

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ

Geotechnische Serie, Lieferung 51

Herausgegeben mit Subvention der Eidgenossenschaft von der

Schweizerischen Geotechnischen Kommission

Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

Mitteilung Nr. 82 aus dem Institut für Geophysik ETH Zürich

Untersuchungen über radioaktive Mineralien und Gesteine in der Schweiz

Wärmeproduktionsbestimmungen an Gesteinen der Schweizer Alpen

von

L. Rybach

KOMMISSIONSVERLAG: KÜMMERLY & FREY, GEOGRAPHISCHER VERLAG, BERN

1973

BUCHDRUCKEREI UND VERLAG LEEMANN AG, 8034 ZÜRICH

Vorwort der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

An der Sitzung vom 20. Januar 1973 lag der Kommission ein Manuskript von Dr. L. Rybach «Wärmeproduktionsbestimmungen an Gesteinen der Schweizer Alpen» vor. Es handelt sich um eine gekürzte Fassung seiner Habilitationsschrift an der ETH Zürich. Die Studie befasst sich eingehend mit den Beziehungen zwischen den radioaktiven Elementen und der Wärmeproduktion in kristallinen Gesteinen, an denen bereits H. R. Wenk und E. Wenk Untersuchungen über spezifische Wärme und Wärmeleitfähigkeit durchgeführt hatten (Kleinere Mitteilungen Nr. 45).

Die Kommission freut sich, die Arbeit, die sich einer heute im Vordergrund der Forschung stehenden Frage widmet, für den Druck in der Reihe «Untersuchungen über radioaktive Mineralien und Gesteine in der Schweiz» der «Beiträge zur Geologie der Schweiz» entgegenzunehmen und dankt dem Autor vielmals für den wertvollen Forschungsbeitrag zur alpinen Geologie.

Für den Inhalt von Text und Figuren ist der Autor allein verantwortlich.

Zürich, Juni 1973.

Für die Schweizerische Geotechnische Kommission

Der Präsident: Prof. F. DE QUERVAIN

Inhalt

	Seite
1. Zusammenfassung	7
<i>Summary</i>	8
2. Problemstellung	9
3. Grundlagen	11
3.1. Wärmeproduktion, Wärmefluss	11
3.2. Zur Interpretation von kontinentalen Wärmefluss-Messungen	12
3.2.1. Vertikale Verteilung der Radioaktivität	13
3.2.2. Regionale Unterschiede im Mantel-Wärmefluss	14
3.3. Radiogene Wärmeproduktion; Neuberechnung der Wärmeproduktionskonstanten für Uran, Thorium und Kalium	16
3.4. Uran-, Thorium- und Kalium-Gehalte verschiedener Gesteinstypen	17
3.4.1. Magmatische Gesteine	17
3.4.2. Sedimentgesteine	17
3.4.3. Metamorphe Gesteine	18
3.5. Die Gammasppektren von Uran, Thorium und Kalium	18
4. Experimentelles	19
4.1. Das Probenmaterial	19
4.2. Messapparatur	20
4.3. Zählstatistik, Nachweisgrenzen	21
4.4. Berechnung der U-, Th- und K-Gehalte	22
4.5. Fehlerrechnung	23
5. Resultate	23
5.1. Die Uran-, Thorium- und Kalium-Gehalte; Wärmeproduktionsraten	23
5.2. Geochemische Kommentare zu den U-, Th- und K-Gehalten. Die Th/U- und K/U-Verhältnisse	27
6. Geophysikalische Implikationen	30
6.1. Vergleich von Wärmeproduktion und Wärmeleitfähigkeit	30
6.1.1. Umrechnung der Wärmeleitfähigkeitswerte aus WENK and WENK (1969), Berücksichtigung der Anisotropie	30
6.1.2. Darstellung der Werte-Paare, Diskussion	30
6.2. Zusammenhang mit anderen gesteinsphysikalischen Grössen (Dichte, elektrische Leitfähigkeit, seismische Geschwindigkeit)	31
6.3. Der Einfluss der Wärmeproduktion auf das Temperaturfeld	34
6.3.1. Alpenvorland	34
6.3.2. Alpen	35
6.4. Die Tiefenabhängigkeit der Wärmeproduktion; Ausblick	36
7. Literatur	39
Anhang: Zahlenwerte der Temperaturfeld-Modelle	42

1. Zusammenfassung

Die Wärme des Erdinneren ist die treibende Kraft der geodynamischen Prozesse, zu deren Verständnis die *Temperatur-Tiefen-Funktion* $T(z)$ unerlässlich ist. Im wesentlichen müssen zwei Parameter für die Berechnung von $T(z)$ bekannt sein: der Oberflächen-Wärmefluss q [in 10^{-6} cal/cm²·sec = 1 HFU] und die Wärmeproduktionsrate A [in 10^{-13} cal/cm³·sec = 1 HGU]. Während über q Tausende von Messungen vorliegen, sind die Kenntnisse bezüglich A sehr beschränkt (weniger als 80 kombinierte q/A -Bestimmungen).

Die für Kontinente von ROY et al. (1968) empirisch gefundene *lineare Beziehung zwischen q und A* erlaubt, die Wärmeflussmessungen (mit einem entsprechenden A -Wert) zu reduzieren, sie bestimmten Provinz-Typen zuzuordnen und den aus dem *Mantel* stammenden Wärmefluss-Anteil zu bestimmen.

Bisher lagen keine Wärmeproduktionsbestimmungen aus Europa vor. Insbesondere sind, um die neuerdings einsetzende, quantitative Betrachtungsweise geologischer Prozesse auf zuverlässige Zahlenwerte abzustützen, umfassende Daten der *gesteinsphysikalischen Konstanten alpiner Gesteine* notwendig. Im Anschluss an die Untersuchungen von WENK and WENK (1969) über die thermischen Konstanten wurde in dieser Arbeit an den *gleichen Proben* die *Wärmeproduktionsrate* bestimmt.

Zur Wärmeproduktion tragen die Radioelemente Uran, Thorium und Kalium bei. Die Wärmeproduktionsrate kann aus den U-, Th- und K-Konzentrationen einerseits, aus den Wärmetönungen der Radioelemente andererseits berechnet werden. Letztere wurden, gestützt auf die neuesten Zerfallsschemata, *neu berechnet*. Gegenüber den allgemein verwendeten Konstanten von BIRCH (1954) sind die neuen Konstanten (1 g U: 0,718 cal/yr, 1 g Th: 0,193 cal/yr, 1 g K: $26,2 \cdot 10^{-6}$ cal/yr) um einige Prozente kleiner.

Untersucht wurden total 111 Proben: 8 Granite, 55 Gneise, 18 metamorphe Schiefer, 2 Quarzite, 3 Pegmatite, 5 Ultrabasite, 8 Amphibolite und 12 Karbonatgesteine. Als Untersuchungsmethode wurde *Gammaskpektrometrie* gewählt, da diese die drei Radioelemente simultan zu erfassen vermag. Die pulverisierten Gesteinsproben (Probenmenge rund 400 g) wurden 40 bis 1500 Minuten lang mit einem 3" × 3" NaJ-Szintillationsdetektor gemessen. Die Messgenauigkeit betrug einige Prozente bei einer Nachweisgrenze von 0,09 HGU. Für die Ultrabasite mussten empfindlichere Analysemethoden (Atomabsorption, Massenspektrometrie) herangezogen werden. Die im Magnetkernspeicher des Mehrkanal-Analysators festgehaltenen Gammaskpektren wurden auf Lochstreifen ausgegeben und auf Magnetband überspielt. Die Berechnung der U-, Th- und K-Gehalte sowie der Wärmeproduktionsraten samt Fehler erfolgte mit einem Computer-Programm.

Die *Resultate* können wie folgt zusammengefasst werden: die Wärmeproduktionsrate zeigt eine *grosse Variationsbreite* (RYBACH, 1971 b): 0,015 HGU für einen Ultrabasit, 19,4 HGU für einen Gneis. Die repräsentativen Mittelwerte sind:

Pegmatit	12,7	HGU
Granit	7,6	HGU
Gneis	5,8	HGU
met. Schiefer	3,6	HGU
Quarzit	0,9	HGU
Amphibolit	0,8	HGU
Karbonatgesteine	0,8	HGU
Ultrabasit	0,03	HGU

Die Th/U-Verhältnisse sind recht variabel (für Schiefer \pm konstant bei ~ 4 , bei den Karbonatgesteinen keinerlei Korrelation erkennbar), wobei das Verhältnis mit zunehmendem U-Gehalt abnimmt. Die K/U-Verhältnisse streuen stark.

Um eine mögliche Korrelation der Wärmeproduktionsrate A mit der Wärmeleitfähigkeit K zu prüfen, wurden die K -Werte aus WENK and WENK (1969) unter Berücksichtigung der Anisotropie

umgerechnet. Es ist, im Gegensatz zum Postulat von HORAI and NUR (1970), *keine Korrelation* zwischen K und A vorhanden, weder gesamthaft, noch innerhalb der einzelnen Gesteinstypen.

Die Wärmeproduktionsrate A ist druck- und temperaturunabhängig und zeigt zu den meisten gesteinsphysikalischen Parameter keine Relationen; sie wird einzig geochemisch kontrolliert. Ein statistischer Zusammenhang besteht jedoch zwischen A und der Dichte ρ bzw. der *Kompressionswellen-Geschwindigkeit* V_p : im Bereich zwischen 5 und 8 km/sec nimmt A mit zunehmendem V_p ab.

Anhand von einigen Krusten-Modellen wurden *Temperaturprofile* für das Alpenvorland und die Alpen (Gebiet der Zentralmassive) berechnet. Im Alpenvorland liegen die *Moho-Temperaturen* um 400° – 600° C, in den Alpen um 900° – 1000° C.

Aus früheren Daten (RYBACH und HAFNER, 1962; RYBACH et al. 1962, 1966) konnten Informationen über die Tiefenabhängigkeit von A gewonnen werden: beim Rotondo-Granit (Gotthard-Massiv) und beim Mont-Blanc-Granit wurde eine exponentielle Abnahme mit einem Dekrement von rund 4 km festgestellt. Für die *Tiefenerstreckung* des *Rotondo-Granits* wurden rund 10 km, für den *Abtragungsbetrag* etwa 4 km errechnet.

Summary

The internal heat of the earth is the motive force behind all geodynamic processes. The *temperature-depth-function* $T(z)$ is most informative in gaining insight into these. Essentially two parameters must be known in order to calculate $T(z)$: the heat flow q (in units of 10^{-6} cal/cm²·sec = 1 HFU) and the radioactive heat production A (in 10^{-13} cal/cm³·sec = 1 HGU) in a given area. In contrast to our knowledge regarding q , which consists of thousands of separate measurements, the information about A is scarce (less than 80 combined q/A -determinations).

For continents, a *linear relation between q and A* has been found empirically by ROY et al. (1968). This makes it possible to reduce the heat flow measurements (using the local value for A), to group the reduced values into characteristic provinces and to determine the heat flow from the *mantle*.

No heat production determinations have been performed in Europe so far. Reliable and extensive figures of the *physical constants of Alpine rocks* are badly needed in order to provide a solid basis for the new quantitative approaches to geological processes. In continuation of the work of WENK and WENK (1969) on thermal constants, heat production of the *same samples* has been determined.

Radioactive heat is generated by the decay of the natural radioelements uranium, thorium and potassium. The amount of heat produced can be calculated from the U-, Th- and K-abundances using the heat generation constants of these elements. *Redetermination*, based on newest decay schemes etc., yielded new constants: 1 g U: 0.718 cal/yr, 1 g Th: 0.198 cal/yr, 1 g K: $26.2 \cdot 10^{-6}$ cal/yr, which are several percent lower than the generally accepted figures of BIRCH (1954).

A total of 111 rock samples from the Central Alps were investigated: 8 granites, 55 gneisses, 18 metamorphic schists, 2 quartzites, 3 pegmatites, 5 ultrabasites, 8 amphibolites and 12 carbonates. The analytical method used was *gamma ray spectrometry* since the three elements can be determined simultaneously. The samples (about 400 g of pulverized material) were measured for 40 to 1500 minutes with a scintillation detector (3'' × 3'' NaI crystal) to achieve a low statistical error. The detection limit was about 0.09 HGU. More sensitive methods (mass spectrometry, atomic absorption) had to be applied in the case of the ultrabasites. The gamma ray spectra, registered in digital form in the magnetic core memory of the multichannel analyzer, were read out on punched paper tape. This information was converted frame by frame onto magnetic tape. U-, Th- and K-abundances, heat production and the corresponding errors were calculated by a computer program.

It was found that heat production varied considerably with rock type, from an extreme low value

of 0.015 HGU for one ultrabasite to a high of 19.4 HGU in the case of one gneiss. Representative averages for the various rocks are as follows:

pegmatite	12.7	HGU
granite	7.6	HGU
gneiss	5.8	HGU
metam. schist	3.6	HGU
quartzite	0.9	HGU
amphibolite	0.8	HGU
carbonate	0.8	HGU
ultrabasite	0.03	HGU

The Th/U ratios scatter widely in most rock types. They are quite constant in the schists (around 4) but showed no typical value in the carbonates. The ratio decreases with increasing U content. The K/U ratios show no regularity.

