

Z. angew. Geowiss.	Heft 8	S. 61 - 72	1989
--------------------	--------	------------	------

Ergebnisse von Temperaturmessungen im oberflächennahen Erdreich

von K. KNOBLICH, D. R. BREHM und B. SANNER^{*)}

Kurzfassung

Messungen von Temperaturen im oberflächennahen Erdreich in bis zu 2,4 m Tiefe werden vorgestellt. Dabei werden die klimatisch bedingten Temperaturschwankungen verschiedener Periode in ihrem Einfluß auf die Temperaturen im Erdreich erfaßt. Möglichkeiten der Berechnung des Temperaturverlaufes zur Tiefe hin werden aufgezeigt.

Abstract

Temperature measurement in the soil down to 2.4 m depth is presented. Climatic variations of ambient air temperature in cycles of several period times and the impact on soil temperatures have been monitored. Numerical simulation of soil temperature profile to the depth is discussed.

Einleitung

Im Rahmen eines F+E-Vorhabens zur Nutzung von Erdwärme für Wärmepumpen wurde 1985 in Schöffengrund-Schwalbach südlich von Wetzlar eine Versuchsanlage installiert, die bis Ende 1988 betrieben worden ist. Mittels in Bohrungen angebrachten Temperatursensoren hat die Anlage Daten über die Untergrundtemperaturen geliefert. Sie beziehen sich auf den Tiefenbereich bis 50 m. Um die Temperaturen im oberen Bodenbereich zu erfassen, wurde eine 2,5 m tiefe Sonde mit Temperaturfühlern im Ver-

^{*)}Anschrift der Autoren: Prof. Dr. K. Knoblich, Dipl.-Geol. D.R. Brehm, Dipl.-Geol. B. Sanner, Institut für Angewandte Geowissenschaften der Justus-Liebig-Universität Giessen, Diezstraße 15, 6300 Giessen

tikalabstand von 0,1 m und einer Meßgenauigkeit von 0,2 K ausgerüstet. Über die Ergebnisse dieser Messungen wird hier berichtet.

Standortbedingungen

Der tiefere Untergrund am Standort der Versuchsanlage besteht aus einer Wechselfolge von Grauwacken und Tonschiefern des Unterkarbons, deren unterschiedliches Einfallen und intensive Klüftung in Verbindung mit dem Auftreten einer Mylonitisierungszone auf stärkere tektonische Beanspruchung schließen läßt (SANNER et al., 1986a).

Die Grundwasseroberfläche stellt sich in Abhängigkeit von der klimatischen Situation in einer Tiefe zwischen 12 und 15 m ein. Als mittlere Niederschlagshöhe läßt sich ein Betrag von 685 mm bei einer Jahresmitteltemperatur von knapp 9 °C ansetzen. An den dem Standort benachbarten Gewässern Solmsbach und Wetzbach haben Trockenwetterabflußmessungen Grundwasserspenden um 2 - 2,5 l/s·km² ergeben.

Die Grauwacken/Tonschiefer sind von einer Lockergesteinsdecke überlagert, die über das ungefähr 100 m² große Bohrungsversuchsfeld eine Mächtigkeit von knapp 1 m bis maximal 3 m, an der Flachsonde um 2,8 m erreichen. Es handelt sich um ein sehr heterogenes System aus tonig, sandig, steinigem Schluff. Bis in eine Tiefe um 0,3 m ist überwiegend tonig-sandiger Schluff entwickelt. Anschließend beobachtet man einen insgesamt zunehmenden Anteil an kantigen Grauwackebrocken und mehr plattigen Tonschieferkomponenten, die bis in die Mittelkies-Fraktion hineinreichen. Dabei sind die Steinanteile, unterbrochen von sandigen Schluffzonen, teilweise lagig angeordnet.

Insgesamt handelt es sich um ein Gemenge von Lößlehm und Grauwacken-/Tonschiefer-Verwitterungsschutt.

Das feinerkörnige tonig-schluffig-sandige Material besteht nach einer Röntgendiffraktometeranalyse aus rund 70 Gew.% Quarz. Der Rest verteilt sich auf Kalifeldspat, Plagioklas, Muskowit, Tonminerale, Glaukonit. Eine Bestimmung mit dem Kapillarknometometer liefert eine Korndichte von 2,675 g/cm³.

