal expansion (γ) of water on pressure (p) and temperature (T) according to LANDOLT-BÖRNSTEIN (1982).

und Druckbereich um ein Vielfaches ihres Wertes ($\mu = 1,75 \times 10^{-3}$ Pa s bei 0° C bis $\mu = 0,18 \times 10^{-3}$ Pa s bei 150° C).

Die **Wärmeleitfähigkeit** von Wasser nimmt bis zu einem bestimmten druckabhängigen Temperaturwert mit steigendem Druck und steigender Temperatur zu (Fig. 1c) und schwankt zwischen $\lambda = 562$ mW/m $^\circ$ K und $\lambda = 731$ mW/m $^\circ$ K. Die spezifische Wärme nimmt nur bei höheren Drucken mit steigender Temperatur zu (Fig. 1d).

Die beiden Parameter **Wärmeausdehnung** und **Kompressibilität** beschreiben die Volumenänderung des Wassers bei einer Erhöhung oder Erniedrigung der Temperatur bzw. des Druckes. Ihre Druck- und Temperaturabhängigkeit ist den Fig. 1e und 1f zu entnehmen. Die Wärmeausdehnung von Wasser nimmt mit steigender Temperatur um ein Vielfaches ihres Ausgangswertes zu. Bei ca. 50° C weist sie druckunabhängig nahezu denselben Wert auf. Verblüffend ist, daß sie bei geringeren Temperaturen mit dem Druck ansteigt, während sie bei höheren Temperaturen mit ihm abnimmt. Völlig anders verhält sich die Kompressibilität, deren Schwankungsbreite verglichen mit der Wärmeausdehnung äußerst gering ist. Sie nimmt i. a. Werte zwischen $c = 4,0 \times 10^{-10}$ Pa $^{-1}$ und $c = 5,5 \times 10^{-10}$ Pa $^{-1}$ an. Die Kompressibilität reinen Wassers besitzt ein Minimum, das in Abhängigkeit vom herrschenden Druck bei Temperaturen zwischen 45 und 55° C auftritt.

1.2. Gestein

Tabelle 2 stellt einen Versuch dar, die mechanischen und thermischen Eigenschaften von Gesteinen zu quantifizieren. Bei der Vielzahl der Gesteine und der Variabilität ihrer Beschaffenheit ist es nicht möglich, verbindliche Zahlenwerte für einzelne Gesteinsarten anzugeben; es lassen sich lediglich pauschale Größenordnungen für bestimmte Parameter vorgeben.

Die **Dichte** verschiedener Gesteine schwankt nur geringfügig. Sie liegt i. a. zwischen $\rho = 2,3 \times 10^3$ kg/m 3 und $\rho = 3,1 \times 10^3$ kg/m 3 und ist damit um den Faktor 2,3 bis 3,1 größer als diejenige von Wasser. Die größten Gesteinsdichten weisen Gesteine auf, deren Genese oder Umbildung in großer Tiefe erfolgte, wie z. B. Basalte, Gneise, Syenite, Granite oder Eklogite. Die Dichte der Gesteine ist weitestgehend temperaturunabhängig. Figur 2a zeigt die Abhängigkeit der Dichte von der Temperatur für die Gesteine: Granit, Gneis, Quarzit und Amphibolit. Erst bei Temperaturen von $> 500^\circ$ C nimmt die Dichte signifikant ab. Gneise und Amphibolite scheinen im angegebenen Temperaturbereich bei ca. 175° C bzw. 350° C ein geringfügiges Dichtemaximum aufzuweisen.

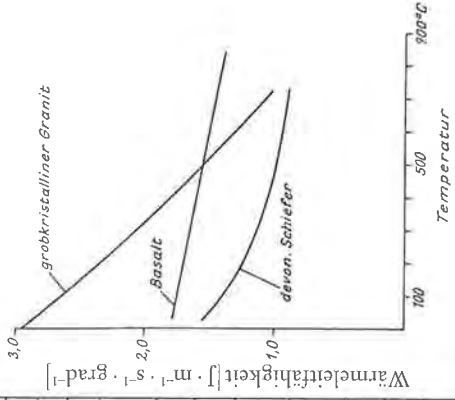
Die **Wärmeleitfähigkeit** der Gesteine schwankt ebenfalls nur geringfügig; sie liegt zwischen $\lambda = 1,0$ J/s m $^\circ$ K und $\lambda = 4,0$ J/s m $^\circ$ K (Tab. 2) und übertrifft damit diejenige des Wassers um den Faktor 2 bis 6. Sehr geringe Werte können Tone und Tonsteine annehmen; außerdem neigen insbesondere diese Gesteine durch ihre schichtige Textur zu einer Anisotropie der Wärmeleitfähigkeit. In der Regel nimmt die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine mit zunehmender Temperatur geringfügig ab (Fig. 2b). Die **spezifische Wärme** der meisten Gesteine liegt zwischen $c^s = 0,75$ J/g $^\circ$ K und $c^s = 1,0$ J/g $^\circ$ K (Tab. 2). Sie nimmt mit steigender Temperatur zu (Fig. 2c). Die spezifische Wärme von Wasser ist vier bis fünf mal so groß.

Als Maß für die Elastizität wird bei Flüssigkeiten die **Kompressibilität**, bei Gesteinen der **Elastizitätsmodul** und die **Poissonzahl** benutzt. Aus E-modul und Poissonzahl läßt sich die Kompressibilität ermitteln (Tab. 1). Die Elastizitätsparameter besitzen nur für die Deformationsbereiche Gültigkeit, in denen eine lineare

Tab. 2. *Physikalische Eigenschaften von Gestein bei Normaldruck und 0–30° C Temperatur.* ⁵ = Molasse; ¹⁰ = senkrecht zur Schichtebene; ¹⁰⁰ = in der Schieferungsebene. Zusammenstellung von K. SCHÄDEL & I. STÖBER (1984) nach L. MÜLLER (1963), R. C. WEAST (1975), D'ANS-LAX (1967), O. KAPPELMEYER & R. HAENEL (1974). Die Graphik zeigt die Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen in Abhängigkeit von der Temperatur nach Angaben des NLFb Hannover.

Physical properties of rocks at normal pressure and temperatures between 0–30° C. ⁵ = molasse; ¹⁰ = normal to the stratum; ¹⁰⁰ = in the cleavage plane. Survey from K. SCHÄDEL & I. STÖBER (1984) according to L. MÜLLER (1963), R. C. WEAST (1975), D'ANS-LAX (1967), O. KAPPELMEYER & R. HAENEL (1974). The diagram shows the thermal conductivity of rocks depending on the temperature according to data of the NLFb Hannover.

Gestein	Dichte [10 ³ kg/m ³]	E-Modul [10 ¹⁰ Pa]	Poisson-Zahl	Spez. Wärme [J · g ⁻¹ · grad ⁻¹]	Wärmeleitfähigkeit [J · m ⁻¹ · s ⁻¹ · grad ⁻¹]
Granit	2,60–2,65	3,0–6,5	0,12–0,20	0,787–0,975	2,9–3,2
Syenit	2,70–2,75	5–7	0,15–0,25	0,787–0,975	2,8–4,1
Gneis	{ hell dunkel	3–4	-0,24	0,75–0,84	2,7–3,1
	{ verkieselt grob, mäßig gebunden	2–2,5	-0,27	0,75–0,84	-2,7
Sandstein	2,65–2,75	3,8–5,0	0,10–0,15	~0,774	2,7–3,0
Kalkstein	2,35–2,55	0,18–0,36 *	0,2–0,3	~0,753	2,1–2,3
Dolomitstein	2,41–2,67	0,6–2,0	0,20–0,25	~0,749	2,5–3,5
	2,7–2,8	0,6–1,0	0,20–0,25		-2,5
Tonstein (Typ Rotliegendes)	2,7–2,8	0,3–0,4	0,25–0,30	~1,004	-1,7
mäßig kompakt (Typ Opalinuston)	2,6–2,7	0,005–0,05	~0,4 (?)	~0,879	1,5–1,7
Ölschiefer	2,1–2,3	~0,5**	~0,3***		-0,8
Kohleschiefer	~2,3	0,01–0,10	0,6–0,8***		0,6–0,8
Steinkohle	1,2–1,4	0,05–0,20 (?)	0,4–0,6		~0,3
Gips	2,30–2,37	~0,2	0,25–0,30 (?)		-2,3
Anhydrit	2,75–2,95	0,6–1,0	0,15–0,20		~2,8
Salz	2,08–2,28	0,05–0,10	groß	~0,917	4,60–5,96
Basalt	2,8–3,0	~7,0	0,09–0,15	~0,858	1,6–2,8



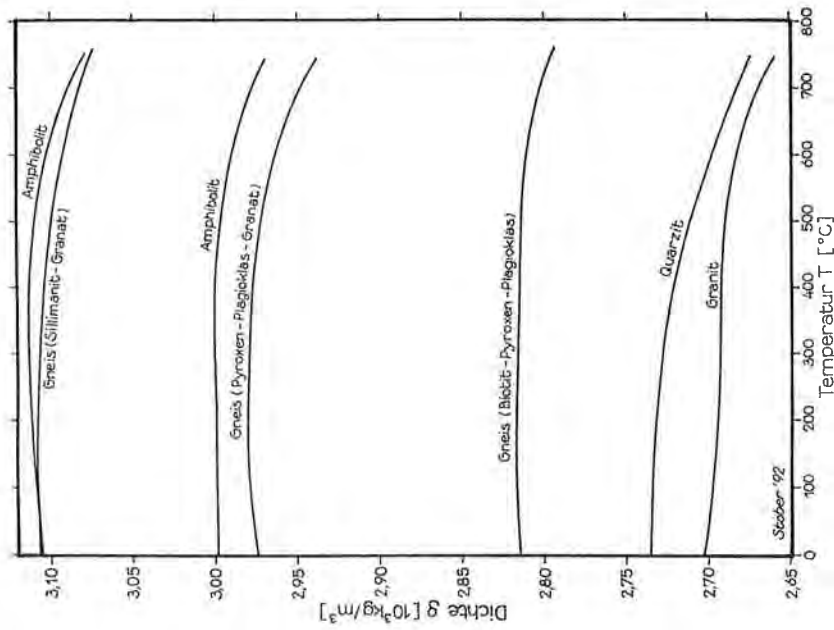


Fig. 2a: Abhängigkeit der Dichte (ρ) verschiedener Gesteine von der Temperatur (T) nach H. KERN & A. RICHTER (1981).
 Dependence of the density (ρ) of different rocks on temperature (T) according to H. KERN & A. RICHTER (1981).