The conductivity figures of WENK and WENK (1969) were recalculated taking the anisotropy into account in order to check a possible correlation of the heat production A with heat conductivity K . Contrary to the statement of HORAI and NUR (1970) there is *no correlation between A and K* , neither generally nor within the single rock types.

Heat production in rocks is independent of pressure and temperature and is controlled entirely by geochemistry. A shows no relation to the other petrophysical parameters except density and *compressional wave velocity*: in the range between 5 and 8 km/sec there is a strong correlation between V_p and A ; A decreases with increasing V_p .

Temperature profiles were calculated for the Alps (region of the Central massifs) and for the Alpine Foreland using several crustal models. The temperature at the *MOHO* in the Foreland lies around 400°–600° C, in the Alps around 900°–1000° C.

Earlier data (RYBACH and HAFNER 1962, RYBACH et al. 1962, 1966) yield information about the depth-dependence of A : an exponential decrease with a decrement of about 4 km was found for the Rotondo granite (Gotthard massif) and for the Mont Blanc granite. It is calculated that the *Rotondo granite extends about 10 km below and extended about 4 km above the present surface exposure*.

2. Problemstellung

In der erdwissenschaftlichen Erforschung der Alpen zeichnet sich eine neue Phase ab: der *quantitativen* Betrachtungsweise kommt immer grösseres Gewicht zu. Geophysikalische Feldmessungen und Modellberechnungen werfen neues Licht auf alte Strukturen. Ein eindrückliches, umfassendes Beispiel stellen die Arbeiten über die Ivrea-Zone dar (Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 48/1, 1968).

Sowohl für die Interpretation von Messdaten als auch für die Eingabe-Parameter bei der Berechnung theoretischer Modelle sind die Zahlenwerte der charakteristischen *physikalischen Konstanten alpiner Gesteine* unerlässlich.

Ein umfangreiches Programm zur Erstellung eines möglichst vollständigen Datenkatalogs wurde im Rahmen des Schweizerischen UPPER MANTLE-Programmes in Angriff genommen. Die ersten Untersuchungen betrafen die thermischen Konstanten (WENK, 1964). In der Folge haben WENK und WENK (1969) an einer Auswahl charakteristischer Gesteine aus den Zentralalpen neben den thermischen Konstanten K , k und c auch die Porosität und die Dichte ρ bestimmt. Die Auswahl wurde entsprechend der prozentualen Verbreitung der verschiedenen Gesteinstypen (Gneise, Granite, Schiefer etc.) im Untersuchungsgebiet vorgenommen. Es war naheliegend, diese wertvolle Daten-

sammlung durch Bestimmungen der *radioaktiven Wärmeproduktion (A)* zu ergänzen. Auf Grund dieser vervollständigten Kennwerte ist es nun z. B. möglich, für beliebige zwei- oder dreidimensionale Modelle (Querprofile, Deckenkörper) den Wärmefluss-Anteil an der Erdoberfläche zu bestimmen¹⁾.

Es ist im Rahmen des Schweizerischen Geodynamik-Projektes vorgesehen, alle Möglichkeiten der bereits erstellten bzw. der noch zu erstellenden technischen Bauten (Tunnels, Schächte, Tiefbohrungen) in den Alpen für Wärmefluss-Bestimmungen auszuschöpfen. Für die Interpretation der Wärmeflussmessungen sind die Wärmeproduktionsraten der durchfahrenen Gesteinsserien unerlässlich.

Es ist naturgemäss von grossem Vorteil, wenn die thermischen und radiometrischen Bestimmungen am gleichen Probenmaterial vorgenommen werden. Durch das freundliche Entgegenkommen von Prof. Dr. E. Wenk (Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Basel) konnten Bruchstücke der gleichen Proben, aus welchen die Würfel für die thermischen Messungen geschnitten wurden, für die vorliegenden Untersuchungen verwendet werden.

Ist das Datenmaterial auf diese Weise ergänzt, so besteht u. a. die Möglichkeit, anhand der (A, K) -Wertepaare den von HORAI and NUR (1970) postulierten Zusammenhang zwischen Wärmeproduktion und Wärmeleitfähigkeit zu überprüfen. Im weiteren können Verknüpfungen zwischen Wärmeproduktion und Dichte bzw. Wärmeproduktion und seismischer Geschwindigkeit dargestellt und diskutiert werden.

Ferner kann der Einfluss der Wärmeproduktion auf das Temperaturfeld untersucht werden.

Der Katalog der physikalischen Konstanten von charakteristischen Alpen-Gesteinen soll noch durch Messungen der *seismischen Geschwindigkeiten* V_p und V_s (Kompressions- und Scherungs-Wellen) vervollständigt werden. Hier soll, analog zu den Bestimmungen der thermischen Konstanten, der *Anisotropie* besondere Aufmerksamkeit geschenkt werden.

Die vorliegende Arbeit ist eine gekürzte Fassung meiner an der Abteilung für Naturwissenschaften der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich eingereichten Habilitationsschrift (RYBACH, 1973). Es ist mir eine angenehme Pflicht, allen zu danken, die am Zustandekommen der Arbeit wesentlich beteiligt waren: Prof. H. R. Wenk (Berkeley) für die Anregung, diese Untersuchung überhaupt durchzuführen, Prof. E. Wenk (Basel) für die Bereitstellung des Probenmaterials sowie für wertvolle Diskussionen, dem «Arbeitsausschuss für die Untersuchung schweizerischer Mineralien und Gesteine auf Atombrennstoffe und seltene Elemente» (Prof. F. de Quervain, Prof. Th. Hügi, Bern) für die freundliche Überlassung des Messplatzes und für die Beschaffung von Uran- und Thorium-Standards, J. Schneider für die tatkräftige Mithilfe beim Pulverisieren der Proben, Prof. G. Tilton (Sta. Barbara) und R. Heusser für analytische Bestimmungen, Prof. L. Stegena (Budapest), Dr. L. Løvborg (Roskilde), Dr. H. A. Wollenberg (Berkeley), Dr. L. Schultz und G. Buntebarth (Clausthal) für wertvolle Diskussionen, Zs. Fejér und Zs. Somogyi für die klaren Zeichnungen.

Meinen ganz besonderen Dank möchte ich Prof. St. Müller aussprechen; er hat die im Abschnitt 6 beschriebenen Untersuchungen vorgeschlagen und die ganze Arbeit durch zahlreiche konkrete Vorschläge und fruchtbare Diskussionen entschieden gefördert.

Einige Vergleichsmessungen wurden am Messplatz des Instituts für Kristallographie und Petrographie der ETH Zürich, ausgerüstet mit einem 1024-Kanal-Analysator aus Mitteln des Schweizerischen Nationalfonds (Kredit Nr. 2.550.71), ausgeführt.

Herrn Prof. F. de Quervain danke ich herzlich für die Aufnahme dieser Arbeit in die Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, sowie Fräulein V. Jenny für die sorgfältige Betreuung der Drucklegung.

¹⁾ Dies erfolgt in Anlehnung an die Berechnung der Schwerewirkung verschiedener Störkörper (SIMMONS, 1967); nur müssen hier, analog zu den Dichtedifferenzen, die Kontraste der Wärmeproduktion eingesetzt werden.

3. Grundlagen

3.1. WÄRMEPRODUKTION, WÄRMEFLUSS

Die Wärme, welche durch den radioaktiven Zerfall freigesetzt wird, ist die Hauptquelle des an der Erdoberfläche messbaren Wärmeflusses. Kombinierte Untersuchungen der Gesteinsradioaktivität und des Wärmeflusses tragen Wesentliches zur Kenntnis des Temperaturfeldes und der Krustenstruktur bei und sind unerlässlich für das Verständnis der Interrelation von Wärmefluss und Geologie.

Die inneren Wärmequellen der Erde sind verantwortlich für die geodynamischen Prozesse, wie Gebirgsbildung, Vulkanismus, Erdbeben. Die wichtigsten Hinweise auf den Antriebsmechanismus liefern Druck- und Temperaturverlauf in Funktion der Tiefe, sind doch die meisten gesteinsphysikalischen Parameter druck- und temperaturabhängig.

Während die Druck-Tiefen-Funktion in relativ engen Grenzen angegeben werden kann – dies gestützt auf unsere Kenntnisse bezüglich des Trägheitsmoments und des Schwerfeldes der Erde sowie auf Informationen über Dichten und seismische Geschwindigkeiten – ist die Berechnung der Temperatur-Tiefen-Funktion mit wesentlich mehr Unsicherheiten behaftet.

Zur Berechnung der Temperatur-Tiefen-Funktion $T(z)$ sind vier Grössen notwendig:

1. Oberflächen-Temperatur $T(0)$
2. Oberflächen-Wärmefluss $q(0)$
3. Wärmeleitfähigkeit $K(z)$
4. Wärmeproduktion $A(z)$

Das Temperaturfeld kann analytisch durch Lösung der inhomogenen partiellen Differentialgleichung der Wärmeleitung

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho c} [\nabla (K \nabla T) + A] \tag{1}$$

hergeleitet werden. Für den inhomogenen Anteil können geeignete Modelle aufgestellt werden, welche die Ortsabhängigkeit der Wärmeproduktion A beschreiben. Im einfachsten Fall ($\frac{\partial T}{\partial t} = 0$, $A = \text{konst}$, $K = \text{konst}$, d. h. *stationäre*, eindimensionale Wärmeleitung mit konstanter Wärmeproduktion und Wärmeleitfähigkeit) lautet die Wärmeleichung (JAEGER, 1965):

$$\frac{d^2 T}{dz^2} = - \frac{A}{K} \tag{2}$$

deren Lösung

$$T(z) = T(0) + \frac{q(0)}{K} z - \frac{A}{2K} z^2 \tag{3}$$

ist, wo

$$q(0) = K \left. \frac{dT}{dz} \right|_{z=0} \tag{4}$$

den Wärmefluss an der Erdoberfläche bedeutet. $q(0)$ wird positiv genommen, wenn die Wärme nach aussen fliesst; der Temperaturgradient $\frac{dT}{dz}$ ist positiv, wenn T mit der Tiefe z zunimmt. Die gebräuchlichen Abkürzungen und Einheiten sind:

- q = Wärmefluss [10^{-6} cal/cm²·sec = 1 HFU]
- K = Wärmeleitfähigkeit [10^{-3} cal/cm·sec·°C]
- k = Temperaturleitfähigkeit (diffusivity) [cm²/sec]
- $k = \frac{K}{\rho c}$ (ρ = Dichte)
- c = Wärmekapazität (spezifische Wärme) [cal/g·°C]
- A = Wärmeproduktion [10^{-13} cal/cm³·sec = 1 HGU]

Für zwei Schichten, mit A_1 und K_1 bis zur Tiefe $z=h$ und A_2 und K_2 darunter, hat man für $T(z)$ in der zweiten Schicht (POLLACK, 1965):

$$T(z) = T(h) + \frac{[q(0) - A_1 h](z-h)}{K_2} - \frac{A_2(z-h)^2}{2K_2}, \quad (5)$$

wo $T(h)$ aus (3) zu berechnen ist mit $z=h$.

Von den eingangs erwähnten vier Grössen $T(0)$, q , K und A wird gegenwärtig dem *Wärmefluss* grösste Aufmerksamkeit geschenkt. Es gibt kaum einen Zweig der Geophysik, in welchem eine derart stürmische Entwicklung zu verzeichnen wäre. Waren im Jahre 1950 weniger als 100 zuverlässige Bestimmungen bekannt, so verfügt man heute über 4000 Daten, wozu noch jährlich rund 600 neue Resultate kommen (LEE, 1970).

Wärmefluss-Bestimmungen sind sowohl auf den Kontinenten als auch in Ozean-Gebieten möglich. Dazu sind gemäss (3) zwei getrennte Messungen notwendig:

- a) der Wärmeleitfähigkeit K ,
- b) des vertikalen Temperaturgradienten $\frac{dT}{dz}$.

Im weiteren beschränken wir uns auf die *Kontinente*, wo man fünf charakteristische *Provinzen* auscheiden kann (weitere Unterteilung s. später): präkambrische Schildregionen, postkambrische, nicht-orogene Gebiete, paläozoische Orogene, mesozoisch-tertiäre Orogene und tertiäre Vulkangebiete (Tab. 1). Das Gebiet der *Alpen* ist mit Wärmefluss-Werten von 1,7–2,2 HFU (CLARK and NIBLETT, 1956) dem Provinz-Typ «Mesozoisch-tertiäre Orogene» zuzuordnen. Allgemein findet man in tektonisch aktiven Gebieten höhere Werte und eine stärkere Streuung als in stabilen Gebieten, welche durch niedrigere und gleichmässige Wärmeflusswerte charakterisiert sind.