Proben aus unterschiedlichen Tiefen von zwei Stellen neben der Sonde liefern Trockendichten um $1,7 \text{ g/cm}^3$, so daß sich in Verbindung mit der Korndichte ein Porenvolumen um 36 % ergibt. Die Wassergehalte hängen naturgemäß von der Niederschlagstätigkeit ab und sind dementsprechend zeitlich stark variabel. Unter Berücksichtigung der Verdunstung und der Infiltration von Sickerwasser ist außerdem von starken Unterschieden im Tiefenprofil auszugehen. Wassergehaltsbestimmungen ergeben daher stets nur einen momentanen Wert. Unmittelbar an der Sonde entnommene Proben haben im Tiefenbereich bis 0,5 m von oben nach unten abnehmende Werte zwischen rund 21 und 15 Gew.% ergeben. Damit liegen die nach $S_r = (w \cdot \gamma_s \cdot (1-n)) / (n \cdot \gamma_w)$ ermittelten Sättigungswerte zwischen rund 99 und 70 %. Je nach Niederschlagstätigkeit wird man mit Zuständen rechnen dürfen, die von voller Sättigung bis unter 20%ige Sättigung reichen.

Thermische Eigenschaften des Materials

Die thermischen Eigenschaften von Lockergesteinen bzw. deren Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität sind abhängig von der Art der vertretenen Minerale, dem Gefüge, der Korndichte, vom Porenvolumen, vom Wassergehalt und von der Temperatur des Systems, von Eisbildungen. Die Wärmeleitfähigkeit als wichtigste Größe des Wärmetransports nimmt mit steigender Korndichte, abnehmender Temperatur und steigendem Wassersättigungsgrad zu. Letzteres ist bedingt durch die mit $0,026 \text{ W/m}\cdot\text{K}$ im Vergleich zu Wasser ($0,6 \text{ W/m}\cdot\text{K}$) sehr geringen Wärmeleitfähigkeit der Luft. Der Einfluß des Porenraums ergibt sich aus der im Vergleich zu Mineralen und Gesteinen geringen Wasser- und Luftwärmeleitfähigkeit.

Unter den im Boden vertretenen Mineralen besitzt der Quarz mit $7,7\text{-}8,4 \text{ W/m}\cdot\text{K}$ die höchste Wärmeleitfähigkeit. Für andere Bodenminerale gibt VAN WIJK (1963) einen ungefähren mittleren Wert von $2,9 \text{ W/m}\cdot\text{K}$ an.

Tonschiefer besitzen nach BUNTEBARTH (1980) eine Wärmeleitfähigkeit um $2,4 \text{ W/m}\cdot\text{K}$. Den Grauwacken kann man nach eigenen Untersuchungen einen Betrag um $3,4 \text{ W/m}\cdot\text{K}$ zuordnen.

Aufgrund der zahlreichen einflußnehmenden Parameter, von denen sich ein Teil ständig verändert, und infolge der Inhomogenitäten läßt sich die Wärmeleitfähigkeit des vorliegenden Bodensystems nur näherungsweise angeben.

Eine Möglichkeit ihrer Abschätzung liefert ein Ansatz von WALSH & DECKER (1966)

$$K = K_g \left(1 - \frac{\Phi \left(1 + 2 \frac{K_w}{K_g} \right) \left(1 - \frac{K_w}{K_g} \right)}{\Phi \left(1 - \frac{K_w}{K_g} \right) + 3 \frac{K_w}{K_g}} \right)$$

mit K_g = Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix

K_w = Wärmeleitfähigkeit der Porenraumfüllung

Φ = Porosität

Setzt man K_g mit einem ungefähren Wert von 6 W/m·K und K_w mit 0,6 W/m K an, so ergibt sich bei einer Porosität von 36 % eine Wärmeleitfähigkeit des Systems bei Wassersättigung von rd. 2,3 W/m·K.

Eine andere Lösung bietet JOHANSEN (1975). Sie ist speziell auf Lockergesteine zugeschnitten und dürfte damit den Verhältnissen besser gerecht werden:

$$K = (K_{sat} - K_{dry}) \cdot K_e + K_{dry}$$

$$K_{dry} = \frac{0.135 \cdot \gamma_d + 64.7}{\gamma_s - 0.947 \cdot \gamma_d}$$

$$K_{sat} = \left(K_Q^q \cdot K_o^{1-q} \right)^{1-n} \cdot K_w^n$$

mit K_{sat} = wassergesättigter Boder

K_{dry} = trockener Boden

K_w = 0,57 W/m·K (ungefrorenes Wasser)

K_Q = 7,7 W/m·K (Quarz)

K_o = 2.9 W/m·K (andere Bodenminerale)

K_e = $0,7 \log S_r + 1,0$

S_r = Sättigungsgrad

q = Quarzgehalt

γ_d = Trockendichte

γ_s = Korndichte

Hiernach ergibt sich für die festgestellten Wassergehalte und auf der Grundlage der anderen Gesteinsparameter eine Wärmeleitfähigkeit um $1,92 \text{ W/m}\cdot\text{K}$. Im wassergesättigten Zustand erhöht sich der Betrag auf rund $2,3 \text{ W/m}\cdot\text{K}$, im trockenen Zustand bei Wassergehalten um 10% erniedrigt er sich auf rund $1,5 \text{ W/m}\cdot\text{K}$. Die beiden Verfahren führen aber zu gut übereinstimmenden Werten.