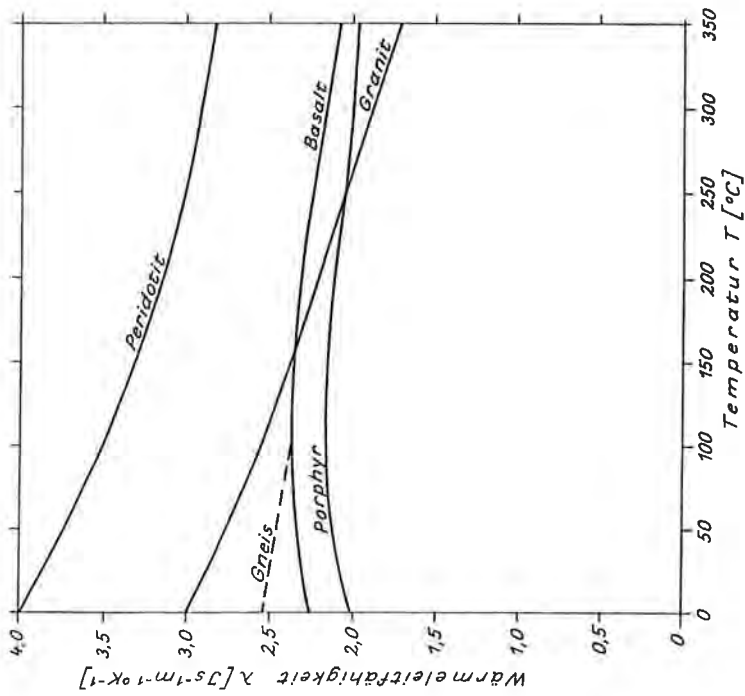


Fig. 2b: Abhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit (λ) verschiedener Gesteine von der Temperatur (T) nach V. CERMAK (1977).
 Dependence of the thermal conductivity (λ) of different rocks on temperature (T) according to V. CERMAK (1977).

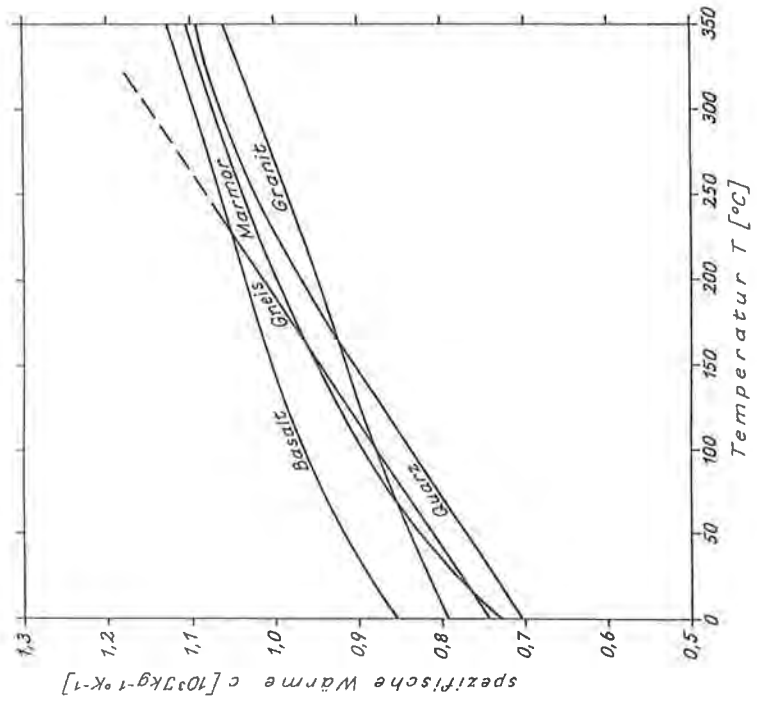


Fig. 2c: Abhängigkeit der spezifischen Wärme (c) verschiedener Gesteine von der Temperatur (T) nach F. RUMMEL (1978).
 Dependence of the specific heat (c) of different rocks on temperature (T) according to F. RUMMEL (1978).

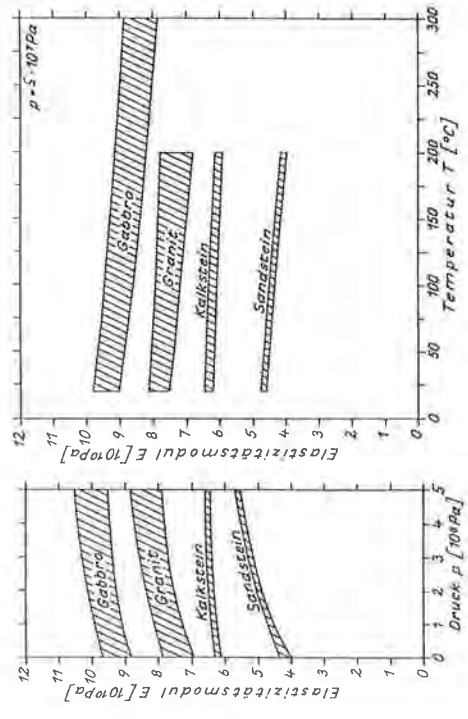


Fig. 2d: Abhängigkeit des Elastizitätsmoduls (E) verschiedener Gesteine von Druck (p) und Temperatur (T) nach F. RUMMEL (1978).
 Dependence of Young's modulus of elasticity (E) of different rocks on pressure (p) and temperature (T) according to F. RUMMEL (1978).

Beziehung zwischen Spannung und Deformation entsprechend dem HOOK'schen Gesetz vorliegt. Der E-modul schwankt bei Gesteinen zwischen $E = 0,1 \times 10^{10}$ Pa und $E = 7,0 \times 10^{10}$ Pa; er weist damit eine wesentlich größere Spannweite auf als z. B. die Dichte oder die Wärmeleitfähigkeit. Gesteine mit großen E-moduli, wie z. B. Basalte oder Granite, sind hart und nur mit sehr hohen Drucken verformbar. Nach Fig. 2d besteht für den Elastizitätsmodul eine Abhängigkeit von Druck und Temperatur. Er scheint mit steigendem Druck und fallender Temperatur zuzunehmen. Während der Elastizitätsmodul für die einzelnen Gesteine eine große Streubreite aufweist, schwankt die **Poissonzahl**, auch Querdehnung genannt, lediglich zwischen $\mu = 0,1$ und $\mu = 0,4$. Große Poissonzahlen kennzeichnen Gesteine mit geringen E-moduli und hohen Kompressibilitäten. Die Kompressibilitäten von Granit und Gneis betragen 1/10 bis 1/20 der Kompressibilität von Wasser. Von kristallinen Gesteinen ist bekannt, daß ihre Kompressibilität mit wachsendem Druck abnimmt, wobei die weitaus stärksten Abnahmen bei Drucken bis zu 1500 bar erfolgen (S. FLÜGGE, 1956). Mit den größten Kompressibilitäten muß man bei mäßig kompakten Tonsteinen rechnen. Sie können sogar die Kompressibilität von Wasser ($c = 5 \times 10^{-10}$ Pa⁻¹) übertreffen.

2. Versuch der Ermittlung einer Temperaturverteilung innerhalb der Erdkruste für den Bereich Mittlerer Schwarzwald

Die physikalischen Eigenschaften der Fluide innerhalb der Erdkruste sind ganz entscheidend von den dort herrschenden Druck- und Temperaturverhältnissen abhängig. Zur Abschätzung des möglichen Schwankungsbereiches der physikalischen Eigenschaften von reinem Wasser und von Gestein wird im folgenden versucht, Anhaltspunkte zu Fluid- bzw. Gesteinsdrucken und -temperaturen in Abhängigkeit von der Tiefe zu erhalten.

Mit zunehmender Tiefe wächst der lithostatische Druck, die Auflast durch das hangende Gebirge, rascher als der hydrostatische Druck, da die Dichte der Gesteine im Durchschnitt 2,3 bis 3,1 mal größer als diejenige von Wasser ist. Der Fluiddruck berechnet sich i. w. aus der Auflast der überlagernden Wassersäule. Einen Anhaltspunkt für die Zunahme der Auflast und des Wasserdruckes mit der Tiefe in einem wassererfüllten Gebirge gibt die Fig. 3. Die effektive oder wirksame Auflast entspricht der Differenz zwischen hydrostatischem und lithostatischem Druck; sie nimmt ebenfalls mit der Tiefe zu. In diesem Zusammenhang werden anormale Druckverteilungen mit der Tiefe, die sich z. B. als Folge tektonischen Stresses einstellen können, nicht näher untersucht. Geringe Abweichungen von der „Normalen“ können relativ häufig beobachtet werden; sie haben jedoch keine nennenswerten Einflüsse auf die Größenordnung der physikalischen Eigenschaften.

Die Fluidtemperatur innerhalb der Erdkruste entspricht im wesentlichen den dort herrschenden Gesteinstemperaturen, falls keine störende anthropogene Beeinflussung vorliegt und keine Vertikalströmungen von Gasen oder Flüssigkeiten auftreten. Im folgenden wird daher die Verteilung der Gesteinstemperatur – nachstehend vereinfachend „Temperatur“ genannt – innerhalb der Erdkruste beschrieben.

Auf der gesamten Erde nimmt die Temperatur relativ gleichmäßig mit der Tiefe zu, wenn man den oberflächennahen Bereich, der einem tages- und jahreszeitlichen Gang sowie klimatischen Wechseln unterliegt, außer Betracht läßt. Für Überschlags-

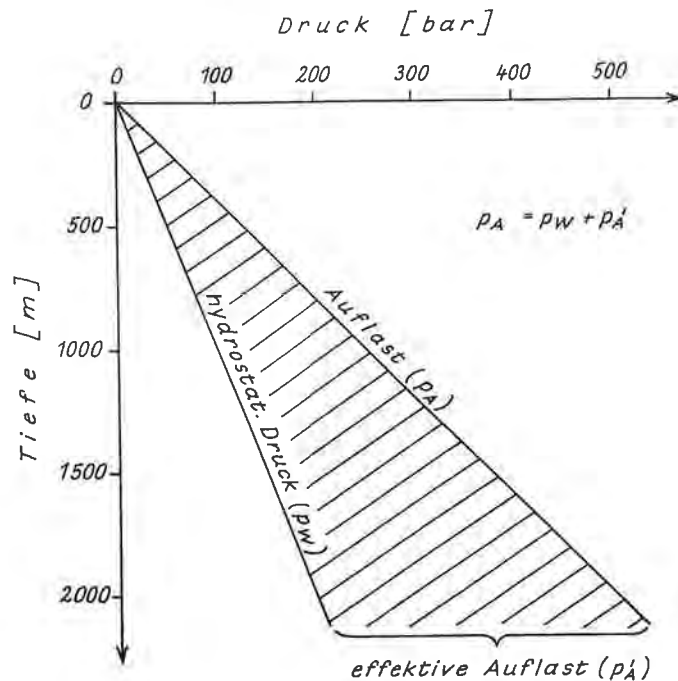


Fig. 3: Änderung der Auflast und des hydrostatischen Druckes mit der Tiefe.
Change of the additional load and the hydrostatic pressure with depth.

rechnungen werden Temperaturgradienten von $\text{grad}T = 3^\circ \text{C}/100 \text{ m}$ benutzt. Ebenso gering ist der Schwankungsbereich der Wärmeleitfähigkeit der Gesteine (Abschnitt 1.2.) und des an der Erdoberfläche austretenden Wärmestromes. Die mittlere Wärmestromdichte in der Bundesrepublik Deutschland beträgt zwischen $q = 50 \times 10^{-3} \text{ J/s m}^2$ und $q = 80 \times 10^{-3} \text{ J/s m}^2$. A. E. SCHEIDEGGER (1982) gibt für die gesamte Erde einen Mittelwert von $q = 59 \times 10^{-3} \text{ J/s m}^2$ an. In der stärksten positiven Wärmeanomalie der Bundesrepublik in Landau/Pfalz werden Werte bis zu $q = 150 \times 10^{-3} \text{ J/s m}^2$ beobachtet. Im Bereich alter Schilde fällt die Wärmestromdichte auf Werte von $q = 40 \times 10^{-3} \text{ J/s m}^2$.