Tabelle 1. Wärmefluss-Mittelwerte für kontinentale Provinzen nach BOTT (1971) und LEE (1970)

Provinz	Anzahl Messungen	Wärmefluss [HFU]
Präkambische Schilde	214	0,98 ± 0,24
Post-präkambische nicht-orogene Gebiete	23	1,54 ± 0,38
Paläozoische Orogene	88	1,43 ± 0,40
Mesozoisch-tertiäre Orogene	159	1,76 ± 0,58
Tertiäre Vulkangebiete	11	2,16 ± 0,46

3.2. ZUR INTERPRETATION VON KONTINENTALEN WÄRMEFLUSS-MESSUNGEN

Detaillierte Untersuchungen über die Wärmeflussverteilung auf Kontinenten wurden intensiviert, seit ROY and DECKER (1965) auf den Zusammenhang zwischen dem Wärmefluss und der Radioaktivität der lokalen Oberflächengesteine ausdrücklich hingewiesen haben.

Der Zusammenhang zwischen Wärmefluss und Radioaktivität erlaubt, die kontinentalen Wärmefluss-Provinzen weiter zu differenzieren und den Wärmefluss aus der unteren Kruste und dem oberen Mantel zu bestimmen.

Kontinentale Wärmeflusswerte zeigen oft eine starke *Variation* über relativ kurze Distanzen (einige 10 km). Es ist naheliegend, dass ihre Ursache untief, d. h. in der oberen Kruste liegen muss, während grossräumige Änderungen (über mehrere 100 km) von Inhomogenitäten im Mantel herühren, besonders wenn sie mit andern geophysikalischen Grössen parallel gehen. Oft findet man in Gebieten mit hohem Wärmefluss (~ 2 HFU) auch niedrige P_n -Geschwindigkeiten und hohe elektrische Leitfähigkeiten im Mantel (SIMMONS and ROY, 1969).

BIRCH et al. (1968) gelang es, die «kurzwelligen» Wärmefluss-Fluktuationen zu interpretieren. Rein empirisch wurde nämlich zwischen den in granitischen Plutonen gemessenen Wärmefluss-Werten und der radiogenen Wärmeproduktion der Oberflächengesteine eine einfache lineare Beziehung gefunden (Fig. 1).

Die Beziehung hat die Form

$$q(0) = q^* + H A(0); \quad (6)$$

H hat die Dimension [Länge] und liegt bei den bislang untersuchten Fällen in der Grössenordnung von 10 km.

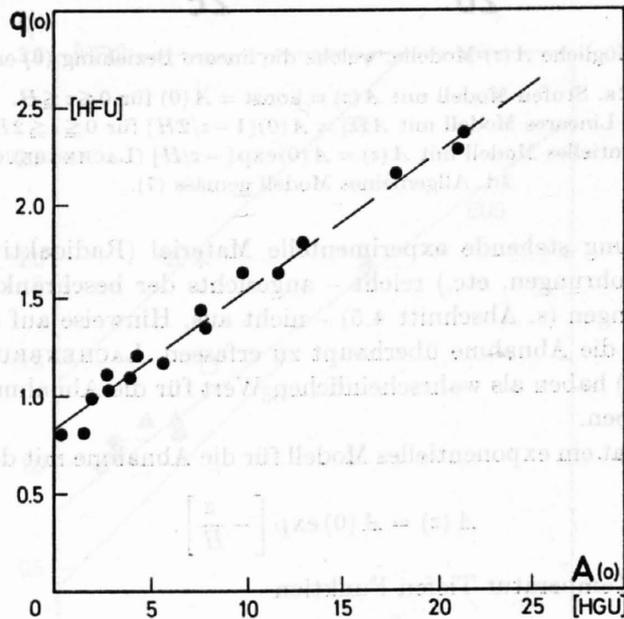


Fig. 1. Beziehung zwischen Oberflächen-Wärmefluss $q(0)$ und -Wärmeproduktion $A(0)$ (nach Roy et al., 1968, schematisch).

Der gemessene Wärmefluss wird demnach zerlegt in eine «Krusten»-Komponente $HA(0)$, welche für die Schwankungen verantwortlich ist, und in eine konstante, «Mantel»-Komponente q^* . Die Möglichkeit der Abtrennung der variablen Krusten-Komponente und damit der Einblick in den oberen Mantel hat weitreichende Implikationen bezüglich

1. der vertikalen Verteilung der radiogenen Wärmeproduktion;
2. der lateralen Variationen im oberen Mantel;
3. des Temperaturfeldes unter Kontinenten (s. auch Abschnitt 6.3).

3.2.1. Vertikale Verteilung der Radioaktivität

Die Beziehung (6) bleibt für jede beliebige Verteilung $A(z)$ erfüllt, solange

$$\int_0^{\infty} A(z) dz = H A(0) \quad (7)$$

ist. Fig. 2 zeigt einige mögliche Modelle für $A(z)$.

Verschiedene *geochemische* Argumente (RYBACH et al., 1962, 1966; HEIER and ROGERS, 1963; HEIER and ADAMS, 1965; LAMBERT and HEIER, 1967) sprechen dafür, dass die U-, Th-Gehalte und z. T. auch K mit der Tiefe abnehmen. Die Modelle 2a und 2d sind demnach wenig wahrscheinlich.

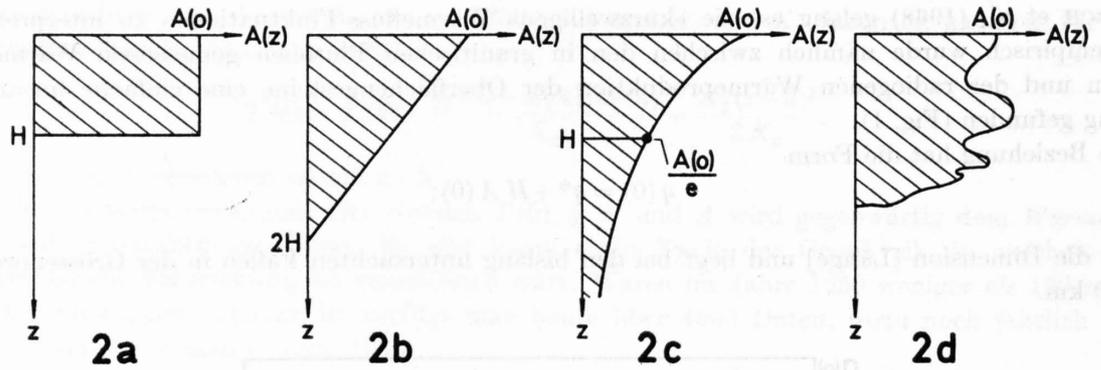


Fig. 2. Mögliche $A(z)$ -Modelle, welche die lineare Beziehung (6) erfüllen.

- 2a. Stufen-Modell mit $A(z) = \text{konst} = A(0)$ für $0 \leq z \leq H$.
 2b. Lineares Modell mit $A(z) = A(0)[1 - z/2H]$ für $0 \leq z \leq 2H$.
 2c. Exponentielles Modell mit $A(z) = A(0)\exp[-z/H]$ (LACHENBRUCH, 1968).
 2d. Allgemeines Modell gemäss (7).

Das heute zur Verfügung stehende experimentelle Material (Radioaktivitätsmessungen an Gesteinsproben aus tiefen Bohrungen, etc.) reicht – angesichts der beschränkten Messgenauigkeit bei U-, Th- und K-Bestimmungen (s. Abschnitt 4.5) – nicht aus, Hinweise auf das richtige $A(z)$ -Modell (2b oder 2c) zu geben, ja die Abnahme überhaupt zu erfassen. LACHENBRUCH (1971) und LACHENBRUCH and BUNKER (1971) haben als wahrscheinlichen Wert für die Abnahme der Wärmeproduktion rund 10% pro km angegeben.

LACHENBRUCH (1968) hat ein exponentielles Modell für die Abnahme mit der Tiefe z vorgeschlagen:

$$A(z) = A(0) \exp\left[-\frac{z}{H}\right]. \quad (8)$$

In diesem Fall lautet die Temperatur-Tiefen-Funktion

$$T(z) = T(0) + \frac{q^*}{K} z - \frac{A(0)H^2}{K} \left[1 - \exp\left(-\frac{z}{H}\right)\right]. \quad (9)$$

Kürzlich hat SWANBERG (1972) an Quarz-Monzonit-Proben des Idaho-Batholits (USA) verschiedene Radioaktivitäten festgestellt. Ordnet man diese Proben nach ihren aus geologisch-petrologischen Überlegungen abgeschätzten Erstarrungstiefen (5 bis ca. 18 km), so ist die Abnahme der radioaktiven Wärmeproduktion mit der Tiefe offensichtlich und kann am ehesten mit dem Exponential-Modell (Fig. 2c) nach LACHENBRUCH (1968) approximiert werden: $A(0) = 13,2$ HGU, $H = 9,4$ km. Es ist nun durch weitere Untersuchungen an geeigneten Intrusivkörpern zu prüfen, ob das Exponential-Modell allgemein gültig ist.

Über den Einfluss des gewählten $A(z)$ -Modells auf die Berechnung des Temperaturfeldes siehe Abschnitt 6.3.

3.2.2. Regionale Unterschiede im «Mantel»-Wärmefluss

Nach dem ursprünglichen Interpretationsschema von ROY et al. (1968) für den linearen Zusammenhang (6) stammt die Wärmefluss-Komponente q^* aus der unteren Kruste und aus dem Mantel. Für die Unterkruste wird allgemein eine *Gabbro*-Zusammensetzung angenommen. Der Beitrag der entsprechenden, recht niedrigen Wärmeproduktion von rund 0,75 HGU (s. Tab. 3) an q^* macht pro 10 km Mächtigkeit nur 0,075 HFU aus. Die in der oberen Kruste stark angereicherten radioaktiven Elemente bilden den variablen Beitrag $HA(0)$, so dass q^* angesichts des sehr kleinen Beitrages der Unterkruste in erster Näherung mit dem *Wärmefluss aus dem Mantel* gleichgesetzt werden kann.

ROY et al. (1968) haben aus einer grossen Anzahl von $q(0)$ - $A(0)$ -Paaren für verschiedene Regionen der USA charakteristische (q, A) -Beziehungen gefunden. Es gelang, drei Provinzen abzugrenzen:

1. Basin u. Range mit $q^* = 1,40$ HFU, $H = 9,4$ km
2. Östliches USA mit $q^* = 0,79$ HFU, $H = 7,5$ km
3. Sierra Nevada mit $q^* = 0,40$ HFU, $H = 10,1$ km

Für eine gegebene Provinz sind in erster Linie die q^* -Werte charakteristisch. Die linearen Beziehungen der drei Provinzen sind vermutlich weltweit gültig für Gebiete mit ähnlicher geologischer Beschaffenheit; Messwerte aus Australien, Süd-Afrika und Kanada liegen dicht an den entsprechenden Geraden (Fig. 3). Die Alpen kommen mit $q(0) = 2$ HFU und $A(0) = 7$ HFU an die Gerade der Basin und Range-Provinz am nächsten.

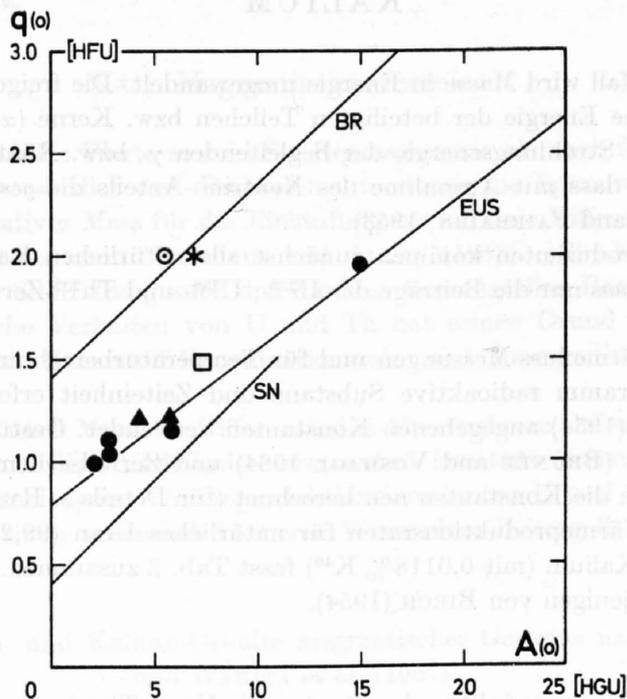


Fig. 3. Wärmefluss- und Wärmeproduktions-Beziehungen für die drei USA-Provinzen: BR (Basin and Range), EUS (östliches USA) und SN (Sierra Nevada) mit Messungen aus australischen Schildgebieten (●), aus den jüngeren Snowy Mountains in Australien (⊙), aus dem kanadischen Schild (▲) und aus Süd-Afrika (□). Nach Roy et al. (1971). *: Alpen.