Es ist davon auszugehen, daß die Temperaturen im oberen Bodenbereich von der auf die Erde auftreffenden Strahlungsenergie der Sonne und der Lufttemperatur bestimmt werden.

Dabei ist zu berücksichtigen, daß ein Teil der Strahlungsenergie wieder reflektiert wird. Die Albedo als Verhältnis von reflektierter zu einfallender Strahlung ist abhängig von der Beschaffenheit der Erdoberfläche und der Vegetation.

Der Rest wird von der Erde absorbiert. Ein Teil davon wird durch die Verdunstung von Wasser jedoch wieder aufgezehrt.

Die verbleibende Energiemenge wird in Wärme umgewandelt und dringt bei vorhandenem Temperaturgradienten entsprechend der Wärmeleitfähigkeit des Bodenmaterials in die Tiefe vor.

Liegen Lufttemperaturen und strahlungsinduzierte Wärme am Übergang Boden/Luft unter der Bodentemperatur, so erfolgt ein Wärmetransport zur Atmosphäre hin. Scheinbar dringt Kälte in den Boden ein.

Dabei erfolgt der Wärmetransport sowohl durch Konduktion, die sich auf molekularer Ebene abspielt, als auch konvektiv durch Transport mit dem Sickerwasser.

Ergebnisse der Temperaturmessungen

Von der 2,5 m tief reichenden Bodensonde liegen lückenlose Daten von September 1987 bis April 1988 vor. Anschließend folgt bis Oktober 1988 eine Periode, in der mehrfach Unterbrechungen über mehrere Tage hinweg auftreten. Über denselben Zeitraum erstrecken sich die Messungen der Lufttemperaturen.

Die aufgezeichneten Diagramme der Bodentemperaturen (Abb. 1 und 2) lassen erkennen, daß sich die Tag/Nacht-Temperaturschwankungen im 0,1 m Sensor sehr stark auswirken, wenn auch gegenüber der über dem Erdboden herrschenden Lufttemperatur (Abb. 3) erheblich vermindert. Der 0,3 m Sensor registriert zwar noch die Tag/Nacht-Temperaturschwankungen, jedoch ist die Reaktion mit weniger als 1 K gegenüber meist mehreren Kelvin beim 0,1 m Sensor deutlich schwächer und außerdem zeitlich versetzt. Der Meßfühler in 0,5 m Tiefe läßt bei einer Meßgenauigkeit von 0,2 K keine Auswirkung der täglichen Temperaturschwankungen mehr erkennen. Er zeigt jedoch, wie auch die Sensoren in 0,7 und 0,9 m Tiefe, immerhin noch kurzperiodische, mehrere Tage dauernde Temperaturwechsel an. Im tieferen Bereich bleiben die Temperaturen hiervon unbetroffen. Besonders deutlich wird dies an den letzten Septembertagen 1987 mit einem Abfall der Nachttemperaturen auf nahe Null Grad. Die tiefsten Sensoren erfahren hier keine Beeinflussung. Ähnliches gilt für einen Temperaturanstieg um Weihnachten 1987. Im letzteren Fall setzt ein Warmlufteinbruch am 17.12. ein, um nach 5 Tagen am 22.12. wieder von einer kälteren Periode abgelöst zu werden. Der Sensor in 0,1 m Tiefe reagiert auf die Warmluft mit einem Temperaturanstieg von $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ auf maximal $9\text{ }^{\circ}\text{C}$.

In 0,9 m Tiefe zeigt der Sensor vor dem Eintritt des Ereignisses eine Temperatur von $+3,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Der Temperaturanstieg erfolgt gegenüber dem 0,1 m Sensor mit 2 Tagen Verzögerung am 19.12., um am 24.12. den Maximalwert von $7\text{ }^{\circ}\text{C}$ zu erreichen.

Der 1,9 m Sensor bleibt von dem Warmlufteinbruch völlig unbetroffen.

Erwartungsgemäß ist das Verhalten der Bodentemperaturen dadurch gekennzeichnet, daß die Werte in den Sommermonaten zur Tiefe hin abnehmen, in den Wintermonaten jedoch zunehmen. Der Wechsel hat sich in der Beobachtungszeit im Oktober bzw. April vollzogen. Dabei wirkt sich die jahreszeitliche Veränderung deutlich bis zum untersten Meßfühler in 2,3 m Tiefe aus. Hier zeigt die Temperatur eine jahreszeitliche Schwingung, ohne auf kurzperiodische Veränderungen der Lufttemperatur zu reagieren. Die Amplitude nimmt sukzessive von der Erdoberfläche zur Tiefe hin ab.