Aufgrund der Temperaturdifferenz zwischen Erdinnerem und Erdoberfläche strömt entsprechend dieses Temperaturgefälles ein Wärmestrom von innen nach außen. Bei einem Halbmesser der Erdkugel von ca. 6400 km kann man nicht davon ausgehen, daß der Temperaturgradient unabhängig von der Tiefe konstant $\text{grad}T = 3^\circ \text{C}/100 \text{ m}$ beträgt. Die größte Temperaturzunahme mit der Tiefe erfolgt innerhalb der Erdkruste und nimmt in ihr mit der Tiefe ab. Im Erdmantel und im Erdkern ist der Temperaturgradient infolge der Verteilung der Wärmestromdichte bereits auf Werte von unter $\text{grad}T = 0,07^\circ \text{C}/100 \text{ m}$ abgefallen.

Die Wärmestromdichte, die an der Erdoberfläche gemessen wird, setzt sich aus einem Wärmestromanteil aus dem Erdmantel und einem Anteil aus der Erdkruste zusammen, die dort durch Wärmeproduktion infolge radioaktiven Zerfalls entsteht. Die Temperatur in einer bestimmten Tiefe (z) innerhalb der Erdkruste berechnet sich somit aus der mittleren Jahrestemperatur an der Erdoberfläche (T_0) und aus der mit der Tiefe abnehmenden Temperaturzunahme. Letztere wird aus der Wärme-

leitfähigkeit $\lambda(z)$ und der Wärmestromdichte bestimmt, die mit der Tiefe um die im Hangenden erzeugte Wärmeproduktion ($A(z)$) abnimmt:

$$T(z) = T_0 + \int_0^z \lambda(z)^{-1} [q_0 - \int_0^z A(z) dz] dz. \quad (1)$$

Der Versuch der Ermittlung einer vertikalen Temperaturverteilung für den Mittleren Schwarzwald beruht auf folgenden Daten (Fig. 4):

- Aus Temperaturprofilen und Wärmeleitfähigkeitsbestimmungen an Gesteinsproben durch das Geophysikalische Institut der Universität Karlsruhe wurde für den Bereich des Kinzigtales bei Haslach eine Wärmestromdichte von ca. $q = 86 \times 10^{-3} \text{ J/s m}^2$ bestimmt.
- Refraktions- und reflexionsseismische Untersuchungen, die im Rahmen der KTB-Vorerkundungen im Schwarzwald durchgeführt wurden, zeigen, daß sich die Unterkruste (14–27 km) von der Ober- und Mittelkruste durch viele, überwiegend horizontal liegende Reflexionen abhebt. Die dort gemessenen hohen Geschwindigkeiten der p-Wellen deuten auf schwere, basische Gesteine, wie z. B. Granulite.
- Messungen der Wärmeproduktion an Gesteinen des Schwarzwaldes durch die Universität Göttingen belegen klare Unterschiede in der Wärmeproduktion von Gneis und Granit, die sich wie 1 : 3 verhalten. Der an der Erdoberfläche anstehende Gneis besitzt eine Wärmeproduktion von im Schnitt $A = 3,5 \text{ HGU}$ ($1 \text{ HGU} = 0,4 \times 10^{-6} \text{ J/s m}^3$). Für den Gesteinsaufbau der Unterkruste ist nach den geophysikalischen Ergebnissen eine Wärmeproduktion von ca. $A = 1 \text{ HGU}$ zu veranschlagen.
- Als plausibler Wert für die vertikale Wärmeleitfähigkeit der Gneise wurde nahe der Erdoberfläche $\lambda = 2,7 \text{ J/s m } ^\circ\text{K}$ angenommen. Die Wärmeleitfähigkeit nimmt mit der Tiefe infolge zunehmender Temperatur bis auf ca. $\lambda = 2,4 \text{ J/s m } ^\circ\text{K}$ ab. Für die Granulite der Unterkruste wurde die Wärmeleitfähigkeit von $\lambda = 2,4 \text{ J/s m } ^\circ\text{K}$ bis $\lambda = 2,0 \text{ J/s m } ^\circ\text{K}$ veranschlagt.

Die Wärmeproduktion einer aus 14 km Gneis und aus 13 km Granulit aufgebauten Erdkruste ist sehr gering. Rechnerisch stammen daher ca. 2/3 des an der Erdoberfläche gemessenen Wärmestromes, das sind $q = 60 \times 10^{-3} \text{ J/s m}^2$, aus dem Erdmantel. Damit ist der Anteil des Mantels am Gesamtärmestrom um den Faktor 3 höher als erwartet. Die Temperatur an der Kruste/Mantel-Grenze errechnet sich unter diesen Annahmen zu $T = 790^\circ \text{ C}$. Die 300° C -Marke wird bereits in einer Tiefe von 9,6 km überschritten (Fig. 4).

Der hohe Wärmestromanteil aus dem Erdmantel zusammen mit der hohen Temperatur an der Mohorovicic-Diskontinuität kommt den Vorstellungen des „Riftings“ der Plattentektonik entgegen. Die erhöhte Temperatur und Wärmestromdichte im Oberen Mantel könnte in Zusammenhang mit der Hebung und Grabenbildung stehen.

Figur 4 zeigt die rechnerisch bestimmte Temperaturzunahme mit der Tiefe. In 1000 m u. Gel. wird demnach eine Temperatur von ca. 42° C und in 3500 m u. Gel. eine Temperatur von knapp 120° C erreicht. In der 3500 m tiefen Forschungsbohrung Urach 3, die am Fuße der Schwäbischen Alb gelegen ist und das moldanubische Gneisgebirge des „Schwarzwaldes“ auf einer Länge von 1884 m durchörtert, wurde in der entsprechenden Tiefe eine um 30° C höhere Temperatur gemessen. Die Bohrung Urach 3 liegt allerdings im Bereich einer positiven Wärmeanomalie, die durch die geringe Wärmeleitfähigkeit mächtiger Tonsteinserien im Hangenden erzeugt wird. Der daraus resultierende Nettotemperaturgewinn beträgt für den

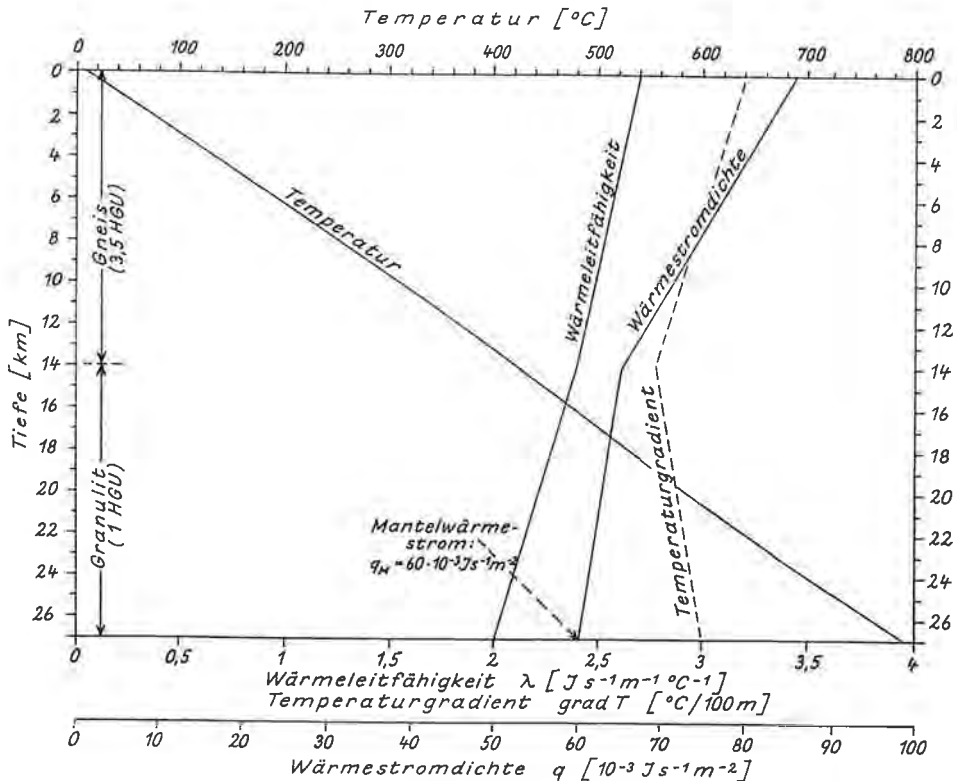


Fig. 4: Ermittlung des Temperaturprofils der Erdkruste im Bereich des Mittleren Schwarzwaldes. Determination of the temperature profile of the terrestrial crust in the area of the Middle Black Forest.

Bereich des Kristallins 36°C , so daß die eigentliche Temperaturdifferenz zwischen dem berechneten und dem in der Bohrung Urach 3 gemessenen Profil in einer Tiefe von 3500 m u. Gel. nur $\Delta T = 6^\circ\text{C}$ beträgt. Dieser Wert liegt im natürlichen Schwankungsbereich von Kristallinbohrungen des Schwarzwaldes und belegt, daß das unkonventionell und seltsam anmutende Verfahren zur Ermittlung von Temperaturen in größeren Tiefen der Erdkruste zumindest für die Oberkruste plausible Werte liefert.

3. Folgerungen für die Praxis

Das Niederbringen übertiefer Bohrungen hat gezeigt, daß auch in bis über 12 km Tiefe (Bohrung Kola) mit offenen Klüften und Wässern zu rechnen ist. Bei normaler Temperaturzunahme mit der Tiefe im Kristallin (Abschnitt 2.) – der Temperaturgradient auf der Halbinsel Kola ist geringer – wird die kritische Temperatur von 374°C erst in ca. 12 km Tiefe erreicht; bis dahin liegt Wasser in flüssiger Phase vor.

In den letzten 15 Jahren wurden in Baden-Württemberg durch eine Reihe von Tiefbohrungen Kluftwässer in größeren Tiefen erschlossen. Es zeigte sich, daß ihr

hydraulisches Verhalten oft von dem bisher aus Flachbohrungen bekannten abweicht. Dadurch ist einerseits ein Überdenken bisheriger Auswerteverfahren und -ergebnisse notwendig, andererseits müssen Folgerungen, die sich aus der Tiefenabhängigkeit der physikalischen Parameter für Untersuchungen zur Wasserwegsamkeit ergeben könnten, systematisch erkundet werden.