Für die Interpretation von kontinentalen Wärmeflussmessungen ist es auf Grund obiger Betrachtungen sinnvoll, eine Zuordnung zu den erwähnten Provinz-Typen anzustreben. Dies kann, sofern die Wärmeproduktion der Oberflächengesteine $A(0)$ bekannt ist, durch eine Reduktion der gemessenen Wärmefluss-Werte $q(0)_{gem}$ auf folgende Art vorgenommen werden:

$$q_{red} = q(0)_{gem} - H A(0). \quad (10)$$

Roy et al. (1971) schlagen vor, die Reduktion mit $H = 10$ km vorzunehmen. Ein weiteres Argument für diese Zahl bildet die Feststellung von BOTT and SMITHSON (1967), wonach granitische Batholithe kaum tiefer als 10 km hinunterreichen.

Die Übergangszonen zwischen den Provinzen sind durchwegs schmal (einige 10 km). Dies deutet darauf hin, dass die für q^* verantwortlichen Wärmequellen relativ untief liegen (50 bis 100 km, vgl. Roy et al., 1971).

Der niedrige q^* -Wert von 0,40 HFU in der Sierra-Nevada-Provinz ist, insbesondere wegen den recht beträchtlichen Krustenmächtigkeiten (BATEMAN and WAHRHAFTIG, 1966) und Radioaktivitäten für mögliche Unterkrusten-Gesteine (WOLLENBERG and SMITH, 1968; 1970) – stationäre Ver-

hältnisse vorausgesetzt – schwer zu verstehen. ROY et al. (1971) und BLACKWELL (1971) deuten diese «negative Anomalie» mit transienter Kühlung entlang der Subduktionszone, welche entsprechend dem Konzept der *Plattentektonik* am Westrand des nordamerikanischen Kontinents bis zum Früh- bzw. Mitteltertiär wirksam war (ATWATER, 1970).

3.3. RADIOGENE WÄRMEPRODUKTION; NEUBERECHNUNG DER WÄRMEPRODUKTIONSKONSTANTEN FÜR URAN, THORIUM UND KALIUM

Beim radioaktiven Zerfall wird Masse in Energie umgewandelt. Die freigesetzte Energie erscheint zunächst als die kinetische Energie der beteiligten Teilchen bzw. Kerne (α - und β -Teilchen, Rückstosskerne), ferner als die Strahlungsenergie der begleitenden γ - bzw. Röntgen-Quanten, sowie des Neutrinos. Es steht fest, dass mit Ausnahme des Neutrino-Anteils die *gesamte* Energie in *Wärme* umgesetzt wird (HURLEY and FAIRBAIRN, 1953).

Als mögliche Wärmeproduzenten kommen zunächst alle natürlichen Radioisotope in Frage. Es lässt sich jedoch zeigen, dass nur die Beiträge der U^{238} -, U^{235} - und Th^{232} -Zerfallsreihen sowie des K^{40} signifikant sind.

Für Vergleiche mit Wärmefluss-Messungen und für Temperaturberechnungen ist die Angabe der Wärmeproduktion pro Gramm radioaktive Substanz und Zeiteinheit erforderlich. Heute werden allgemein die von BIRCH (1954) angegebenen Konstanten verwendet. Gestützt auf die seither revidierten Massendifferenzen (BRUNÉE and VOSHAGE 1964) und Zerfallsschemata (HYDE et al. 1964, LEUTZ et al. 1965) wurden die Konstanten neu berechnet (für Details s. RYBACH 1973).

Die Neuberechneten Wärmeproduktionsraten für natürliches Uran (99,28% U^{238} , 0,711% U^{235}), U^{238} , U^{235} , Thorium und Kalium (mit 0,0118% K^{40}) fasst Tab. 2 zusammen. Die neuen Werte liegen 2 bis 4% niedriger als diejenigen von BIRCH (1954).

Tabelle 2. Wärmeproduktionskonstanten für Uran, Thorium und Kalium
(neu berechnet, s. RYBACH 1973)

Element/Isotop	A [cal/g·y]	A (nach BIRCH, 1954)
U^{238}	0,692	0,71
U^{235}	4,34	4,3
Uran (nat.)	0,718	0,73
Th^{232}	0,193	0,20
Kalium (nat.)	$26,2 \cdot 10^{-6}$	$27 \cdot 10^{-6}$

Die radiogene Wärmeproduktion eines gegebenen Gesteinskörpers lässt sich mit Hilfe der Konstanten der Tab. 2 berechnen, vorausgesetzt, dass die Konzentrationen des U, Th und K (c_U , c_{Th} und c_K) bekannt sind. Die gebräuchlichen Konzentrationseinheiten sind Gewichts-ppm für U und Th, Gewichts-% für K.

Für die Angabe der Wärmeproduktion A in der Einheit [10^{-13} cal/cm³·sec] (HGU), muss noch die Dichte ρ [g/cm³] bekannt sein:

$$A [\text{HGU}] = 0,317 \rho (0,73 c_U + 0,20 c_{Th} + 0,27 c_K). \quad (11)$$

Dass in (11) nicht die neuen Konstanten eingesetzt sind, hat seinen Grund darin, dass auf diese Weise der Vergleich mit Werten anderer Autoren, die ausnahmslos die «alten», BIRCHSchen Konstanten von 1954 verwenden, ohne Umrechnung möglich ist.

3.4. URAN-, THORIUM- UND KALIUM-GEHALTE VERSCHIEDENER GESTEINSTYPEN

Wie im vorhergehenden Kapitel dargelegt, wird die Wärmeproduktion der Gesteine durch die Gehalte der natürlichen Radioelemente bestimmt. Die Gehalte variieren von Gesteinstyp zu Gesteinstyp z. T. sehr stark, unterliegen aber bestimmten Gesetzmässigkeiten. Dies hängt mit dem geochemischen Verhalten des U und Th bzw. des K während der Vorgänge, welche die Verteilung der Radioelemente bestimmen (magmatische Differentiation, Sedimentation, Metamorphose), zusammen. Nachstehend seien die häufigsten Werte von magmatischen, sedimentären und metamorphen Gesteinen zusammengestellt.

3.4.1. Magmatische Gesteine

Tab. 3 zeigt charakteristische Werte sowohl für Ergussgesteine als auch für Tiefengesteine. Auffallend ist der *parallele Trend* aller drei Radioelemente durch die Spannweite der *magmatischen Differentiation*. Als quantitatives Mass für die Einstufung ins normale Differentiationsschema eignet sich der Differentiations-Index nach NOCKOLDS and ALLEN (1953): $\frac{1}{3}\text{Si} + \text{K} - (\text{Ca} + \text{Mg})$ besonders gut. Damit wird neben der Silifizierung auch den dunklen Gemengteilen Rechnung getragen.

Das geochemisch ähnliche Verhalten von U und Th hat seinen Grund darin, dass die beiden Elemente bezüglich Valenz, Sauerstoff-Koordinationszahl und Ionenradius weitgehend übereinstimmen.

Während die Gehalte je nach Mass der Differentiation über mehrere Grössenordnungen variieren, sind die mittleren Th/U- und K/U-Verhältnisse erstaunlich konstant (4 bzw. $1 \cdot 10^4$). Dies hat zur Folge, dass wegen den verschiedenen Wärmeproduktionskonstanten U und Th meist den ungefähr gleichen, K jedoch immer einen wesentlich kleineren Wärmefluss-Beitrag liefert, im Verhältnis von etwa $40\% : 45\% : 15\%$.

Tabelle 3. Uran-, Thorium- und Kalium-Gehalte magmatischer Gesteine nach CLARK et al. (1966) und WAKITA et al. (1967)

Gestein	U [ppm]	Th [ppm]	K [%]	NA ¹⁾	Th/U	K/U	ρ [g/cm ³]	A ²⁾ [HGU]	Δq ³⁾ [HFU]
Granit/Rhyolit	3,9	16,0	3,6	+ 14	4,1	$0,9 \cdot 10^4$	2,67	5,94	$5,94 \cdot 10^{-2}$
Granodiorit/Dacit	2,3	9,0	2,6	+ 9	3,9	$1,1 \cdot 10^4$	2,72	3,60	$3,60 \cdot 10^{-2}$
Diorit, Quarzdiorit/ Andesit	1,7	7,0	1,1	+ 3	4,1	$0,7 \cdot 10^4$	2,82	2,63	$2,63 \cdot 10^{-2}$
Gabbro/Basalt	0,5	1,6	0,4	- 4	3,2	$0,8 \cdot 10^4$	2,98	0,75	$7,5 \cdot 10^{-3}$
Ultrabasit (Peridotit)	0,02	0,06	0,006		3,0	$0,3 \cdot 10^4$	3,23	0,029	$2,9 \cdot 10^{-4}$
(Dunit)	0,003	0,01	0,0009		3,3	$0,3 \cdot 10^4$	3,28	0,005	$5 \cdot 10^{-5}$

¹⁾ NA: NOCKOLDS-ALLEN Differentiations-Index (s. Text).

²⁾ A: Wärmeproduktion [HGU].

³⁾ Δq : Wärmefluss-Beitrag pro km Mächtigkeit [HFU].

3.4.2. Sedimentgesteine

Charakteristische Werte für Sedimentgesteine sind in Tab. 4 gegeben. Der gleichartige Verlauf von U und Th ist nicht mehr so ausgeprägt wie bei der magmatischen Differentiation, dies vor allem wegen der höheren Oxydierbarkeit des U (von U^{4+} zu U^{6+}) in wässrigen Lösungen. Die Th/U-Verhältnisse sind entsprechend variabel. Auf Grund der Th/U-Verhältnisse kann man auf die *Sedimentationsbedingungen* schliessen ($\text{Th}/\text{U} > 6$ bei kontinentalem, oxydierendem Milieu; $\text{Th}/\text{U} < 2$ bei marinen, reduzierenden Bedingungen; vgl. ADAMS and WEAVER, 1958).

Tabelle 4. U, Th und K in Sedimentgesteinen (nach CLARK et al., 1966; ROGERS and ADAMS, 1969, und HEIER and BILLINGS, 1970)

Gestein	U [ppm]	Th [ppm]	K [%]	Th/U	K/U	A [HGU]	Δq [HFU]
Tongesteine	3,7	12,0	2,7	3,2	$0,7 \cdot 10^4$	5,83	$5,83 \cdot 10^{-2}$
Sandsteine							
Quarzit	0,6	1,8	0,9	3,0	$1,5 \cdot 10^4$	0,98	$9,80 \cdot 10^{-2}$
Arkose	1,5	5,0	2,3	3,3	$1,5 \cdot 10^4$	2,72	$2,72 \cdot 10^{-2}$
Grauwacke	2,0	7,0	1,4	3,5	$0,7 \cdot 10^4$	3,24	$3,24 \cdot 10^{-2}$
Karbonatgesteine							
Kalk	2,0	1,5	0,3	0,75	$0,15 \cdot 10^4$	1,84	$1,84 \cdot 10^{-2}$
Dolomit	1,0	0,8	0,7	0,80	$0,7 \cdot 10^4$	1,08	$1,08 \cdot 10^{-2}$
Tiefsee-Sedimente	3,5	7,0	2,5	2,0	$0,7 \cdot 10^4$	4,63	$4,63 \cdot 10^{-2}$

3.4.3. Metamorphe Gesteine

Metamorphe Gesteine entstehen primär aus magmatischen und/oder sedimentären Ausgangsmaterialien. Ihre U-, Th- und K-Gehalte werden übernommen und entsprechend dem *Metamorphosegrad* neu verteilt. Allgemein lässt sich eine *Abnahme* der Gehalte mit zunehmendem Metamorphosegrad feststellen (HEIER and ADAMS, 1965; LAMBERT and HEIER, 1967), was für eine Anreicherung in höheren Regionen der Kruste spricht: die Neuverteilung geschieht durch partielle Aufschmelzung und darauffolgende Aufwärtsbewegung von leichterem, granitischem Material, begleitet von Dampfphasen. Es scheint jedoch, dass von diesem Prozess U und Th viel stärker erfasst werden als K.

Leider stehen nur spärliche Daten über die Wärmeproduktion metamorpher Gesteine zur Verfügung. Durch die vorliegende Arbeit wird hier eine empfindliche Lücke geschlossen.

3.5. DIE GAMMASPEKTREN VON URAN, THORIUM UND KALIUM

Die Bestimmung der Wärmeproduktion von Gesteinen ist, wie oben ausgeführt, über die Bestimmung der U-, Th- und K-Konzentrationen möglich. Es gibt eine Reihe von Analysemethoden, welche in der Lage sind, die niedrigen *Spurenelement*-Gehalte von U und Th zu erfassen: Fluorimetrie, Aktivierungsanalyse, verzögerte Neutronen, Spaltspuren-Zählung, massenspektrometrische Isotopenverdünnung. Diese Methoden sind jedoch elementspezifisch, d. h. für U und Th sind getrennte Arbeitsgänge durchzuführen. K kann flammenphotometrisch, mittels Atomabsorption, Röntgenfluoreszenz, Aktivierungsanalyse und Isotopenverdünnungsanalyse bestimmt werden.