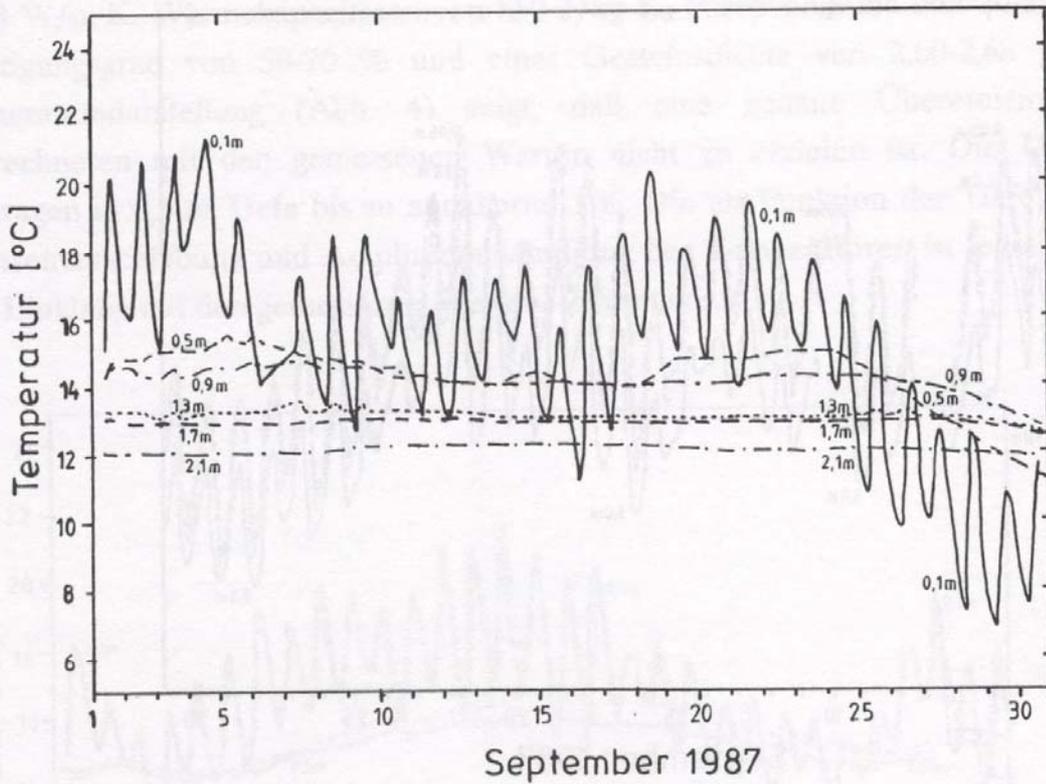


Abb. 1: Bodentemperaturen im September 1987 in verschiedenen Tiefen unter GOK, Forschungsanlage Schöffengrund-Schwalbach