3.1. Wasserstände als konventionelles Maß für hydraulische Potentiale

Bei Pumpversuchen aus Thermalwasserbohrungen konnte man zu Beginn der Förderung statt der zu erwartenden Absenkung des Wasserspiegels im Brunnen nach einem ruckartigen Abfallen ein Ansteigen über den Ruhewasserspiegel hinaus beobachten (Fig. 5). Dieses scheinbare Paradoxon wurde von einzelnen Geologen auf einen „Gaslifteffekt“ zurückgeführt (J. WERNER, 1978). Der Anstieg des Wasser-

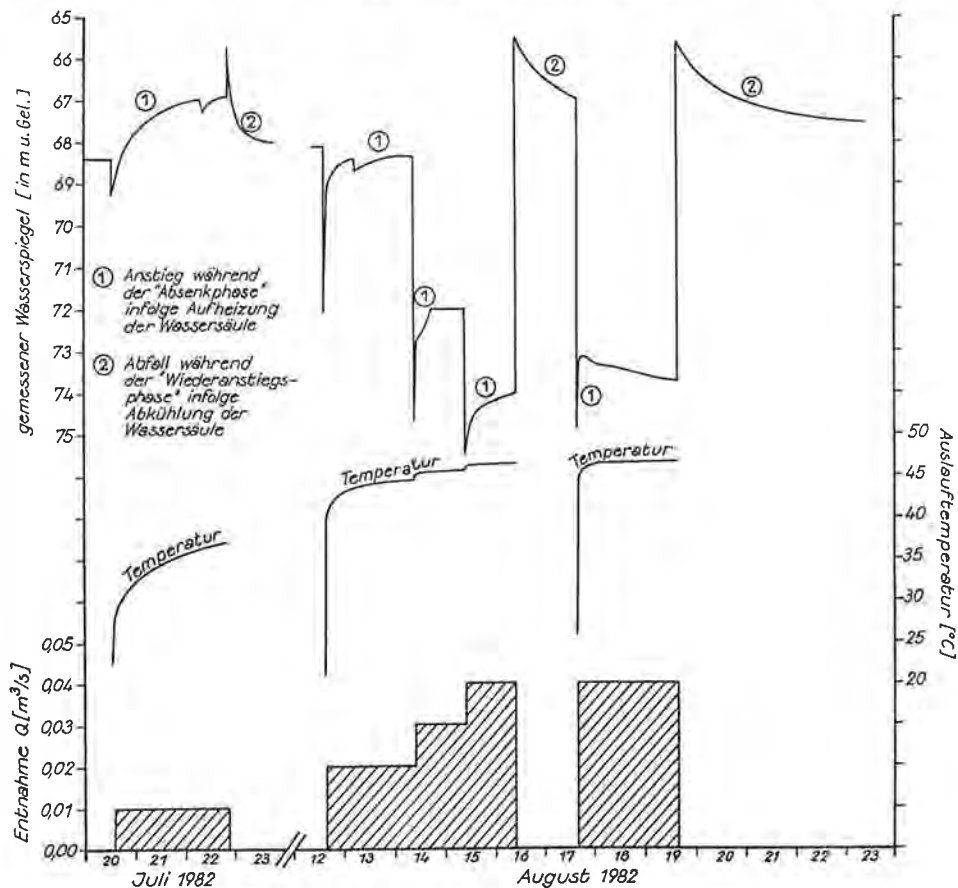


Fig. 5: Betriebsplan, Auslauftemperatur und gemessener Wasserspiegelgang beim Pumpversuch in der Thermalwasserbohrung Bad Buchau – Beispiel für den thermischen Einfluß auf den „Absenkungs“- und „Wiederanstiegsvorgang“.
Plan of working, outflow temperature and measured groundwater level during the pumping test in the thermal water bore Bad Buchau – example for the thermal influence on “drawdown and recovery”.

spiegels beruht jedoch auf einer Dichteänderung. Mit Förderbeginn ändert sich die Temperaturverteilung innerhalb der Wassersäule im Brunnen. Die zuvor oben kalte und unten heiße Wassersäule wird im Laufe des Förderbetriebes nahezu einheitlich heiß. Da heißes Wasser „leichter“ als kaltes ist, kann bei entsprechend hohen Entnahmeraten und Aquifertemperaturen der durch die Dichteabnahme hervorgerufene Wasserspiegelanstieg den durch die Förderung bedingten abnehmenden Aquiferdruck kompensieren und sogar übertreffen (I. STÖBER, 1984). In der Forschungsbohrung Bruchsal 1A wurde dadurch unbeabsichtigt für eine kurze Zeit ein Arteser, d. h. quasi ein „hydraulisches Perpetuum mobile“, erzeugt.

Die hydraulische Auswertung von Pumpversuchen in Thermalwasserbohrungen erfordert eine Korrektur der gemessenen Wasserstände mittels der p , T -Funktion für die Dichte von Wasser. Dazu muß die Aquifertemperatur bekannt sein und die Auslauftemperatur am Brunnenkopf zeitgleich mit den Wasserständen registriert werden. Die Korrektur sollte für die Druck- und Temperaturverhältnisse, die im Aquifer vorliegen, erfolgen, um die den Aquifer charakterisierenden Parameter unter In-Situ-Bedingungen zu erhalten (Abschnitt 3.2.). Korrekturf Fehler des Wasserspiegels entstehen gewöhnlicherweise, wenn der Pumpversuch in hoch mineralisierten Wässern durchgeführt wurde, die Pumpe tief unter dem Wasserspiegel abgehängt war oder wenn der ungestörte Temperaturgradient in der Vertikalen starken Schwankungen unterworfen ist.

Die aufwendigen Korrekturen – und damit auch die aufgeführten Fehler – entfallen, wenn bei Pumpversuchen statt des Wasserspiegels der Aquiferdruck gemessen wird. Dazu muß die Drucksonde bis auf die Höhe des Aquifers abgehängt werden, was in der Praxis meßtechnisch, gerätetechnisch oder finanziell nicht immer möglich ist, so daß häufig Druckaufzeichnungen unzureichend tief abgehängter Drucksonden vorliegen, die nachträglich für den Teufenabschnitt: Sonde – Aquifer korrigiert werden müssen.

Die Dichteverteilung entlang der Bohrlochachse ist jedoch auch für die Erstellung von Grundwassergleichenplänen aus Wasserspiegelmessungen in Grundwasseraufschlüssen von zentraler Bedeutung, insbesondere, wenn der Aquifer nicht einheitlich temperiert ist. So mußten z. B. für den voralpinen Malmaquifer, der von NW, wo er zutage ansteht, nach SE in sehr große Tiefen abtaucht, für die Erstellung eines Grundwassergleichenplanes sämtliche Wasserspiegelmessungen bezüglich der Dichte temperatur- und druckkorrigiert werden. Der an sich geringe Dichteunterschied wirkt sich bei mehrere hundert Meter langen Wassersäulen mit einer Längenänderung aus, die einige Meter betragen kann. Derartig große Änderungsbeträge der Wasserspiegelstände wirken sich selbstverständlich auch auf die Fließrichtung aus.

3.2. Aquiferparameter

Die Transmissivität (T) und der Speicherkoeffizient (S) gehören zu den wichtigsten Aquiferparametern in der Hydrogeologie. Sie können aus Pumpversuchen direkt ermittelt werden. Der Durchlässigkeitsbeiwert (k_f) und der spezifische Speicherkoeffizient (S_s) sind aus der Transmissivität und dem Speicherkoeffizienten abgeleitete Größen. Die Permeabilität (k) sowie die Transmissibilität (T^*) können nur bei Kenntnis der Dichte (ρ) und der dynamischen Viskosität (μ) des Fluids aus dem k_f -Wert und der Transmissivität ermittelt werden (I. STÖBER, 1984).

Da die Aquiferparameter der Hydrogeologie: Transmissivität, Durchlässigkeitsbeiwert, Speicherkoeffizient und spezifischer Speicherkoeffizient die Eigenschaften

des Aquifers als ganzes, d. h. Gebirge und Fluid, wiedergeben, werden sie von den physikalischen Eigenschaften des Wassers bestimmt. Die Parameter: Permeabilität und Transmissibilität jedoch, von denen ersterer bevorzugt in der Erdöl-/Erdgasproduktion angewandt wird, beschreiben lediglich die leitenden Eigenschaften des Gesteinsverbandes und sind somit fluidunabhängig.

3.2.1. Durchlässigkeiten

Die Parameter Transmissivität und Durchlässigkeitsbeiwert sind druck- und temperaturabhängige Funktionen von Dichte und dynamischer Viskosität des Wassers:

$$k_f = k \rho g / \mu \text{ bzw. } T = T^* \rho g / \mu = \int^H k_f dh. \quad (2)$$

Figur 6 zeigt das Verhältnis $k/k_f = T^*/T = \mu/\rho g$ – das sind i. w. die Fluideigenschaften von k_f bzw. von T – das weitestgehend von der dynamischen Viskosität bestimmt wird (Abschnitt 1.1.), so daß die Durchlässigkeit (k_f, T) hauptsächlich von der Wassertemperatur und nur geringfügig vom Wasserdruck abhängt. Aus diesem

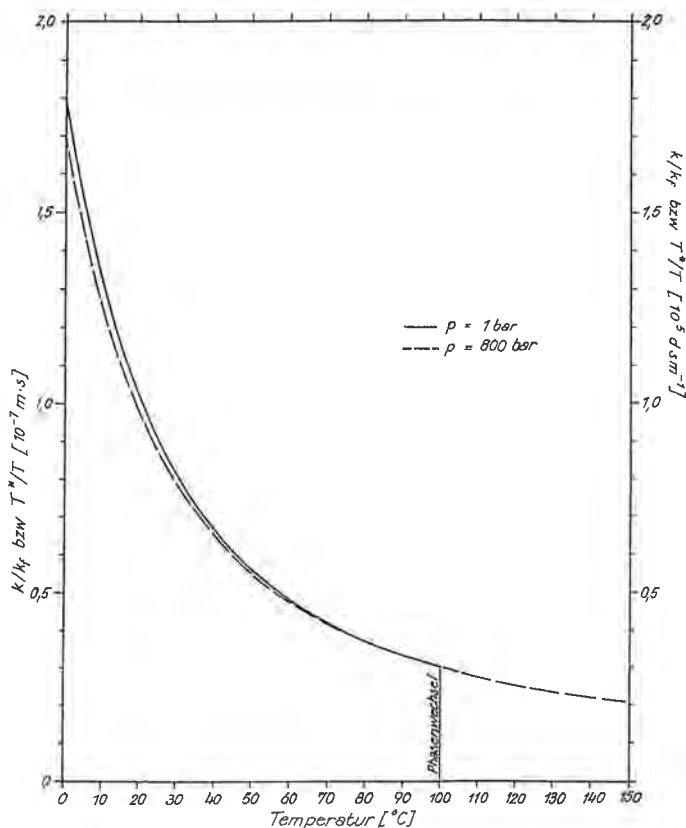


Fig. 6: Beziehung zwischen Permeabilität k (bzw. Transmissibilität T^*) und Durchlässigkeit k_f (bzw. Transmissivität T) in Abhängigkeit von der Wassertemperatur und dem Wasserdruck. Relation between the hydraulic conductivity k (or transmissibility T^*) and the permeability k_f (or transmissivity T) in dependence of water temperature and water pressure.

Grund nimmt die Durchlässigkeit (k_f, T) unabhängig von den Gebirgseigenschaften mit der Tiefe zu: In einem 60°C warmen Aquifer ist die Transmissivität bzw. der Durchlässigkeitsbeiwert bereits dreimal so groß wie in einem oberflächennahen Aquifer (Fig. 6). Durchlässigkeiten (k_f, T), die aus verschiedenen temperierten Aquiferen gewonnen wurden, können nur dann bezüglich ihrer hydraulischen Gebirgseigenschaften miteinander verglichen werden, wenn sie auf eine bestimmte Temperatur und einen festen Druck bezogen werden.