Die *Gammastrahlungsmessung* erlaubt als einzige Methode, *alle drei Radioelemente simultan* zu erfassen; sie ist deshalb für Untersuchungen im Zusammenhang mit geothermischen Fragen am besten geeignet. Ein weiterer Vorteil ist die einfache Probenvorbereitung (Pulverisieren) gegenüber den anderen Methoden (Aufschluss). Die Empfindlichkeit ist – abgesehen von Bestimmungen an Ultrabasiten – hinreichend; als einziger Nachteil muss die eher bescheidene Genauigkeit (s. Abschnitt 4.5) in Kauf genommen werden.

Zwei Bedingungen müssen bei der gammastrahlungsmessenden Simultanbestimmung von U, Th und K erfüllt sein:

- a) konstantes K^{40}/K -Verhältnis;
- b) radioaktives Gleichgewicht in der U^{238} - und Th^{232} -Zerfallsreihe.

Die *Kalium-Bestimmung* geht über die Messung der Gammastrahlung des Isotops K^{40} . Das Verhältnis K^{40}/K ist $1,18 \cdot 10^{-6}$ (KENDALL, 1960) und ist in allen Gesteinen konstant. *Uran* wird durch die Messung des Haupt-Gammastrahlers der U^{238} -Reihe, Bi^{214} , bestimmt. Die Gammaaktivität der U^{235} -Reihe ist vernachlässigbar klein, die Isotopenhäufigkeit des U^{235} ist konstant ($7,11 \cdot 10^{-3}$, HYDE et al., 1964). Das Verhältnis Bi^{214}/U^{238} ist jedoch nur konstant, wenn die Zerfallsreihe im radioaktiven Gleichgewicht steht. Umfangreiche Untersuchungen (CHERDYNTZEV et al., 1961; THURBER, 1962; ROSHOLT, 1967) zeigten, dass diese Voraussetzung für unverwitterte Gesteine praktisch immer erfüllt ist. Ähnliches gilt für das Gleichgewicht innerhalb der Th^{232} -Reihe; die *Thorium-Bestimmung* geht über die Messung des Haupt-Gammastrahlers Tl^{208} .

Infolge ihrer höheren Empfindlichkeit gegenüber Ge(Li)-Detektoren (vgl. RYBACH, 1971a) werden für die Untersuchung unvererzter Gesteine (Uran- und Thorium-Konzentrationen im ppm-Bereich) NaJ(Tl)-Detektoren (s. Abschnitt 4.2) verwendet.

4. Experimentelles

4.1. DAS PROBENMATERIAL UND DIE VORBEREITUNG DER PROBEN

WENK and WENK (1969) haben für die Bestimmung der thermischen Konstanten an Gesteinswürfeln (5 cm Kantenlänge) umfangreiches, möglichst repräsentatives und frisches Material gesammelt. Nach Heraussägen der Würfel verblieben pro Probe nur noch Bruchstücke von ca. 400–600 g Gesamtgewicht. Diese Stücke wurden für die radiometrischen Messungen verwendet. Die Koordinaten der Entnahmeorte sind in Tab. 6 angegeben. Für die genaue petrographische Beschreibung der Proben siehe WENK and WENK (1969).

Von den insgesamt 111 untersuchten Proben sind

- 8 Granite
- 55 Gneise
- 18 metamorphe Schiefer
- 2 Quarzite
- 3 Pegmatite
- 5 Ultrabasite
- 8 Amphibolite
- 12 Karbonatgesteine

Um für alle Proben eine gleichbleibende Messgeometrie zu gewährleisten, wurden die Gesteinsfragmente zunächst mit einem Backenbrecher auf ca. 1–2 cm Grösse zerkleinert und anschliessend in einer Schwingmühle pulverisiert; die Korngrösse lag unter 2 mm. Als Probenbehälter wurden normierte Aluminium-Dosen (265,8 cm³ Inhalt) verwendet.

Besondere Aufmerksamkeit musste der Konstanthaltung der Füllhöhe geschenkt werden. In den wenigen Fällen, wo das Probenmaterial für die vollständige Auffüllung der Probenbehälter nicht ausreichte, wurde eine in LABHART and RYBACH (1971) näher beschriebene Korrektur angebracht.

Das Probengewicht wurde durch Wägung auf $\pm 0,1$ g genau bestimmt. Die Behälter wurden anschliessend verschlossen.

4.2. MESSAPPARATUR

Die Messungen wurden im Keller-Labor des Instituts für Geophysik der ETHZ ausgeführt. Die Temperaturkonstanz ist sehr gut ($\pm 2^\circ\text{C}$ pro Tag). Dort stand ein Messplatz des «Arbeitsausschuss für die Untersuchung schweizerischer Gesteine und Mineralien auf Atombrennstoffe und seltene Elemente» zur Verfügung, bestehend aus

1. Detektor mit Abschirmung
2. Impulshöhen-Analysator
3. Drift-Stabilisator
4. Datenausgabe-Einheiten

Fig. 4 zeigt das Blockscheitbild der Apparatur.

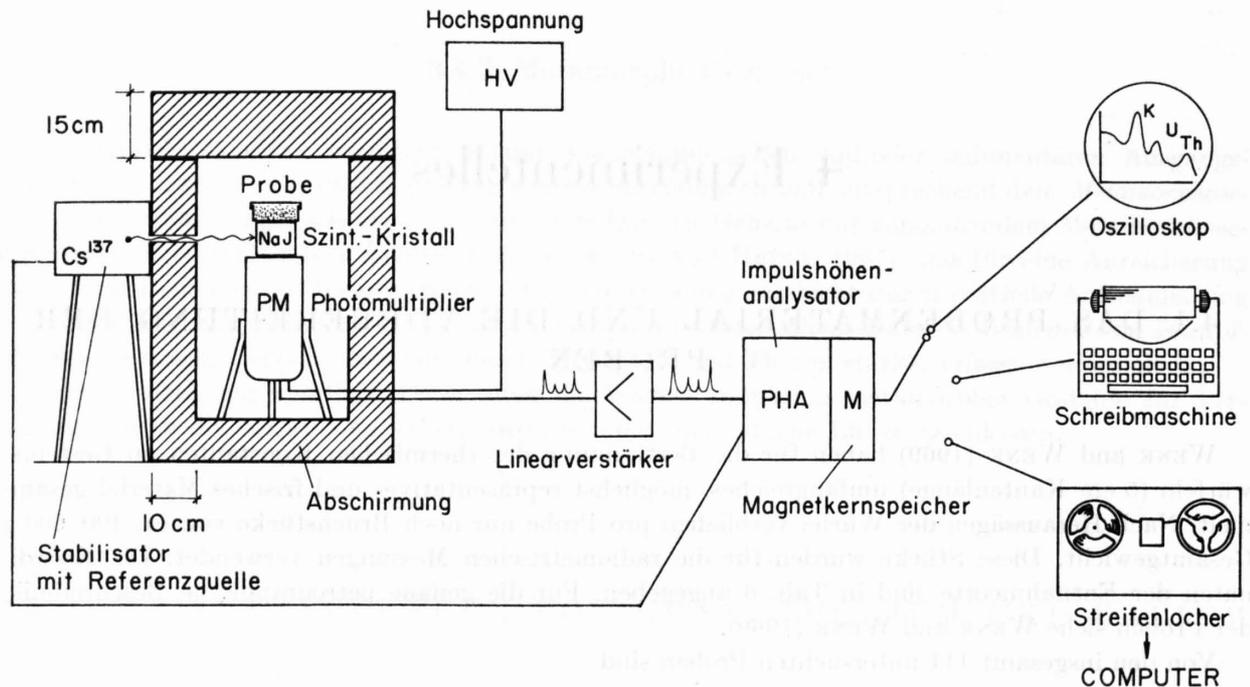


Fig. 4. Blockscheitma der Messapparatur.

Der *Detektor* besteht aus einem $3'' \times 3''$ NaJ(Tl)-Kristall mit RCA 8054-Photomultiplier in «integral line»-Ausführung. Die Dynodenspannungen wurden, anstelle des üblichen Spannungsteilers, von den entsprechenden Stufen einer Anoden-Batterie (Typ Nuclear Data ND-202) abgegriffen. Die Gesamtspannung betrug 1100 V. Das *Abschirmungsgehäuse* wurde von der Fa. Bühler/Schwyz geliefert. Es besteht aus einer 10 cm dicken Bodenplatte (1×1 m) aus Blei, einem innern Stahlmantel von 1 cm Wandstärke mit den Massen $40 \times 40 \times 60$ cm, allseitig umgeben von 10 cm Blei. Der verschiebbare Deckel hat eine Stärke von 15 cm, ebenfalls aus Blei. Mit dieser Wandstärke kann die Umgebungsstrahlung wesentlich reduziert werden.

Die von der Probe emittierten γ -Quanten werden im Detektor in Spannungsimpulse umgesetzt, deren Höhe der Quanten-Energie der Spektren proportional ist. Entsprechend den Streuprozessen in der Probe und im Detektor erscheint am Ausgang des Photomultipliers ein Impulsgemisch, welches im *Impulshöhen-Analysator* verarbeitet wird. Das zur Verfügung stehende Gerät (Nuclear Data ND 110) hat 128 Kanäle²⁾. Miteingeschlossen sind: Magnetkernspeicher (Speicherkapazität 10^5

²⁾ Jeder Kanal erfasst einen kleinen Bereich (rund 23 keV) des Spektrums.

Impulse/Kanal), Linearverstärker sowie die «interfaces» für die Datenausgabe. Die Messzeit ist vorwählbar (mit automatischer Korrektur der Zählverluste).

Ohne besondere *Stabilisierungsmaßnahmen* kann sich ein Spektrum während der Messung verschieben; die Drift-Geschwindigkeit liegt bei ca. 2 Kanäle/Tag. Um diese unerwünschte Erscheinung zu unterdrücken, wurde ein Verfahren nach COMUNETTI (1965) verwendet: der Photopeak einer Referenzquelle (Cs¹³⁷-Isotop mit 0,66 MeV Gamma-Energie) wird, in zwei Hälften geteilt, mitgemessen. Durch Vergleich der Impulshäufigkeiten beider Hälften wird die Verschiebung (Betrag und Sinn) erfasst und automatisch korrigiert. Das Spektrum der Referenzquelle wird vom gemessenen Spektrum abgezogen, wodurch die Messzeit um 10% länger wird. Auf diese Weise erreicht man Stabilitäten von ± 1 Kanal/Woche. Nötigenfalls wird von Hand nachgeregelt. Die Stabilisierungseinheit lieferte die Fa. Borer Electronics/Solothurn.

Der Inhalt des Magnetkernspeichers (im BCD-Format) kann auf drei Arten ausgegeben werden:

1. analog auf dem Oszilloskop (Typ ND-410, logarithmische Wiedergabe der Zählraten)
2. digital auf der Schreibmaschine (Typ IBM 721 mit Autofinger ND-316)
3. digital auf Lochstreifen (Streifenlocher TALLY, Typ 420-PR)

Die *Datenausgabe* dauert rund 3 Minuten pro Spektrum.

4.3. ZÄHLSTATISTIK, NACHWEISGRENZEN

Die Gehalte für Uran und Thorium liegen in unvererzten Gesteinen im Spurenelement-Bereich (ppm). Die Kalium-Gehalte liegen zwar in der Grössenordnung von Prozenten, das für die Bestimmung herangezogene K⁴⁰-Isotop jedoch ebenfalls im ppm-Bereich. Ein Gestein mit 3 ppm U, 10 ppm Th und 2,5% K (Durchschnittswerte für die Kruste) emittiert im Energie-Bereich 0,1–3,0 MeV bloss 0,3 γ -Quanten/sec·g. Das bedeutet, dass man bei der Gammaspectrometrie gewöhnlicher Gesteine mit sehr niedrigen Zählraten zu tun hat.

Zur Verbesserung der Zählstatistik bestehen grundsätzlich drei Möglichkeiten:

1. den Nulleffekt reduzieren;
2. das Nutz/Störsignal-Verhältnis verbessern durch Steigerung der Empfindlichkeit der Messanordnung;
3. die Messzeit erhöhen.

Bei unseren Messungen waren die ersten zwei Möglichkeiten bereits ausgeschöpft: Die Abschirmung liess sich nicht mehr ausbauen, die Empfindlichkeit war begrenzt angesichts der beschränkten Probenmenge (rund 400 g). Die wesentlich günstigere Messgeometrie mit einem besonderen Messbehälter, wo der NaJ-Kristall vom Messgut umgeben ist (vgl. RYBACH et al., 1966; FÖHN und RYBACH, 1967), kam aus diesem Grunde nicht in Frage.

Die Erhöhung der Messzeit ist nur bis auf etwa 1 Tag sinnvoll; weitere Erhöhungen bringen nur unwesentliche Verbesserungen der Messgenauigkeit. Je nach Aktivität der Probe wurden Messzeiten von 400 bis 1500 Minuten gewählt.