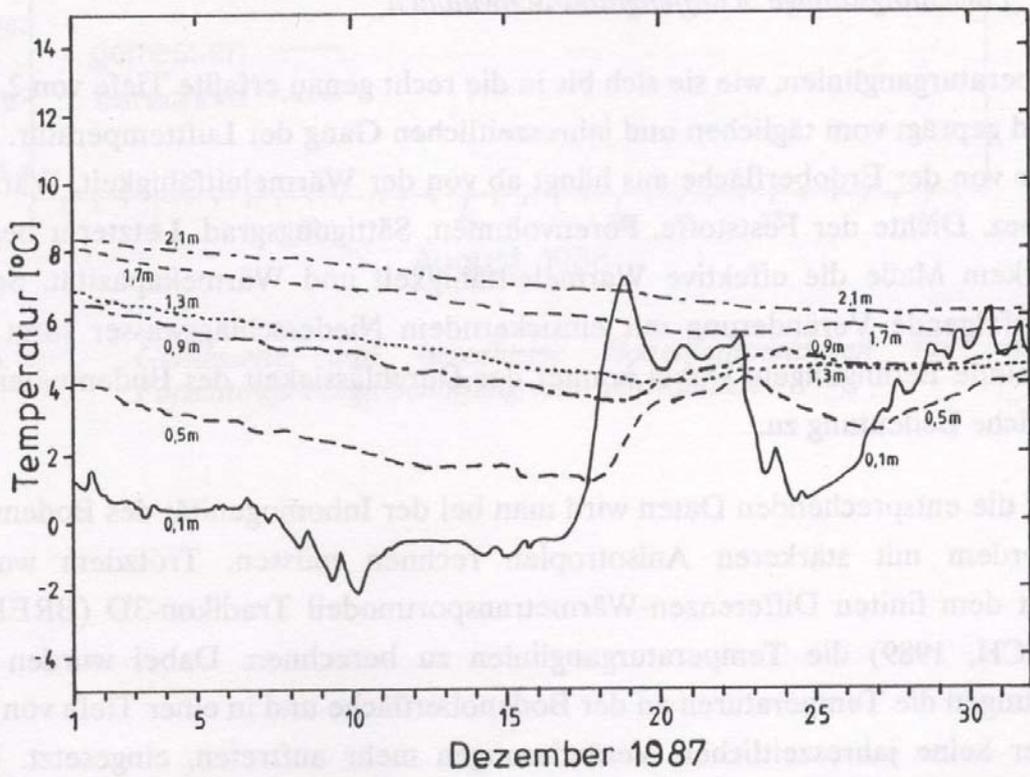


Abb. 2: Bodentemperaturen im Dezember 1987 in verschiedenen Tiefen unter GOK, Forschungsanlage Schöffengrund-Schwalbach

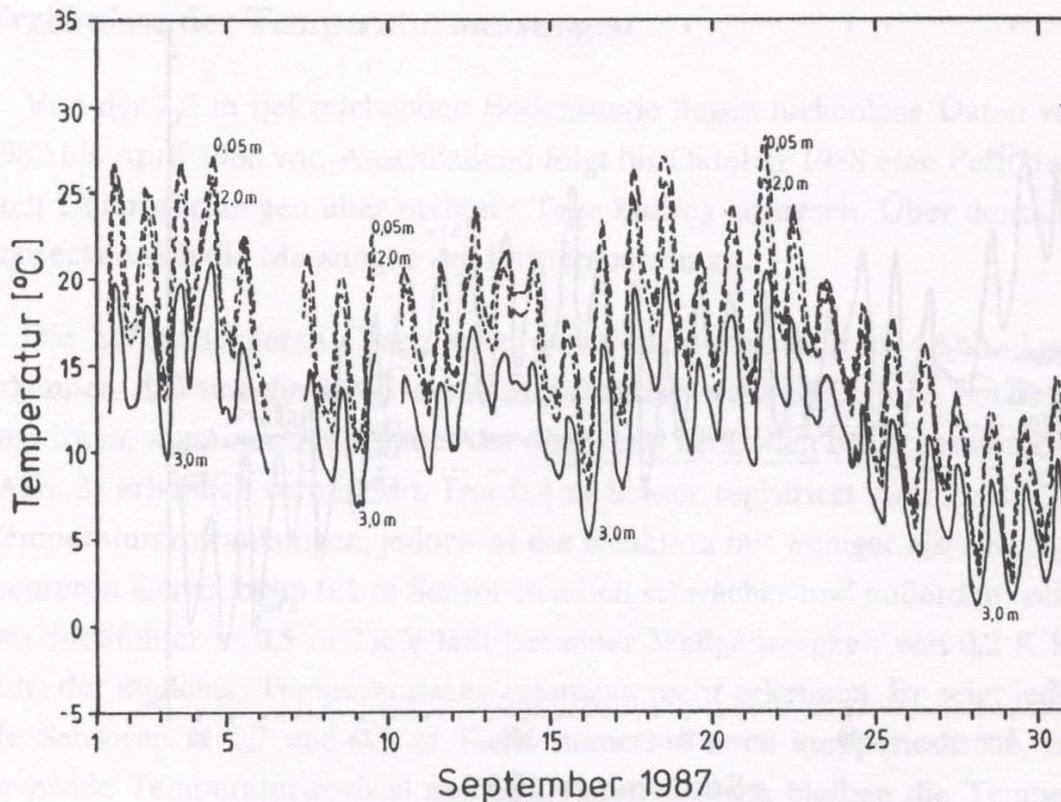


Abb. 3: Lufttemperaturen im September 1987 in verschiedenen Höhen über GOK, Forschungsanlage Schöffengrund-Schwalbach

Die Temperaturganglinien, wie sie sich bis in die recht genau erfaßte Tiefe von 2,5 m ergeben, sind geprägt vom täglichen und jahreszeitlichen Gang der Lufttemperatur. Die Eindringtiefe von der Erdoberfläche aus hängt ab von der Wärmeleitfähigkeit, Wärmekapazität, spez. Dichte der Feststoffe, Porenvolumen, Sättigungsgrad. Letzterer beeinflusst in starkem Maße die effektive Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität. Seine kurzfristig erfolgende Veränderung mit einsickerndem Niederschlagswasser sorgt für rasch wechselnde Bedingungen. Dabei kommt der Durchlässigkeit des Bodenmaterials eine wesentliche Bedeutung zu.