Einflüsse auf die Temperaturverteilung in der Tiefe, die z. B. auf Klimaschwankungen oder Erosion beruhen, werden in diesem Zusammenhang nicht berücksichtigt. Temperaturprofile werden außerdem stark vom Relief der Erdoberfläche geprägt. So wurden beim Bau des St. Gotthard-Eisenbahntunnels im Zentrum bei einer maximalen Gesteinsüberdeckung von ca. 1700 m untertage bis zu $31,7^\circ \text{C}$ gemessen; das sind 30°C mehr als die mittlere Jahrestemperatur am Tunneleingang (F. M. STAPFF, 1877). Im Zentrum des Simplon-Tunnels beträgt die Temperatur sogar $55,4^\circ \text{C}$.

Von C. H. LEES (1910) gibt es eine Berechnungsmethode zur Ermittlung der Temperaturverteilung in der Vertikalen, die vom Relief einer Gebirgskette sowie von der Temperaturverteilung in der Atmosphäre beeinflusst wird (O. KAPPELMAYER & R. HAENEL, 1974). Auf Fig. 7a wurde eine Schemazeichnung angefertigt, die diesen topographischen Effekt verdeutlicht. Die Höhe des Gebirges wurde beispielhaft zu $h = 400 \text{ m}$ und der Durchmesser des Berges in einer Höhe von $h/2 = 200 \text{ m}$ zu $2b = 2000 \text{ m}$ angenommen. Aus Fig. 7a wird ersichtlich, daß die Temperatur im Untergrund des Gebirges deutlich größer ist als in der benachbarten Tallage. Der Temperaturgradient verhält sich genau umgekehrt, so daß sich die Temperaturen in einer gewissen Tiefe egalieren. Im vorgestellten Beispiel beträgt die Temperaturdifferenz zwischen Zentrum des Berges und Tallage in 10 m Tiefe $\Delta T = 5,1^\circ \text{C}$; in 4000 m Tiefe existiert die Temperaturdifferenz immer noch, sie ist aber bereits auf $\Delta T = 0,5^\circ \text{C}$ abgefallen.

Der topographische Temperatureffekt hat eine anormale Verteilung der Durchlässigkeit (k_f, T) zur Folge; sie ist inhomogen und anisotrop. Figur 7b zeigt die entsprechende k/k_f -Verteilung. An einem beliebigen Punkt wurde die Richtung der größten k_f -Wert-Zunahme eingetragen. Diese topographisch bedingte Durchlässigkeitsanomalie bewirkt, daß die Fließrichtung nicht dem stärksten hydraulischen Gefälle folgt, sondern daß das Wasser quasi auf eine Fließbahn in das Gebirge hinein abgelenkt wird. Theoretisch hätte dies zur Folge, daß das im Bereich des Gebirges in den Untergrund einsickernde Niederschlagswasser weiträumig und bis in große Tiefen vorstoßen würde. Der Einfluß dieser thermisch und topographisch bedingten k_f -Wert-Anomalie ist zwar gering und dürfte hinter den geologischen Einflußfaktoren weit zurücktreten, dennoch sollte er im Hinblick auf den Mechanismus und die Genese von Thermalwasserquellen als verstärkendes Agens nicht unberücksichtigt bleiben.

Mechanismus und Genese von Thermalwasseraustritten werden zumeist folgendermaßen erklärt: In Quellen frei austretendes Thermalwasser – außerhalb vulkanischer Gebiete – steigt in der Regel als Folge einer großräumigen Tiefenzirkulation, bei der Niederschlagswasser im Bereich von Gebirgen über Klüfte und Hohlräume eindringt, infolge der hohen Reliefenergie und des damit verbundenen großen hydraulischen Gefälles in Tallagen oder Talrandlagen wieder auf.

Auswirkungen veränderter Gebirgsdrucke auf die Größe der Durchlässigkeit kristalliner Gesteine wurden bislang kaum untersucht. Es gibt lediglich Laborver-

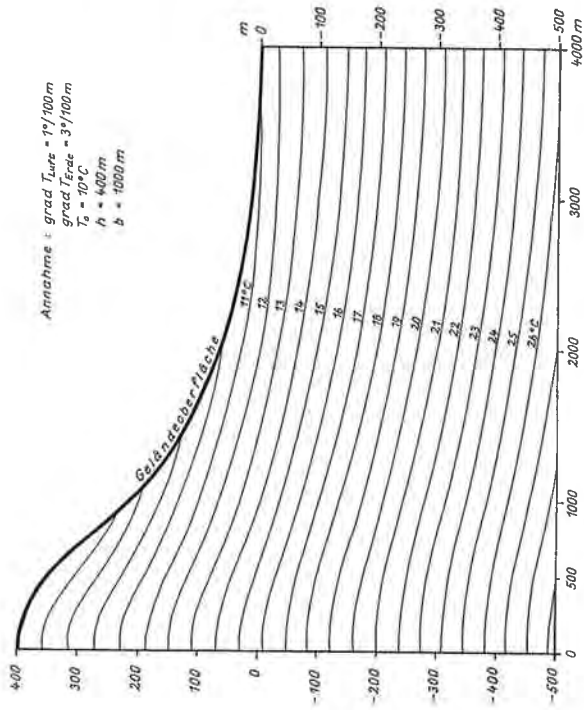


Fig. 7a. Vertikale Temperaturverteilung – topographischer Effekt.
Vertical temperature distribution – topographic effect.

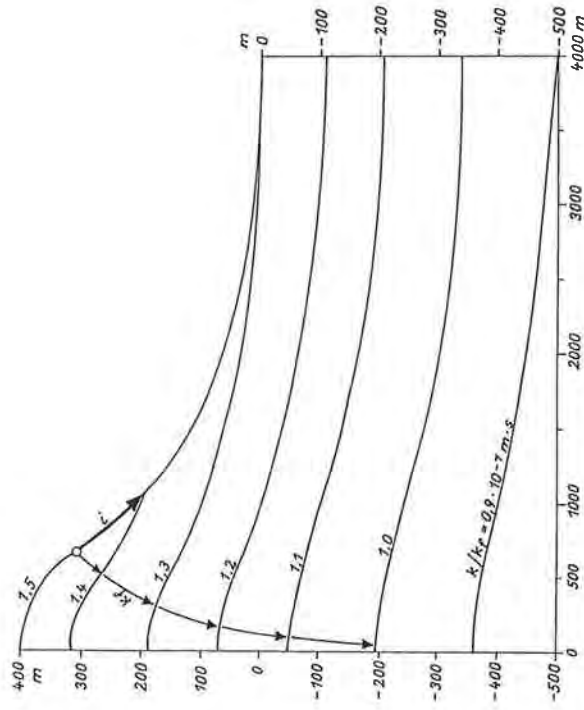


Fig. 7b. Vertikale Verteilung von $k/k_t = \mu/\rho \cdot g (10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s})$.
Vertical distribution of $k/k_t = \mu/\rho \cdot g (10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s})$.

suche zur Ermittlung von gesteinsdruckabhängigen Durchlässigkeiten an Kristallin-gesteinsproben, jedoch keine Durchlässigkeitsuntersuchungen für kristalline Gebirge in Abhängigkeit vom Überlagerungsdruck. Die Versuche von W. F. BRACE et al. (1968) an Gesteinsproben des Westerly-Granites zeigen eine Abnahme des Durchlässigkeitsbeiwertes von $k_f = 1,2 \times 10^{-12}$ m/s bei einer effektiven Auflast von 90 bar auf $k_f = 3,5 \times 10^{-15}$ m/s bei 10 000 bar.

3.2.2. Speichereigenschaften

Der Speicherkoeffizient ist definiert als das Wasservolumen, das pro Oberflächeinheit bei einer Wasserspiegeländerung um 1 m aus dem Aquifer entlassen oder eingespeichert wird (z. B. H.-R. LANGGUTH & R. VOIGT, 1980). In Tiefenaquiferen, in denen nahezu ausschließlich gespannte Verhältnisse vorliegen, beruhen die Parameter spezifischer Speicherkoeffizient (S_s) und Speicherkoeffizient (S) i. w. auf den elastischen Eigenschaften des Aquifers:

$$S_s = \rho g n (c_w + c_p) \text{ bzw. } S = \int_0^H S_s dh. \quad (3)$$

In Gleichung (3) entsprechen c_w und c_p den Kompressibilitäten des Wassers und der Gesteins Hohlräume; n ist die Porosität oder der Hohlraumanteil und g die Erdbeschleunigung. T. N. NARASIMHAN & B. Y. KANEHIRO (1980) geben verschiedene Definitionen für den spezifischen Speicherkoeffizienten, deren jeweilige mathematische Formulierung auf den gängigen Parametern der einzelnen Fachdisziplinen: Bodenmechanik, Erdöl-/Erdgastechnik und Hydrogeologie basiert und die jeweils in Gleichung (3) übergeführt werden kann.

In der Praxis wird der Speicherkoeffizient direkt aus hydraulischen Tests, wie Pumpversuchen, Slug-Tests u. ä. ermittelt. Der Speicherkoeffizient ist ein äußerst dubioser Aquiferparameter, da er zum einen definitionsgemäß auf dem konstanten Hohlraumanteil des Gebirges beruht, zum anderen aus der Hohlraumkompressibilität bestimmt wird. Damit kann der Hohlraumanteil jedoch nicht konstant sein. Besonders drastisch wirkt sich dies z. B. bei Tonen aus. Da die Kompressibilität von Tonen oder sehr feinkörnigen, unverfestigten Sedimenten der Kompressibilität des Wassers gleichkommt oder sie sogar übertreffen kann (Abschnitt 1.3.), ist der Speicherkoeffizient in diesen Fällen wesentlich stärker vom effektiven Streß abhängig als in sogenannten harten Gebirgen, so daß hier an der Möglichkeit einer Ermittlung als „Aquiferparameter“ gezweifelt werden muß.

Eine weitere Diskrepanz zwischen Definition und Ermittlung des Speicherkoeffizienten in der Praxis besteht darin, daß die Druckänderung definitionsgemäß eigentlich konstant sein müßte. In der Praxis treten bei der Durchführung hydraulischer Tests jedoch Druckschwankungen auf.