Die Nachweisgrenze kann anhand von realistischen Annahmen für Nutz/Störsignal-Verhältnisse und Messzeiten abgeschätzt werden. LÖVBORG (1972) erhielt für eine ähnliche Apparatur und mit einer Probenmenge von 200 g die Werte: 0,2 ppm U, 0,5 ppm Th und 0,1% K. In unserem Fall (Probenmenge: 400 g) kann also mit etwa 0,1 ppm U, 0,2 ppm Th und 0,05% K gerechnet werden. Ausgedrückt in Wärmeproduktions-Einheiten liegt die *Nachweisgrenze* bei rund 0,1 μ cal/g·y, bzw. 0,09 HGU (bei einer mittleren Dichte von 2,80 g/cm³).

Die Empfindlichkeit der Messanordnung reicht, wie wir noch sehen werden, für alle untersuchten Gesteinstypen aus, mit Ausnahme der *Ultrabasite*. Ihre sehr schwache Aktivität kann nicht wahr-

genommen werden. Dafür können die Ultrabazit-Proben zur Messung des Nulleffektes herangezogen werden: die Nulleffekt-Strahlung erfährt beim Durchgang durch die Probe eine zwar kleine, aber merkbare Abschwächung. Deswegen wurden die Nulleffekt-Messungen mit den Ultrabazit-Proben durchgeführt, meist mit der Probe Nr. 24. Fig. 5 zeigt das Nulleffekt-Spektrum; als Vergleich ist das Spektrum einer Probe Nr. 29 (409,5 g) ebenfalls dargestellt.

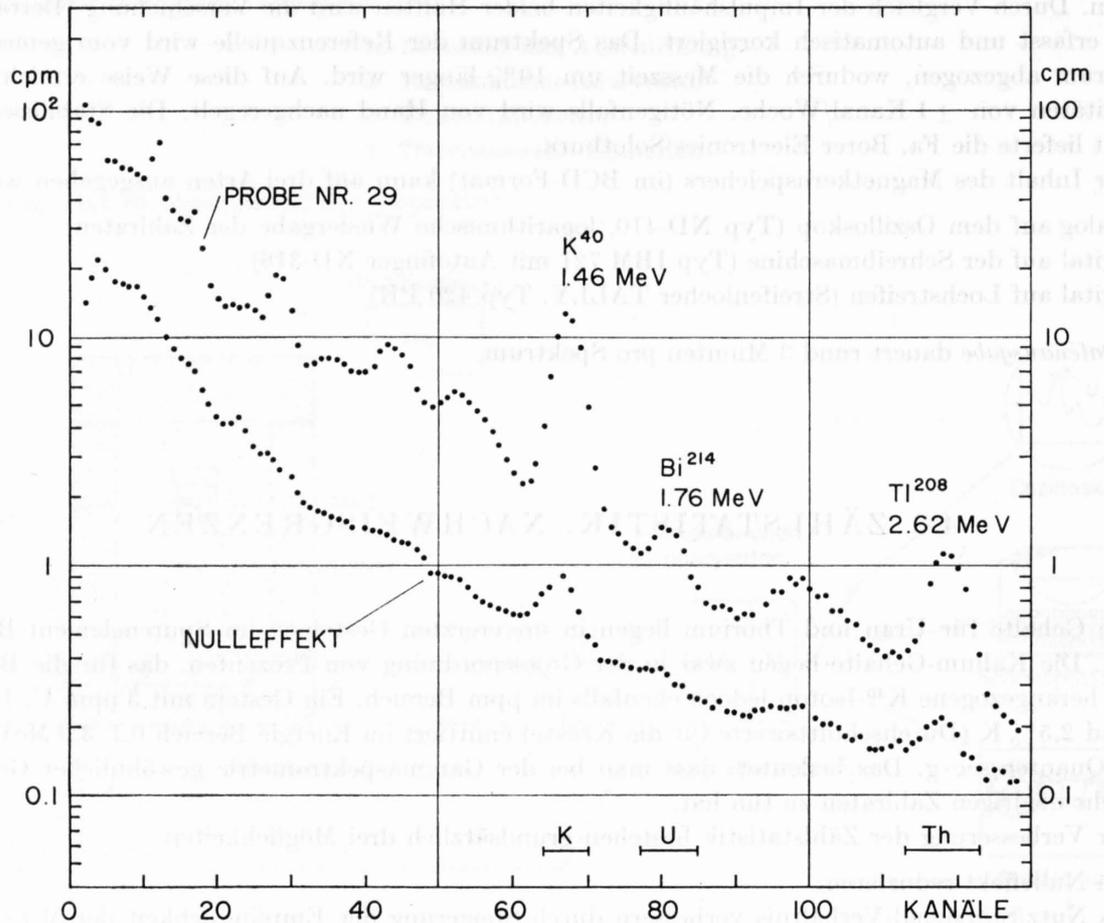


Fig. 5. Das Nulleffekt-Spektrum und das Spektrum einer typischen Gneis-Probe (Nr. 29). K, U, Th: Kalium-, Uran-, Thorium-Fenster.

4.4. BERECHNUNG DER U-, TH- UND K-GEHALTE

Die für die Bestimmung der Uran-, Thorium- und Kalium-Gehalte am besten geeigneten Spektrum-Gebiete («Fenster») sind in Fig. 5 eingetragen. Die Berechnung erfolgt mit den Gleichungen

$$\begin{aligned}
 c_{\text{Th}} [\text{ppm}] &= 952,0 (\alpha_{\text{Th}} - 0,0167 \alpha_{\text{U}}), \\
 c_{\text{U}} [\text{ppm}] &= 277,8 (\alpha_{\text{U}} - 0,00058 c_{\text{Th}}), \\
 c_{\text{K}} [\%] &= 25,32 (\alpha_{\text{K}} - 0,0030 c_{\text{U}} - 0,00069 c_{\text{Th}}),
 \end{aligned}
 \tag{12}$$

wo α_{K} , α_{U} und α_{Th} die für eine Probe im K-, U- bzw. im Th-Fenster gemessenen spezifischen Aktivitäten (Summe der Nettozählraten/Probengewicht) bedeuten. Die Konstanten in (12) wurden durch Messungen an *Standards* gemäss dem in RYBACH (1971a) näher beschriebenen Verfahren bestimmt.

Die Berechnung der U-, Th- und K-Gehalte nach (12) und der Wärmeproduktionsrate nach (11) erfolgte mit einem Rechenprogramm, nachdem die auf Lochstreifen ausgegebenen Gammasppektren auf Magnetband eingelesen wurden. Bei der Auswertung wird auch eine Korrektur für die (variable) Pulverdichte im Messbehälter angebracht (RYBACH, 1973).

4.5. FEHLERRECHNUNG

Für die Genauigkeit der Uran-, Thorium- und Kalium-Gehalte (mittlere Fehler) gilt (RYBACH, 1973):

$$\begin{aligned} m(c_U) &= \pm \frac{277,8 \sqrt{\sum N_U + T_p r_{0U}}}{G T_p} \text{ [ppm]}, \\ m(c_{Th}) &= \pm \frac{952,0 \sqrt{\sum N_{Th} + T_p r_{0Th}}}{G T_p} \text{ [ppm]}, \\ m(c_K) &= \pm \frac{25,32 \sqrt{\sum N_K + T_p r_{0K}}}{G T_p} \text{ [%]}. \end{aligned} \quad (13)$$

Hier bedeuten $\sum N_U$, $\sum N_{Th}$ und $\sum N_K$ die im Uran-, Thorium- und Kalium-Fenster gemessenen Brutto-Impulse, r_{0U} , r_{0Th} und r_{0K} die Nulleffekt-Zählraten, T_p die Messzeit der Probe und G das Probengewicht.

Die Wärmeproduktionsrate wird gemäss (11) berechnet; dementsprechend hat man für den mittleren Fehler von A

$$m(A) = \pm 0,317 \rho \sqrt{0,5329 m^2(c_U) + 0,040 m^2(c_{Th}) + 0,0729 m^2(c_K)} \text{ [HGU]}. \quad (14)$$

Man sieht, dass die *Genauigkeit der Wärmeproduktionsbestimmung* weitgehend von der Genauigkeit der *Uran-Gehaltsbestimmung* abhängt.

Durch Wiederholungsmessungen wurde die Reproduzierbarkeit der Wärmeproduktionsbestimmung getestet und eine mittlere Streuung von rund 4% gefunden. Auch wurden Vergleichsbestimmungen der U-, Th- und K-Gehalte in Zusammenarbeit mit anderen Laboratorien durchgeführt (RYBACH, 1973). Die mit verschiedenen Analysenmethoden an den gleichen Proben gewonnenen Resultate ergaben Übereinstimmung innerhalb den statistischen Fehlergrenzen.

5. Resultate

5.1. DIE URAN-, THORIUM- UND KALIUM-GEHALTE UND ZUGEHÖRIGE WÄRMEPRODUKTIONS RATEN

Die Resultate der Datenverarbeitung sind in Tab. 5 und 6 gegeben. Dabei wurden die gleichen Nummern beibehalten und die gleiche Gesteinsklassifizierung vorgenommen, wie in WENK and WENK (1969): Granite, Gneise, Schiefer, Quarzite, Pegmatite, Amphibolite, Karbonatgesteine und Ultrabasite. Für die letzte Gruppe ist die Empfindlichkeit der Gammasppektrometrie nicht ausreichend (s. S. 21), und es mussten geeignetere Analysenmethoden herangezogen werden: Atomabsorptionsspektrometrie und massenspektrometrische Isotopenverdünnungsanalyse.

Tabelle 5. Kalium-, Uran- und Thorium-Gehalte und Wärmeproduktionsraten der untersuchten ultrabasischen Gesteine

Nr.	Ortsbezeichnung	Koordinaten	K [%] ¹⁾	U [ppm]	Th [ppm] ⁴⁾	A [HGU]
5	Disgrazia	780.2/129.5	0,0021	0,0128 ²⁾	0,038	0,015 ± 0,001
6	Malenco	785.5/128.6	0,0062	0,021 ³⁾	0,063	0,026 ± 0,005
24	Riviera	721.9/121.4	0,0175	0,0136 ²⁾	0,041	0,023 ± 0,001
25	Montescheno	660.0/103.7	0,0104	0,035 ³⁾	0,105	0,046 ± 0,006
106	Poschiavo	800.0/131.2	0,0067	0,022 ³⁾	0,066	0,027 ± 0,005

¹⁾ Bestimmt durch Atomabsorptions-Spektrometrie (R. Heusser).

²⁾ Bestimmt durch massenspektrometrische Isotopenverdünnungsanalyse (Prof. G. Tilton).

³⁾ Berechnet auf Grund von K/U = 0,3 · 10⁴ (s. Tab. 3).

⁴⁾ Berechnet auf Grund von Th/U = 3 (s. Tab. 3).

Tabelle 6. K-, U- und Th-Gehalte, Wärmeproduktionsraten der untersuchten Gesteine. Numerierung und Ortsbezeichnung nach WENK and WENK (1969)

		Koordinaten	K [%]	U [ppm]	Th [ppm]	A [HGU]
<i>Granite</i>						
3	Malcantone	711.5/ 85.3	0,40	1,0	1,9	0,91 ± 0,07
7	Schwarzwald	642.0/286.0	4,90	10,0	22,6	10,9 ± 0,2
72	Bergell	779.5/131.5	3,18	8,7	24,3	10,2 ± 0,2
73	Novate	755.2/121.3	3,39	7,4	5,4	6,2 ± 0,2
74	Grimsel	667.3/162.0	3,82	12,0	38,8	14,6 ± 0,2
104	Bernina	792.4/148.2	4,78	5,1	22,3	7,9 ± 0,2
105	Julier	775.0/149.0	3,30	2,1	13,5	4,4 ± 0,1
110	Baltschieder	633.8/134.8	3,41	4,1	15,0	5,8 ± 0,1
<i>Gneise</i>						
1	Leventina	718.7 /128.2	1,50	1,8	1,3	1,74 ± 0,06
8	Maggia	691.3 /128.2	2,00	5,3	13,0	6,0 ± 0,2
9	Leventina	718.7 /128.2	1,72	1,7	6,7	2,54 ± 0,07
27	Matorello	688.7 /148.0	2,63	3,7	13,6	5,19 ± 0,07
30	Sambuco	688.4 /147.2	2,80	4,0	11,7	5,1 ± 0,2
32	Sambuco	692.94/147.18	2,90	3,2	10,8	4,38 ± 0,06
33	Sambuco	692.97/146.94	1,59	3,5	12,6	4,7 ± 0,2
34	Sambuco	693.04/146.88	2,70	2,3	15,4	5,4 ± 0,2
35	Sambuco	693.04/146.88	3,21	3,1	16,1	5,4 ± 0,1
36	Sambuco	693.9 /146.08	2,62	1,3	16,5	4,2 ± 0,1
38	Sambuco	690.95/148.6	1,93	2,3	8,6	3,35 ± 0,05
39	Matorello	688.2 /147.78	2,20	2,5	11,6	4,0 ± 0,2
40	Calanca	730.0 /123.7	3,72	4,3	10,9	5,27 ± 0,07
41	Riviera	722.6 /119.6	2,34	5,1	13,0	6,0 ± 0,2
42	Riviera	722.6 /119.6	2,76	4,8	16,2	6,4 ± 0,2
43	Maggia	701.7 /116.3	3,53	4,9	13,6	6,2 ± 0,2
44	Mte. Leone	669.5 /112.0	3,83	5,1	12,8	6,0 ± 0,1
45	Domodossola	667.8 /107.2	3,89	4,0	18,1	7,4 ± 0,2
46	Domodossola	667.8 /106.65	3,20	4,8	12,5	7,6 ± 0,2
47	Beura	666.2 /102.7	4,03	6,8	11,3	7,0 ± 0,1
48	Antigorio	668.85/121.7	4,30	9,0	17,0	9,2 ± 0,2
49	Antigorio	653.15/114.1	2,79	4,4	9,3	4,8 ± 0,1
50	Antigorio	664.55/116.4	3,16	3,4	14,7	5,3 ± 0,2
51	Antigorio	664.55/116.4	3,75	6,8	14,1	7,2 ± 0,1
52	Antigorio	667.7 /116.3	2,43	2,6	15,0	4,7 ± 0,1
53	Antigorio	657.0 /117.0	3,12	4,6	11,9	5,52 ± 0,07
54	Antigorio	674.7 /131.8	2,54	4,5	12,9	5,50 ± 0,07