In bezug auf die entsprechenden Daten wird man bei der Inhomogenität des Bodenmaterials außerdem mit stärkeren Anisotropien rechnen müssen. Trotzdem wurde versucht, mit dem finiten Differenzen-Wärmetransportmodell Tradikon-3D (BREHM & KNOBLICH, 1989) die Temperaturganglinien zu berechnen. Dabei wurden als Randbedingungen die Temperaturen an der Bodenoberfläche und in einer Tiefe von 12-15 m, in der keine jahreszeitlichen Veränderungen mehr auftreten, eingesetzt. Die Berechnung bezieht sich auf August 1988 und ist erfolgt bei Leitfähigkeiten von

1,8 W/m·K, Wärmekapazitäten von 850 J/kg K, Porenvolumina von 20-35 %, einem Sättigungsgrad von 50-70 % und einer Gesteinsdichte von 2,60-2,68 g/cm³. Die Diagrammdarstellung (Abb. 4) zeigt, daß eine genaue Übereinstimmung der berechneten mit den gemessenen Werten nicht zu erzielen ist. Die Unterschiede betragen in 0,5 m Tiefe bis zu annähernd 1 K. Die als Funktion der Tiefe auftretende Phasenverschiebung und Amplitudendämpfung der Temperaturen ist jedoch deutlich - im Einklang mit den gemessenen Werten - erkennbar.

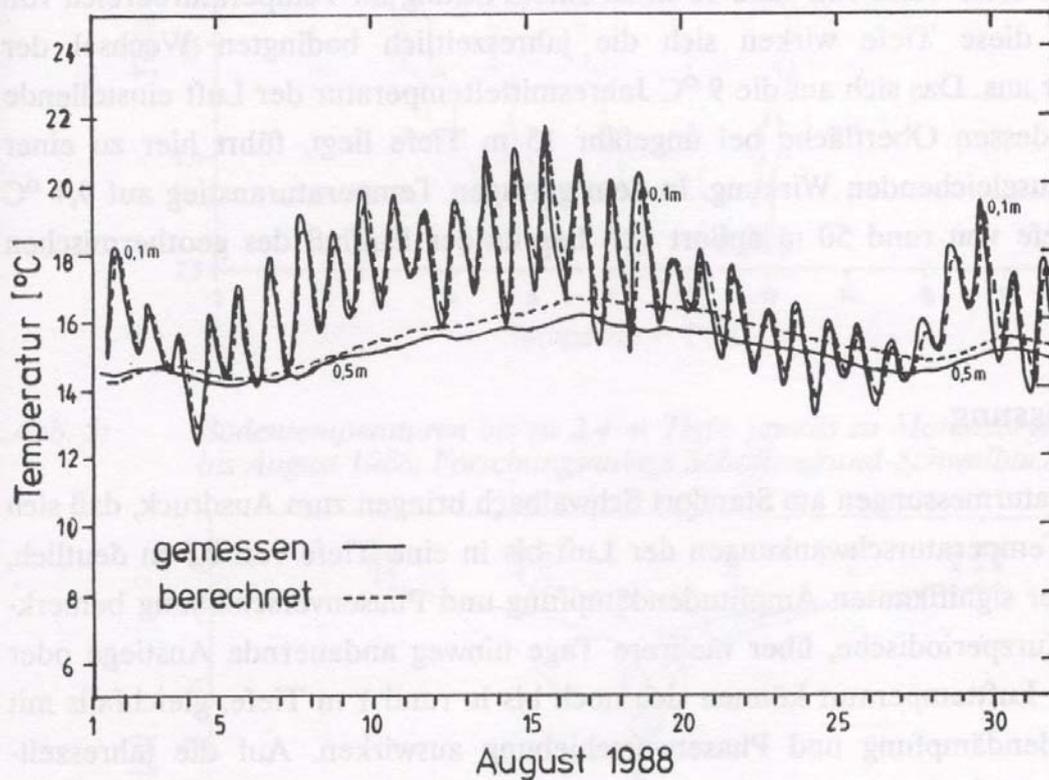


Abb. 4: Gemessene und berechnete Bodentemperaturen für August 1988, Forschungsanlage Schöffengrund-Schwalbach

Die Darstellung der Bodentemperaturen gegen die Tiefe für einzelne Stichtage (Abb. 5) zeigt eine zunehmende Kurvenbündelung nach der Tiefe. Das über ein Jahr hinweg auftretende Temperaturspektrum reicht an der Bodenoberfläche von $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ bis mehr als $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, in 2,3 m Tiefe nur von $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ bis $12\text{ }^{\circ}\text{C}$.