Der Speicherkoeffizient ist ein Aquiferparameter, der genau wie die Durchlässigkeit (k_f , T) sowohl die Eigenschaften des Gebirges als auch diejenigen des Fluides wiedergibt. In sehr harten Gebirgen, wie z. B. dem kristallinen Grundgebirge, ist die Kompressibilität der Gebirgshohlräume wesentlich geringer als diejenige des Wasser, so daß der spezifische Speicherkoeffizient im wesentlichen von der Dichte (ρ) und der Kompressibilität (c_w) des Fluides bestimmt wird (Gleichung 3). Beide Größen sind druck- und temperaturabhängig (Abschnitt 1.1.) und damit Funktionen der Tiefenlage des Aquifers. Figur 8 zeigt die Abhängigkeit der Speichereigenschaften: $S_s/g n \approx c_w$ vom Druck und der Temperatur. Erstaunlicherweise nimmt der Speicherkoeffizient – unabhängig von den Gebirgseigenschaften – mit zunehmender Temperatur zunächst ab, danach wieder zu. Die geringsten Speicherkoeffizienten

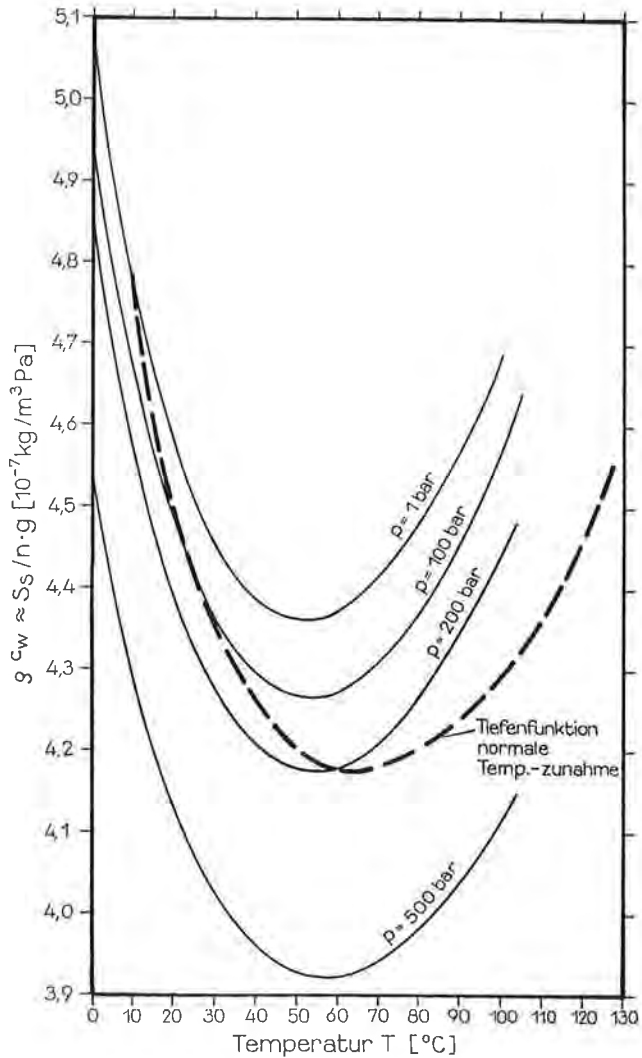


Fig. 8: Abhängigkeit des spezifischen Speicherkoeffizienten von Druck und Temperatur – harte Gesteine.

Dependence of the specific storage coefficient on pressure and temperature – hard rocks.

treten in Aquiferen mit 50–60 $^{\circ}\text{C}$ auf. Zurückzuführen ist dieser Sachverhalt auf die Dominanz der Kompressibilität gegenüber der Dichte. Figur 8 enthält außerdem die Änderung von $S_s / g n \approx p c_w$ als Funktion der Tiefe. Dieser Berechnung wurde die in Abschnitt 2. ermittelte Temperaturzunahme mit der Tiefe zugrunde gelegt. Die Darstellung veranschaulicht, daß bei normalen Temperaturgradienten – gleiche Gesteinseigenschaften vorausgesetzt – die ungünstigsten Speichereigenschaften 60–70 $^{\circ}\text{C}$ temperierte Aquifere aufweisen. Die Abhängigkeit der Größe des Speicherkoeffizienten von Druck und Temperatur ist relativ gering und liegt größenordnungsmäßig weit unter der Druck- und Temperaturabhängigkeit des Durchlässigkeitsbeiwertes oder der Transmissivität (Abschnitt 3.2.1.).

Von kristallinen Gesteinen gibt es kaum Untersuchungen über die Abnahme des Hohlraumgehaltes mit steigendem Druck (K. KODAL, 1984). Derartige Studien erfolgten zumeist nur in der Erdöl-/Erdgastechnik und beschränken sich daher auf potentielle Wirtgesteine wie Sande, Sandsteine, Dolomit- oder Kalksteine. Aus der Hydrogeologie und der Erdöl-/Erdgastechnik ist bekannt, daß bei großen Entnahmen aus Lagerstätten – mit keiner oder nur geringer Neubildungsrate – aufgrund der zunehmenden effektiven Auflast der Hohlraumanteil abnimmt, so daß an der Erdoberfläche Setzungsbeträge von einigen Dezimetern beobachtet werden können (A. MAYER-GÜRR, 1976, W. VAN DER KNAAP, 1960), die mit einem Rückgang der Produktion (Selfpropping) einhergehen. In der Praxis der Erdöltechnik wird z. T. erfolgreich versucht, durch Injektion von Wasser diesen Vorgang wieder rückgängig zu machen.

3.3. Tiefenabhängige Betrachtungen in der Hydrologie

In Abschnitt 1.1. wurde die Abhängigkeit der physikalischen Eigenschaften des Wassers vom Druck und der Temperatur dargelegt. Beide sind eine Funktion der Tiefe, die in Abschnitt 2. für den Bereich des Mittleren Schwarzwaldes aufgestellt wurde. Für die Hydrologie der Tiefenaquifere ist es bedeutsamer die Tiefenabhängigkeiten der physikalischen Eigenschaften von Wasser oder Gestein zu kennen, als rein ihre Druck- und Temperaturabhängigkeiten. Im folgenden werden Tiefenabhängigkeiten ausgewählter Parameter dargelegt, sowie einige interessante Besonderheiten oder Merkwürdigkeiten, die sich daraus ergeben, diskutiert. Abschnitt 3.2. enthält bereits eine Untersuchung zur Tiefenabhängigkeit des Speicherkoeffizienten und der Durchlässigkeit.

3.3.1. Auftrieb, Potentialreduktion

Die Dichte von reinem Wasser nimmt mit steigender Temperatur ($> 4^{\circ}\text{C}$) ab, mit wachsendem Druck jedoch zu (Abschnitt 1.1.). Da mit der Tiefe sowohl Temperatur als auch Druck ansteigen, interessiert, ob einer der beiden gegenläufigen Einflüsse dominiert, also ob die Dichte mit der Tiefe zu- oder abnimmt. Eine derartige Tiefenfunktion der Dichte wurde zum einen für eine normale Temperaturzunahme für den Bereich des Schwarzwaldkristallins entsprechend den Berechnungen gemäß Abschnitt 2. (Fig. 4) erstellt, zum anderen für anormal hohe Temperaturen, wie sie in der Forschungsbohrung Urach 3 gemessen wurden. Das Ergebnis ist in beiden Fällen überraschend: Die Dichte von reinem Wasser nimmt mit der Tiefe ab (Fig. 9); der Einfluß der Temperatur überwiegt den des Druckes. Das Dichtedefizit beträgt in 3500 m u. Gel. bei normalen Temperaturen 40 g/m^3 – bei den anormalen Temperaturen sogar 64 g/m^3 . In 10 000 m u. Gel. wäre bereits mit einem Defizit von 140 g/m^3 zu rechnen (Fig. 9). Durch die Dichtereduktion mit zunehmender Tiefe ist eigentlich zu erwarten, daß das relativ leichtere Tiefenwasser aufsteigt und daß die Potentiale von Aquifer zu Aquifer mit zunehmender Tiefe abnehmen. In diese Überlegungen wurde die mit der Tiefe zunehmende Mineralisation nicht einbezogen.

3.3.2. Thermische, pneumatische Expansion

Die Wärmeausdehnung von reinem Wasser nimmt mit steigender Temperatur um ein Vielfaches ihres Ausgangswertes zu (Abschnitt 1.1.). Sie steigt nur bei Temperaturen unter 50°C mit wachsendem Druck an, bei Temperaturen darüber

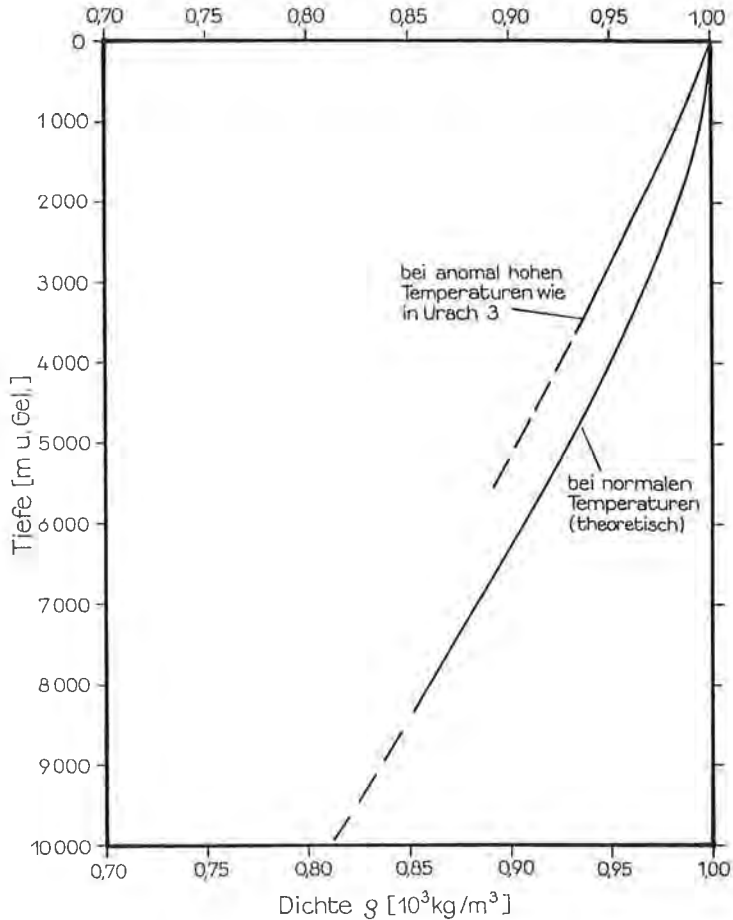


Fig. 9: Veränderung der Dichte von reinem Wasser mit der Tiefe.
Change of the density of pure water with depth.

fällt sie ab. Insgesamt überwiegt der thermische Effekt, so daß mit zunehmender Tiefe die Wärmeausdehnung immer größere Werte annimmt (Fig. 10): Bei der Erwärmung von 10°C temperiertem Wasser um 1°C nahe der Erdoberfläche dehnt sich 1 m^3 Wasser um ca. 90 cm^3 aus, in 1000 m Tiefe bei 42°C sind es bereits ca. 400 cm^3 und in 2000 m Tiefe bei 74°C sogar 590 cm^3 . Diese Überlegungen basieren auf einer normalen Temperaturzunahme mit der Tiefe, wie sie in Abschnitt 2. bestimmt wurde. Bei Injektionsversuchen bzw. Doublettestests, wo kühles Wasser in heiße Aquifere eingeleitet wird, müßte dies zu einem zusätzlichen Druckanstieg in einer meßtechnisch erfaßbaren Größenordnung führen. Der Autorin sind diesbezüglich keine Untersuchungen bekannt.