		Koordinaten	K [%]	U [ppm]	Th [ppm]	A [HGU]
55	Antigorio	654.0 /116.2	3,20	4,8	12,5	5,7 ± 0,1
56	Devero	664.6 /126,6	0,32	1,9	9,0	2,80 ± 0,07
57	Verzasca	702.9 /128.5	2,83	2,0	9,5	3,5 ± 0,1
58	Verzasca	703.3 /128.5	2,89	2,5	11,5	4,1 ± 0,1
59	Verzasca	701.2 /129.4	3,22	2,9	15,3	5,02 ± 0,07
60	Sambuco	692.3 /147.53	1,33	24,9	25,7	19,4 ± 0,2
61	Peccia	689.0 /143.4	4,07	17,5	1,2	11,7 ± 0,2
62	Peccia	688.6 /145.8	4,49	5,4	13,0	6,4 ± 0,2
69	Calanca	731.1 /123.2	1,92	3,0	10,8	4,2 ± 0,2
75	Gotthard	686.5 /162.3	3,13	10,7	16,7	10,3 ± 0,2
76	Adula	731.0 /153.3	3,93	13,8	24,2	13,3 ± 0,2
77	Rofla	752.0 /162.3	4,71	6,7	20,1	8,8 ± 0,2
78	Rofla	752.0 /162.3	3,93	6,2	21,3	8,5 ± 0,2
79	Rofla	752.0 /162.3	4,07	5,9	19,3	8,0 ± 0,2
80	Splügen	745.6 /152.7	3,87	6,1	19,7	8,0 ± 0,2
81	Adula	734.2 /153.5	3,54	12,3	25,4	12,5 ± 0,2
82	Basodino	679.2 /140.6	4,57	2,0	7,4	3,4 ± 0,1
83	Basodino	680.2 /142.1	4,31	1,2	9,5	3,4 ± 0,1
84	Basodino	680.2 /142.1	4,06	0,9	7,8	2,8 ± 0,1
85	Robiei	680.55/142.65	3,46	1,0	8,4	2,8 ± 0,2
86	Basodino	681.61/141.3	3,07	0,9	10,8	3,3 ± 0,1
93	Calanca	729.2 /128.5	3,40	6,0	14,0	5,50 ± 0,06
94	Sambuco	688.2 /147.78	3,73	2,6	13,1	4,6 ± 0,2
95	Weissmies	644.55/108.5	2,23	3,1	12,8	4,7 ± 0,2
97	Ivrea	670.7 / 94.7	2,42	1,1	13,6	3,93 ± 0,06
103	Splügen	745.6 /152.7	3,26	6,5	4,3	5,5 ± 0,1
109	Gotthard	686.1 /156.0	3,42	5,9	14,7	6,8 ± 0,2
111	Centovalli	697.2 /115.2	4,33	4,6	19,7	7,1 ± 0,2

Schiefer

4	Leventina	695.25/151.75	1,03	1,1	4,2	1,56 ± 0,05
16	Brig	643.7 /129.5	2,58	3,0	14,3	5,26 ± 0,07
19	Varzo	661.3 /118.1	0,80	1,0	4,6	1,63 ± 0,05
26	Baceno	666.1 /125.9	2,80	2,2	9,8	3,73 ± 0,07
28	Sambuco	691.6 /148.0	2,60	3,4	17,2	5,84 ± 0,07
29	Sambuco	691.12/148.45	2,71	3,0	13,4	4,65 ± 0,06
31	Sambuco	688.2 /147.78	3,10	3,7	11,3	5,02 ± 0,08
37	Sambuco	691.12/148.45	1,85	3,7	13,2	5,35 ± 0,08
68	Baceno	668.9 /112.1	2,50	1,8	8,2	3,13 ± 0,06
87	Robiei	682.7 /144.2	2,33	2,6	10,6	4,1 ± 0,1
88	Cavagnoli	682.3 /145.4	2,61	1,0	9,2	2,85 ± 0,05
89	Bavona	683.3 /142.2	2,00	2,3	11,6	3,95 ± 0,06
90	Cavagnoli	681.1 /146.1	0,71	2,2	8,2	2,94 ± 0,06
91	Robiei	682.55/143.8	4,44	2,6	15,7	5,58 ± 0,08
92	Dervio	744.85/103.3	2,99	2,4	13,9	4,92 ± 0,08
96	Cavagnoli	681.1 /146.1	0,89	1,2	4,5	1,69 ± 0,06
101	Cavagnoli	682.75/145.55	3,75	0,9	3,6	1,98 ± 0,05
108	Schin	757.0 /173.3	0,39	0,4	1,6	0,59 ± 0,05

Quarzite

100	Weissmies	645.0 /107.3	1,16	0,2	2,1	0,75 ± 0,05
102	Avers	757.4 /149.2	0,95	0,6	2,3	1,00 ± 0,04

Pegmatite

63	Montescheno	660.9 /103.7	0,16	19,0	0,5	11,6 ± 0,2
64	Domodossola	667.8 /106.65	1,93	22,0	1,4	14,1 ± 0,2
65	Centovalli	691.5 /112.6	1,44	20,0	0,8	12,3 ± 0,1

Ultrabasite

S. Tabelle 5 auf Seite 24

		Koordinaten	K [%]	U [ppm]	Th [ppm]	A [HGU]
<i>Amphibolite</i>						
20	Riviera	722.0 /120.3	0,60	0,06	0,11	0,21 ± 0,05
21	Calanca	730.5 /123.7	0,48	0,04	0,85	0,30 ± 0,02
22	Sambuco	692.15/147.7	0,34	0,90	1,5	1,04 ± 0,05
23	Anzola	670.8 / 93.1	0,11	0,00	0,01	0,03 ± 0,02
66	Centovalli	691.5 /112.6	3,79	0,41	0,69	1,28 ± 0,02
67	Sambuco	688.4 /147.6	0,81	1,3	4,1	1,80 ± 0,06
70	Sissone	779.5 /131.5	1,45	2,7	3,1	2,7 ± 0,2
71	Sissone	779.5 /131.5	2,22	7,8	13,7	7,1 ± 0,2
<i>Karbonatgesteine</i>						
2	Jura	600.0 /250.0	0,37	0,25	1,6	0,47 ± 0,04
10	Peccia	688.9 /142.8	0,08	0,04	0,31	0,10 ± 0,05
11	Peccia	688.9 /142.8	0,10	0,0	0,3	0,08 ± 0,06
12	Crevola	665.85/112.1	1,21	2,4	2,1	2,25 ± 0,05
13	Crevola	665.85/112.1	0,34	1,7	0,46	1,26 ± 0,05
14	Candoglia	676.8 / 93.1	0,01	0,52	0,01	0,32 ± 0,02
15	Riviera	722.6 /120.1	0,81	1,5	4,4	1,92 ± 0,02
17	Valais	580.0 /114.0	0,07	0,94	0,38	0,67 ± 0,05
18	Simplon	653.15/114.1	0,19	0,33	0,58	0,34 ± 0,05
98	Candoglia	676.8 / 93.1	0,03	0,04	0,23	0,07 ± 0,06
99	Robiei	683.15/144.3	0,04	0,06	0,11	0,40 ± 0,02
107	Poschiavo	800.0 /131.2	0,05	2,7	0,05	1,79 ± 0,05

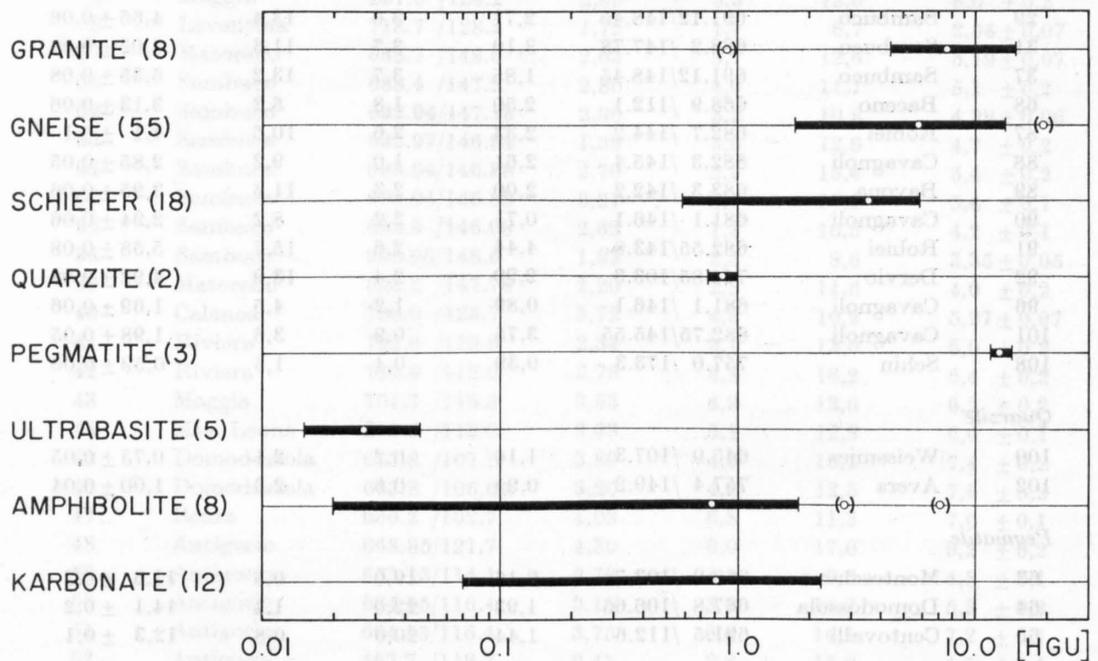


Fig. 6. Variationsbreite und Mittelwerte der Wärmeproduktionsrate innerhalb der untersuchten Gesteinstypen.

5.2. GEOCHEMISCHE KOMMENTARE ZU DEN U-, TH- UND K-GEHALTEN. DIE TH/U- UND K/U-VERHÄLTNISSE

Die in Tab. 6 wiedergegebenen Wärmeproduktionsraten zeigen, selbst innerhalb der gleichen Gesteinsgruppe, eine beträchtliche Variation (Fig. 6). Dies hat seinen Grund darin, dass auch die U-, Th- und K-Gehalte erheblich schwanken. Die Abhängigkeit dieser Gehalte von Pauschalchemismus, Metamorphosegrad etc. wurde im Abschnitt 3.4 dargelegt. Diese Faktoren können auch innerhalb der gleichen Gesteinsgruppe variieren, was sich letzten Endes auf die Wärmeproduktions-Werte auswirken muss.

Einige charakteristische Werte verdienen besonders hervorgehoben zu werden. Die *Granite* zeichnen sich, abgesehen von Nr. 3 (eine möglicherweise verwitterte Probe), durch hohe U- und Th-Gehalte aus. Das merkwürdige Th/U-Verhältnis (< 1) des Novate-Granits wurde durch Messungen an zusätzlichen Proben bestätigt. Die *Gneise* weisen mittlere Gehalte auf, welche – von wenigen Ausnahmen, wie z. B. Nr. 60, abgesehen – recht konstant sind. Dies gilt auch für die *Schiefer*. Es wurde versucht, die Gehalte bzw. die Wärmeproduktionsraten mit den seit NIGGLI (1960) und WENK (1962) bekannten regionalen Unterschieden des Metamorphosegrades in den Zentralalpen zu korrelieren. Die Ergebnisse führten jedoch zu keinen eindeutigen Schlüssen. Streng genommen dürften nur Werte isochemischer Gesteine aufgetragen werden; für eine solche Darstellung reicht jedoch das vorliegende Datenmaterial nicht aus.