In den tieferen Untergrund hinein lassen sich die Verhältnisse mittels der Temperatursensoren in den 50 m-Bohrlöchern verfolgen. Die nahe der Erdoberfläche weit gespreizten Kurven, die in Abb. 5 und 6 nur für einzelne Stichtage dargestellt sind, bündeln sich in einer Tiefe von rund 15 m zu einem Strang im Temperaturbereich von $9\text{ }^{\circ}\text{C}$. Bis in diese Tiefe wirken sich die jahreszeitlich bedingten Wechsel der Lufttemperatur aus. Das sich auf die $9\text{ }^{\circ}\text{C}$ Jahresmitteltemperatur der Luft einstellende Grundwasser, dessen Oberfläche bei ungefähr 15 m Tiefe liegt, führt hier zu einer dämpfenden, ausgleichenden Wirkung. In dem geringen Temperaturanstieg auf $9,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ bis in eine Tiefe von rund 50 m äußert sich bereits der Einfluß des geothermischen Wärmestroms.

Zusammenfassung

Die Temperaturmessungen am Standort Schwalbach bringen zum Ausdruck, daß sich die täglichen Temperaturschwankungen der Luft bis in eine Tiefe von 0,3 m deutlich, jedoch mit einer signifikanten Amplitudendämpfung und Phasenverschiebung bemerkbar machen. Kurzperiodische, über mehrere Tage hinweg andauernde Anstiege oder Rückgänge der Lufttemperatur können sich noch bis in rund 1 m Tiefe, gleichfalls mit einer Amplitudendämpfung und Phasenverschiebung auswirken. Auf die jahreszeitlichen Wechsel der Lufttemperatur reagiert der Untergrund bis in eine Tiefe um 15 m. Diese Grenztiefe ist im vorliegenden Fall durch den Verlauf der Grundwasseroberfläche markiert. Dem Grundwasser kommt also offensichtlich eine ausgleichende Wirkung zu.

Danksagung

Die Messungen wurden im Rahmen eines Forschungsprogrammes durchgeführt, welches der BMFT unter Kz. 03E-8501-A förderte. Die Autoren danken der Helmut Hund GmbH, Wetzlar-Nauborn, für die Unterstützung und die Bereitstellung der Meßwerte. Die Verantwortung für den Inhalt dieser Veröffentlichung liegt allein bei den Autoren.

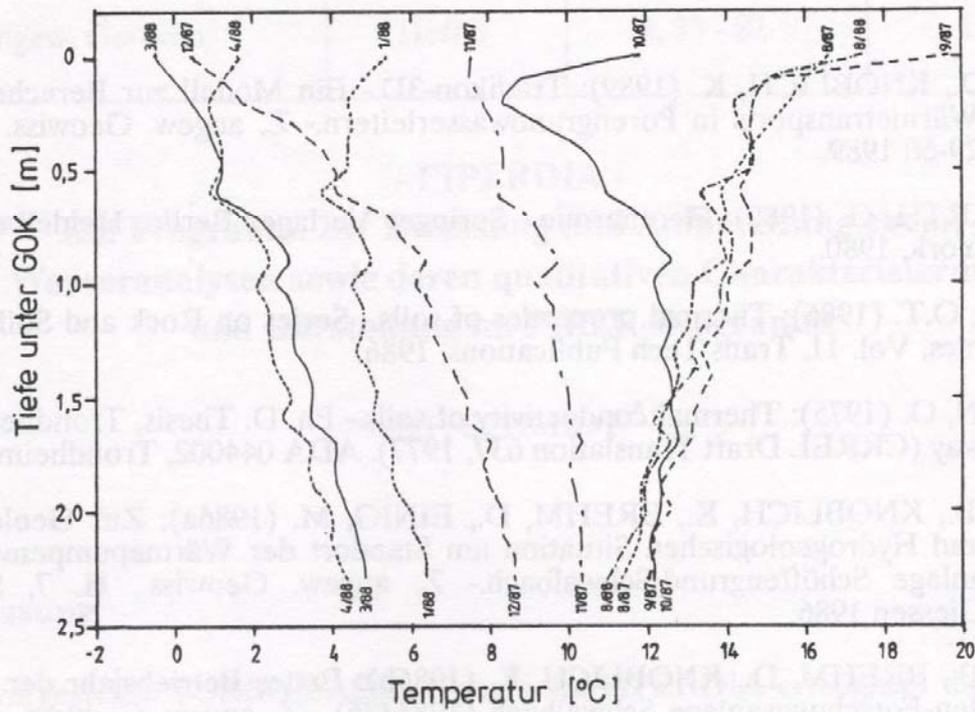


Abb. 5: Bodentemperaturen bis zu 2,4 m Tiefe, jeweils zu Monatsbeginn August 1987 bis August 1988, Forschungsanlage Schöffengrund-Schwalbach