Die Kompressibilität von Wasser, die bei ca. 50°C ein Minimum aufweist, ist relativ geringen Schwankungen unterworfen (Fig. 1f). Als Funktion der Tiefe entsprechend einer für den Mittleren Schwarzwald normalen Druck- und Temperaturzunahme (Abschnitt 2., Fig. 4) verschiebt sich dieses Minimum in etwas höhere Temperaturbereiche und ist bei ca. 60°C zu erwarten (Fig. 10). Nahe der Erdoberfläche be-

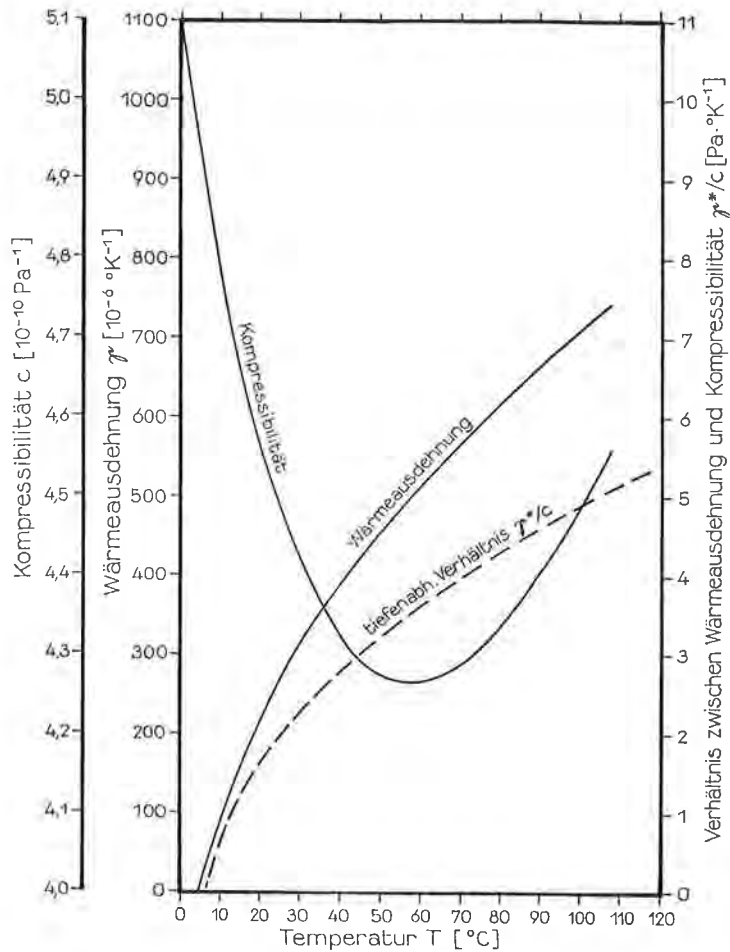


Fig. 10: Tiefenabhängigkeit der Parameter Kompressibilität und Wärmeausdehnung von reinem Wasser bei normaler Temperaturzunahme sowie Abschätzung der Dominanz.
Depth dependence of the parameters compressibility and thermal expansion of pure water at a normal temperature increase as well as estimation of the dominance.

trägt die Volumenänderung pro 1 m^3 und pro Druckänderung um 1 Pa 478 mm^3 , in 1550 m Tiefe bei 60° C nur noch 427 mm^3 und in 2800 m Tiefe bei 100° C wieder 449 mm^3 .

Bei Injektions- bzw. Doublettentests wird relativ kühles Wasser unter hohen Drücken – in der Bohrung Urach 3 waren dies Bohrlochkopfdrucke von bis zu über 600 bar – in ein heißes Gebirge gepreßt. Der Temperatur- und Druckangleich an die In-Situ-Bedingungen führt zusätzlich zur thermisch bedingten Expansion des Injektionsgutes, zu einer Expansion aufgrund des sich abbauenden Druckes. Davon wird insbesondere die Shut-In-Phase betroffen. Der Druckabfall vollzieht sich infolge der Expansion des Injektionsgutes mit geringerer Steigung, so daß bei der hydraulischen Auswertung relativ zu große Durchlässigkeiten ermittelt werden können. Möglicherweise lassen sich dadurch einige „abnormale“ Druckabbaukurven, wie

sie in der Forschungsbohrung Urach 3 beobachtet wurden (I. STÖBER, 1984), erklären.

In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage, welcher der beiden Effekte: Wärmeausdehnung oder Kompressibilität von Wasser dominiert, wenn ein Wasservolumen, das entsprechend einer bestimmten Tiefe temperiert ist (Abschnitt 2.), in eine größere Tiefe und den dort herrschenden Temperaturen abgesenkt wird. Im oberflächennahen Bereich bei Temperaturen bis ca. 13° C überwiegt die Kompressibilität (Fig. 10). Mit zunehmender Tiefe dominieren jedoch die Effekte der Wärmeausdehnung zunehmend, so daß bei derartigen Absenkungen trotz zunehmender Drucke die thermisch bedingte Expansion überwiegt. Unberücksichtigt tektonischer Vorgänge, die in der Regel mit Hebungen oder Senkungen einhergehen, und unberücksichtigt einer Verminderung des Porenraumes infolge Kompaktion des Gesteinsskelettes, wäre daher in Gebieten mit großräumigen Absenkungen bereits rein aufgrund der physikalischen Eigenschaften des Wassers mit einem in der Vertikalen zunehmenden Wasserdruck, d. h. Anstieg des Potentials, zu rechnen. Weiterhin wäre zu erwarten, daß das Wasser aus dem Aquifer ins Hangende ausbricht, um in neue Räume einzudringen, so daß vertikal nach oben gerichtete Fließbewegungen resultieren.

In Abschnitt 1.2. wurde gezeigt, daß der E-modul von Gesteinen mit steigendem Druck und fallender Temperatur zunimmt. Bei der Untersuchung der Tiefenabhängigkeit (Abschnitt 2.) des E-moduls für Granite scheint die druckbedingte Zunahme in den obersten 2000 m die temperaturbedingte Abnahme zu kompensieren. In größeren Tiefen sieht es so aus, als würde der Temperatureinfluß geringfügig dominieren, so daß der E-modul von Graniten mit der Tiefe abnimmt; die Kompressibilität dürfte dadurch mit der Tiefe (> 2000 m) höchst wahrscheinlich etwas zunehmen.

Die Wärmeausdehnung von Graniten beträgt nach F. RUMMEL (1978) zwischen $\gamma^* = 1,5 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$ und $\gamma^* = 3,3 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$, ist also wesentlich geringer als diejenige von Wasser. S. FLÜGGE (1956) gibt für die Kompressibilität von Graniten Werte zwischen $c = 2,8 \times 10^{-6} \text{ bar}^{-1}$ und $c = 4,5 \times 10^{-6} \text{ bar}^{-1}$ an. Setzt man die Temperaturzunahme in Bezug zur Druckzunahme, so scheint die Volumenverringering infolge Kompression in Oberflächennähe geringfügig größer zu sein, als die Volumenexpansion infolge Erwärmung. Die Wärmeausdehnung von Graniten dürfte etwas kleiner sein als ihre Kompressibilität; daher ist bei einer Absenkung des Gebirges eher mit einer geringfügigen Volumenabnahme als mit einer bedeutenden Volumenzunahme zu rechnen. Da der pneumatische und thermische Expansions-/Kompaktionseffekt bei Graniten verschwindend gering zu sein scheint, erfährt der bei einer Absenkung durch die volumetrische Ausdehnung des Wassers mit der Tiefe zu erwartende Potentialanstieg somit keine wesentliche Änderung. Umgekehrt ist bei einem Gebirge, das eine Hebung durchmachte, mit zunehmender Tiefe mit einem Potentialgefälle zu rechnen. Dieser Effekt ist somit weniger auf die physikalischen Eigenschaften des Granites als vielmehr auf diejenigen des Wassers zurückzuführen. Diese Überlegungen basieren auf einer normalen Temperatur- und Druckverteilung in der Oberen Erdkruste und können nicht zum Vergleich mit tektonischen Ereignissen herangezogen werden.

Gneisgebirge dürften sich auf grund ihrer größenordnungsmäßig kaum differierenden physikalischen Eigenschaften ähnlich verhalten. Das etappenweise Abteufen der Forschungsbohrung Urach 3 ins moldanubische Gneisgebirge in den letzten 14 Jahren hat gezeigt, daß das hydraulische Potential mit zunehmender Tiefe ab-

nimmt. Ob dieser Umstand allerdings auf derartigen Effekten beruht, mag dahin gestellt bleiben.

Völlig anders verhalten sich Tone, die frisch abgelagert ein Mehrfaches ihres Eigenvolumens an Wasser enthalten können, das teils chemisch oder adsorbtiv gebunden, teils frei beweglich vorliegt. Bei einer Versenkung erfahren Tone durch die damit verbundene zunehmende Auflast eine starke Verdichtung (z. B. G. DICKINSON, 1951, K. MAGARA, 1971). In tief versenkten Tonen konnten Porenwasserüberdrucke beobachtet werden, die im Gegensatz zu kristallinen Gebirgen hauptsächlich auf die äußerst starke Porositätsreduktion infolge der mit der Tiefe zunehmenden Auflast zurückzuführen sind.

3.4. Tiefenabhängige Betrachtungen in der Geothermie

Die Wärmeleitfähigkeit von reinem Wasser ist als p , T -Funktion nur geringfügigen Schwankungen unterworfen; sie nimmt bis ca. 4500 m bzw. 5000 m u. Gel. – dies entspricht Temperaturen von 150°C bzw. 160°C (Abschnitt 2.) – von $\lambda = 0,52 \text{ J/s m }^{\circ}\text{K}$ auf ihr Maximum von $\lambda = 0,71 \text{ J/s m }^{\circ}\text{K}$ zu. Unterhalb von 5000 m u. Gel. fällt die Wärmeleitfähigkeit wieder geringfügig ab (Fig. 11). Die Wärmeleitfähigkeit von kristallinen Gesteinen, wie Granit oder Gneis, nimmt mit ansteigender Temperatur und wahrscheinlich auch mit der Tiefe geringfügig ab (Fig. 2b und 4).

Da die Wärmeleitfähigkeit kristalliner Gesteine diejenige des Wassers um ein Vielfaches übertrifft, kühlen sie wesentlich rascher aus und werden schneller warm als Wasser. Wasser kann für den aus der Erde emporsteigenden Wärmestrom dadurch wie ein Isolator wirken. Abschätzungen des Auswirkungsgrades von mit Wasser erfüllten Hohlräumen (G. BUNTEBARTH, 1980) zeigen, daß jedoch erst bei einem Hohlraumanteil, der größer als 5 % ist, wobei dieser Wert für kristalline Gesteine schon atypisch hoch ist, mit einer merklichen Reduktion der Gesamtwärmeleitfähigkeit zu rechnen ist. Da das Verhältnis zwischen Wärmeleitfähigkeit von Granit oder Gneis zur Wärmeleitfähigkeit von reinem Wasser mit zunehmender Tiefe von fünf bis sechs auf ca. drei abfällt, nimmt der „Isolationseffekt“, der nur bei relativ hohen Hohlraumgehalten durch Wasser hervorgerufen werden kann, ebenfalls ab.

In kristallinen Gebirgen kann man daher aufgrund ihrer geringen Hohlraumgehalte davon ausgehen, daß trotz des beträchtlichen Unterschiedes zwischen der Wärmeleitfähigkeit des Gesteins und derjenigen des Wassers die Gesamtwärmeleitfähigkeit des Gebirges nur minimal von der des Gesteins abweicht und daß sich der Unterschied zwischen beiden mit zunehmender Tiefe aufhebt.

Die spezifische Wärme von Wasser ist im Untersuchungsbereich (Fig. 11) nur geringen Schwankungen unterworfen. Sie nimmt von $c = 4,217 \text{ J/g }^{\circ}\text{K}$ in Oberflächennähe bis ca. 1800 m u. Gel. – dies entspricht Temperaturen von $65\text{--}70^{\circ}\text{C}$ (Abschnitt 2.) – auf ihr Minimum von $c = 4,15 \text{ J/g }^{\circ}\text{K}$ ab. In 8000 m u. Gel. ist die spezifische Wärme bei Temperaturen von ca. 250°C wieder auf den Wert $c = 4,34 \text{ J/g }^{\circ}\text{K}$ angestiegen.