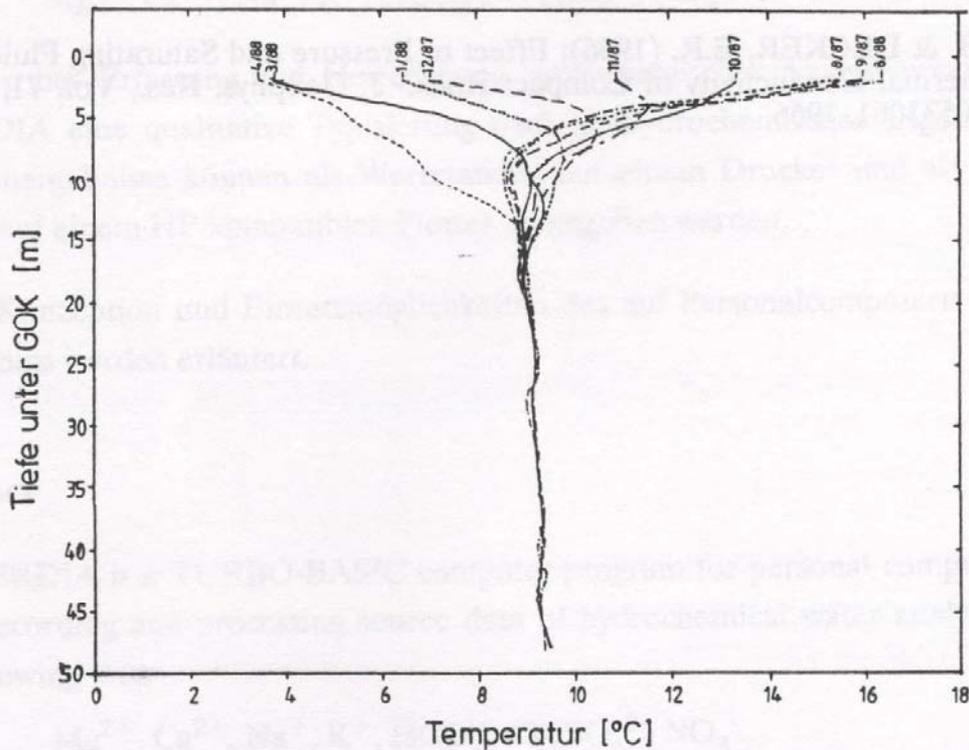


Abb. 6: Bodentemperaturen bis zu 50 m Tiefe, jeweils zu Monatsbeginn August 1987 bis August 1988, Forschungsanlage Schöffengrund-Schwalbach

Schrifttum

- BREHM, D., KNOBLICH, K. (1989): Tradikon-3D.- Ein Modell zur Berechnung des Wärmetransports in Porengrundwasserleitern.- Z. angew. Geowiss. H. 8, S. 29-60 1989.
- BUNTEBARTH, G. (1980): Geothermie.- Springer Verlager Berlin, Heidelberg, New York, 1980.
- FAROUKI, O.T. (1986): Thermal properties of soils.- Series on Rock and Soil Mechanics, Vol. 11, Trans Tech Publications, 1986.
- JOHANSEN, O. (1975): Thermal conductivity of soils.- Ph. D. Thesis, Trondheim, Norway (CRREL Draft Translation 637, 1977). ADA 044002, Trondheim 1975.
- SANNER, B., KNOBLICH, K., BREHM, D., EINIG, M. (1986a): Zur Geologischen und Hydrogeologischen Situation am Standort der Wärmepumpenversuchsanlage Schöffengrund-Schwalbach.- Z. angew. Geowiss., H. 7, S. 2942, Giessen 1986.
- SANNER, B., BREHM, D., KNOBLICH, K. (1986b): Erstes Betriebsjahr der Erdsonden-Forschungsanlage Schwalbach (1985/86).- Z. angew. Geowiss., H. 7, S. 43-60, Giessen 1986.
- VAN WIJK, W.R. (Ed.) (1963): Physics of Plant Environment. North Holland Publishing Company, Amsterdam 1963.
- WALSH, J.B. & DECKER, E.R. (1966): Effect of Pressure and Saturating Fluid on the thermal Conductivity of Compact Rock.- J. Geophys. Res., Vol. 71, No. 12, 30533061, 1966.