Die spezifische Wärme von kristallinen Gesteinen wie Granit oder Gneis beträgt nur $1/5$ bis $1/6$ derjenigen des Wassers. Bezieht man die spezifische Wärme allerdings nicht auf das Gewicht, sondern auf das Volumen, so verhalten sich die spezifischen Wärmen dieser beiden Medien etwa wie $1 : 2$. Um ein bestimmtes Gesteinsvolumen um eine gewisse Temperatur zu erwärmen, ist daher nur ca. halb soviel Energie nötig,

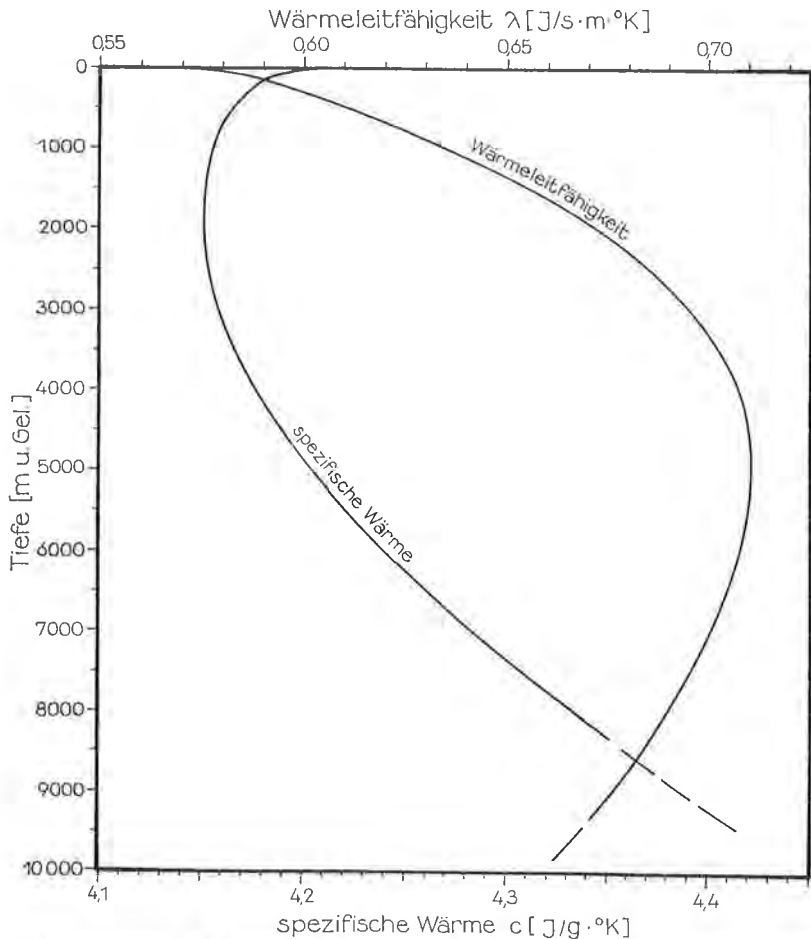


Fig. 11: Veränderung der Wärmeleitfähigkeit und der spezifischen Wärme von reinem Wasser mit der Tiefe bei normalen Temperaturgradienten.
 Change of the thermal conductivity and the specific heat of pure water depending on the depth with standard temperature gradients.

als man für ein entsprechend großes Volumen Wasser braucht. Dasselbe Volumen Wasser hat damit doppelt soviel Energie gespeichert als das Gestein. Die spezifische Wärme kristalliner Gesteine nimmt mit ansteigender Temperatur – höchst wahrscheinlich auch mit zunehmender Tiefe – geringfügig zu (Fig. 2c). Dadurch reduziert sich der Unterschied zwischen der spezifischen Wärme kristalliner Gesteine und derjenigen von Wasser geringfügig mit der Tiefe.

Bei der Gewinnung geothermischer Energie durch Injektion von kühlem Wasser in größere Tiefen und Extraktion von heißem Wasser unter den dort herrschenden, entsprechend hohen Temperaturen sorgt das Gestein mit seiner relativ hohen Wärmeleitfähigkeit dafür, daß die zur Erwärmung des Injektionsgutes notwendige Wärmemenge relativ rasch und stetig nachgeliefert werden kann. Dies ist in zweifacher Hinsicht bedeutsam: zum einem, da das kühle Injektionsgut wegen seiner

großen spezifischen Wärme sehr große Wärmemengen benötigt, um erwärmt zu werden, zum anderen, da aus Rentabilitätsgründen aus der Extraktionsbohrung ein stetiger heißer Volumenstrom Wasser benötigt wird.

Zusammenfassung

Tiefenfunktionen für die physikalischen Eigenschaften reinen Wassers und verschiedener Gesteine wurden entwickelt, wobei besonderes Gewicht auf das Kristallin gelegt wurde. Diese Untersuchung erfolgte anhand eines für den Bereich des Mittleren Schwarzwaldes aufgestellten Temperaturtiefenprofils. Dadurch können Merkwürdigkeiten erklärt und auf Besonderheiten aufmerksam gemacht werden, die aus oberflächennahen Aquiferen in dieser Form nicht bekannt sind. Auswirkungen veränderter Drucke und Temperaturen auf Aquifer- und geothermische Parameter werden untersucht.

Literatur

- BRACE, W. F., J. B. WALSH & W. T. FRANGOS (1968): Permeability of Granite under High Pressure. – *Journal of Geophysical Research*, Vol. 73, No. 6, 2225–2236.
- BUNTEBARTH, G. (1980): Geothermie. – 156 S., Berlin/Heidelberg/New York (Springer-Verlag).
- CARSLAW, H. S. & J. C. JAEGER (1980): *Conduction of Heat in Solids*. – 2nd edition, 510 S., Oxford at the Clarendon Press.
- D'ANS-LAX (1967): *Taschenbuch für Chemiker und Physiker*. – 1 (3. Aufl.), 1522 S., Berlin/Heidelberg/New York/Tokyo (Springer-Verlag).
- DICKINSON, G. (1953): Geological aspects of abnormal pressures in Gulf coast Louisiana. – *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, Vol. 37, 410 S.
- DVWK (1987): *Erkundung tiefer Grundwasserzirkulationssysteme, Grundlagen und Beispiele*. – Schriften 81 des DVWK, 223 S., Hamburg/Berlin (Verlag Paul Parey).
- FLÜGGE, S. (1956): *Handbuch der Physik*. – Bd. XLVII, Geophysik I, Berlin/Göttingen/Heidelberg (Springer-Verlag).
- KAPPELMEYER, O. & R. HAENEL (1974): *Geothermics with Special References to Application*. – 238 S., Berlin/Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- KERN, H. & A. RICHTER (1981): Temperature Derivatives of Compressional and Shear Wave Velocities in Crustal and Mantle Rocks at 6 kbar Confining Pressure. – *J. Geophysics*, Vol. 49, 47–56.
- KODAI, K. (1984): Graphic representation of rock permeability. – *Bull. Geol. Surv. Japan*, Vol. 35 (9), 419–434, Japan.
- LANDOLT-BÖRNSTEIN (1982): *Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaften und Technik, Neue Serie, Gesamtausgabe*. – In: K.-H. HELLWEGE, Gruppe V: Geophysik und Welt- raumforschung. – 1, *Physikalische Eigenschaften der Gesteine*, Teilband a, Berlin/Heidelberg/New York (Springer-Verlag).
- LANGGUTH, H.-R. & R. VOIGT (1980): *Hydrogeologische Methoden*. – 486 S., Berlin/Heidelberg/ New York (Springer-Verlag).
- LEES, C. H. (1910): On the isogeotherms under mountain ranges in radioactive districts. – *Proc. Roy. Soc., A*, Vol. 83, 339–346.
- MAGARA, K. (1971): Permeability Considerations in Generation of Abnormal Pressures. – *Soc. Petr. Eng. J.*, 236–242.
- MATTHESS, G. (1990): *Die Beschaffenheit des Grundwassers*. – 2. überarbeitete und erweiterte Auflage, 498 S., Berlin/Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).

- MAYER-GÜRR, A. (1976): Petroleum Engineering. – Geology of Petroleum, Vol. 3, 208 S., Stuttgart (Ferdinand Enke Verlag).
- MÜLLER-SALZBURG, L. (1963): Der Felsbaum. – Bd. 2, Teil A, Teil 2, Stuttgart (Ferdinand Enke Verlag).
- NARASIMHAN, T. N. & B. Y. KANEHIRO (1980): A Note on the Meaning of Storage Coefficient. – Water Resources Research, Vol. 16, No. 2, 423–429, Washington D.C.
- PRINZ, H. (1991): Abriß der Ingenieurgeologie. – 2. neu bearbeitete und erweiterte Auflage, 466 S., Stuttgart (Ferdinand Enke Verlag).
- RUMMEL, F. (1978): Thermal Properties, Porosity and Permeability of Crustal Rocks. – In: MAGES (Ed.): Unveröff. Bericht, KFA-Jülich GmbH, 44 S., Jülich.
- SCHÄDEL, K. & J. STÖBER (1984): Physikalische Eigenschaften von Gesteinen bei Normaldruck und 0–30° C Temperatur. – Tabellarische Zusammenstellung – Unveröff.
- SCHEFFLER, K., J. STRAUB & U. GRIGULL (1981): Wasserdampftafeln. – Berlin/Heidelberg/New York (Springer-Verlag).
- SCHNEIDEGGER, A. E. (1982): Principles of Geodynamics. – 3rd, completely revised edition, 395 S., Berlin/Heidelberg/New York (Springer-Verlag).
- STAPFF, F. M. (1877): Studien über die Wärmeverteilung im Gotthard, I Teil. – 56 S., Bern (Verlag der J. Dalp'schen Buch- und Kunsthandlung).
- STÖBER, I. (1984): Hydrogeologische Untersuchungen in Festgesteinen Südwestdeutschlands mit Hilfe von Pump- und Injektionsversuchen. – Diss. an der Albert-Ludwigs-Univ., 119 S., Freiburg i. Br.
- VAN DER KNAAP, W. (1960): Der Einfluß der Änderung des Porenvolumens in erdölhaltigen Gesteinen auf die Abschätzung des Ölvorrates. – Erdöl und Kohle, 13. Jg., Nr. 5, 305–312.
- VRBA, J. & E. ADAR (1990): Physical and Biochemical Compatibility of Waste to Host Formation. – Intern. Assoc. Hydrogeol., Vol. 12, 51–68, Hannover (Verlag Heinz Heise).
- WEAST, R. C. (Ed., 1975): Handbook of Chemistry and Physics. – 56th edition, Ohio/USA (CRC Press).
- WERNER, J. (1978): Die Thermalwasserbohrung Saulgau (Württemberg). – Abhandl. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, H. 8, 129–164, Freiburg i. Br.
- WILL, G., E. HINZE & G. NOVER (1983): Porosity, Electrical Conductivity and Permeability of Rocks from the Deep Drilling Urach 3 and the Hot Dry Rock Project of Falkenberg (West Germany). – J. Geomag. Geoelectr., Vol. 35, 787–804.

Summary

The physical properties of water and different rock types were analyzed with regard to their dependence on depth, giving preference to crystalline rocks. The investigations were carried out on the basis of a temperature-rise with depth, which is characteristic of the Black Forest. This allowed us to explain some curiosities and point out some peculiarities, which in this way were not known from shallow aquifers. Effects of changing pressure and temperature on aquifer and geothermal parameters were examined.