Die höchsten Gehalte weisen die *Pegmatite* auf, ein Zeichen für die Anreicherung von Uran und Thorium in sauren Restschmelzen (s. auch TILLING et al., 1970). Die *Amphibolite* zeigen, bei i. a. niedrigen Gehalten, beträchtliche Variation. Bei der Mittelwertbildung in Fig. 6 wurden die atypischen Proben von Sissone weggelassen. Die niedrigsten Werte sind bei den *Karbonatgesteinen* und bei den *Ultrabasiten* zu finden.

Die in der geochemischen Literatur oft erwähnte Konstanz der Th/U- und K/U-Verhältnisse trifft

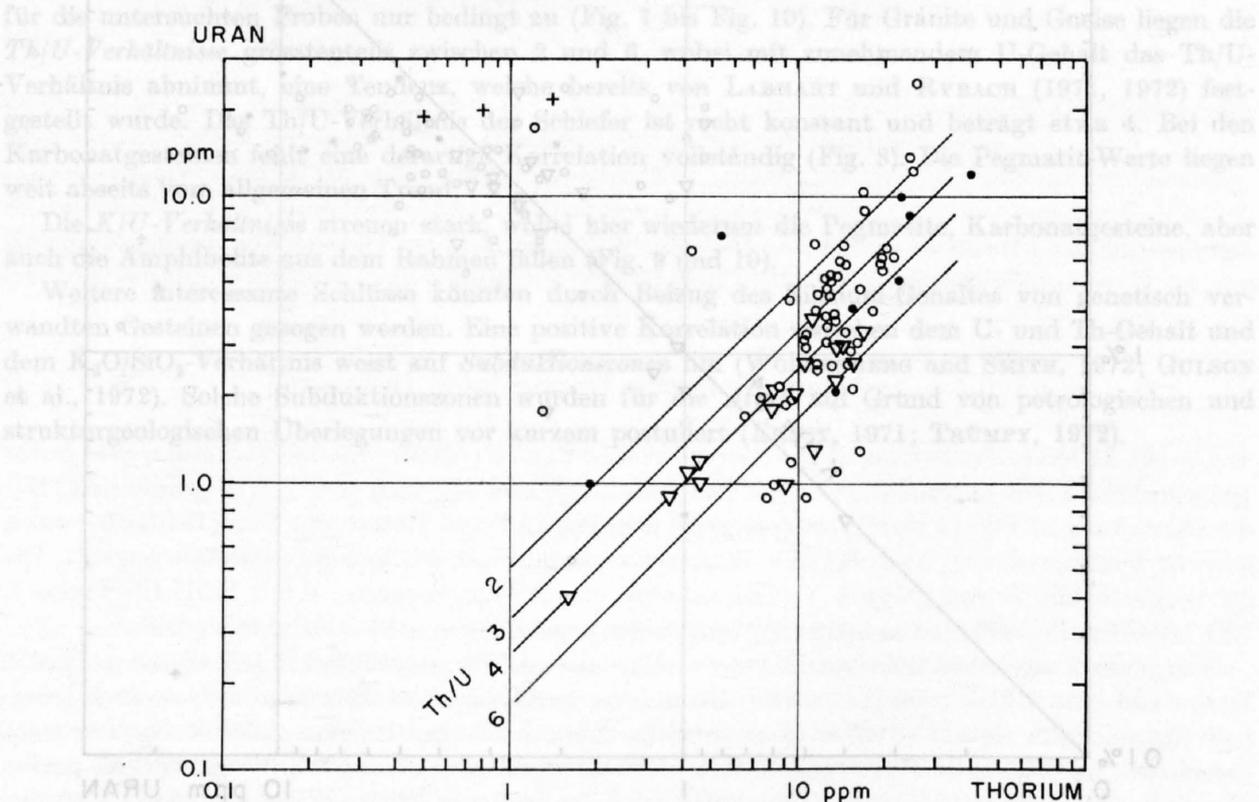


Fig. 7. Die Th/U-Verhältnisse der Gesteinstypen: Granite (●), Gneise (○), Schiefer (▽) und Pegmatite (+).

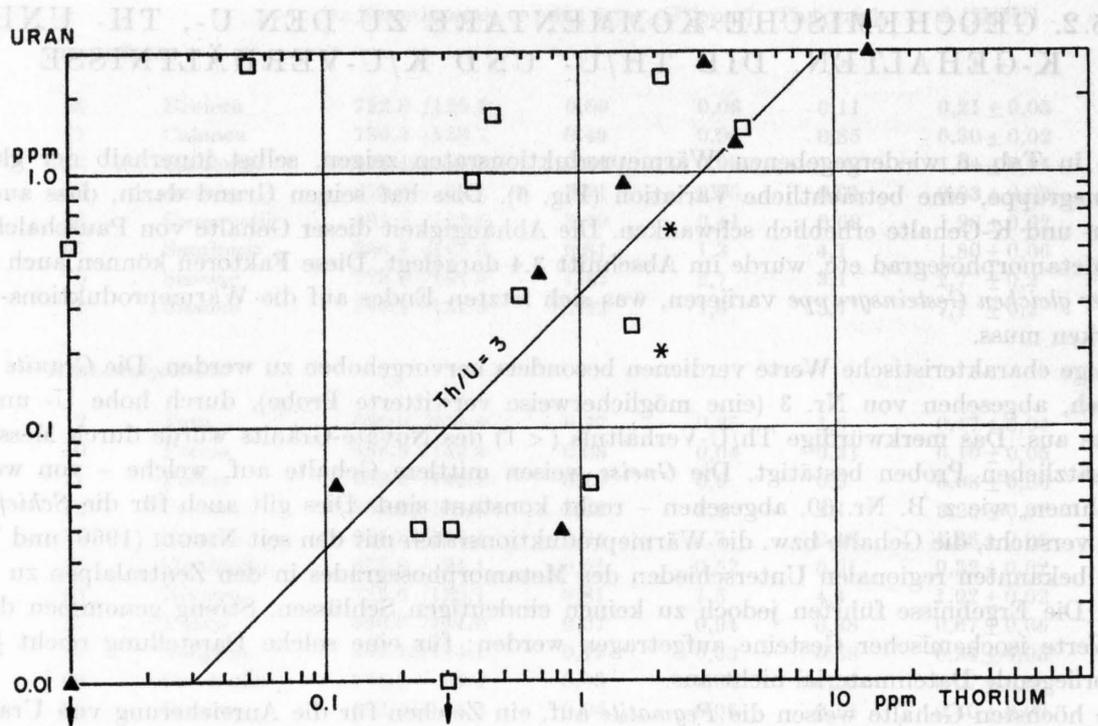


Fig. 8. Die Th/U-Verhältnisse der Gesteinstypen: Quarzite (*), Amphibolite (▲) und Karbonatgesteine (□).

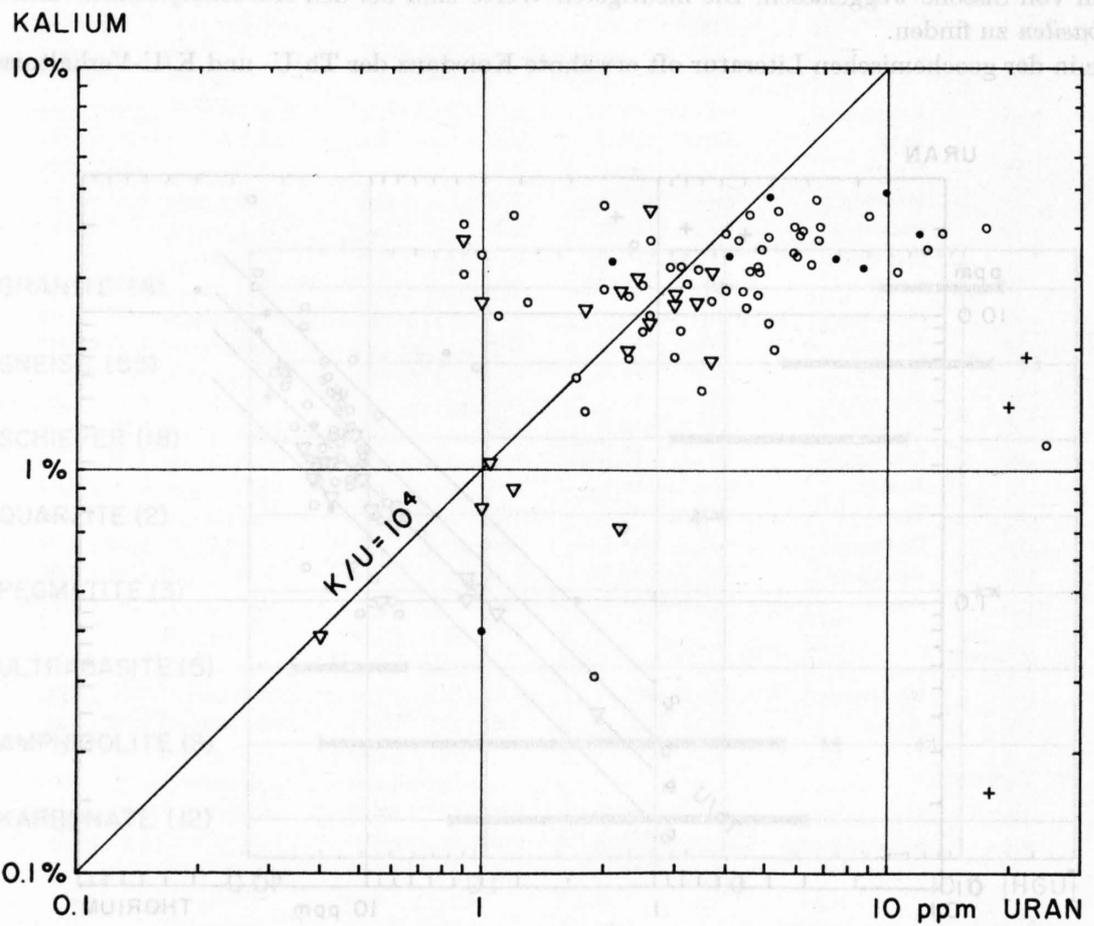


Fig. 9. Die K/U-Verhältnisse der Gesteinstypen: Granite (●), Gneise (○), Schiefer (▽) und Pegmatite (+).

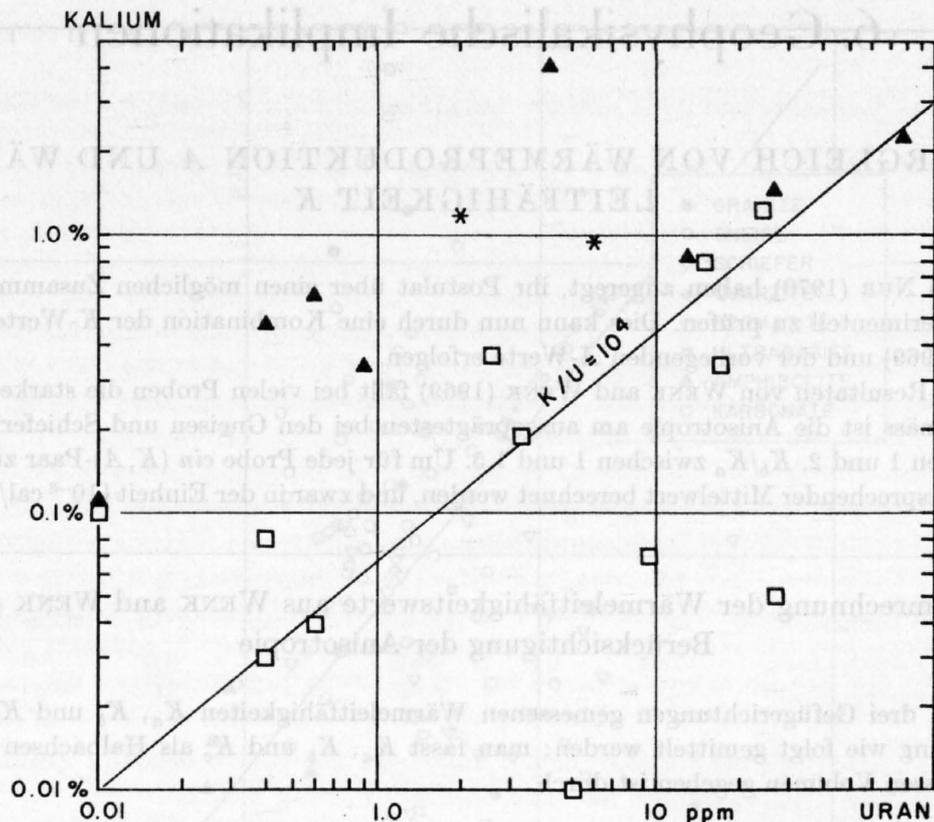


Fig. 10. Die K/U-Verhältnisse der Gesteinstypen: Quarzite (*), Amphibolite (▲) und Karbonatgesteine (□).

für die untersuchten Proben nur bedingt zu (Fig. 7 bis Fig. 10). Für Granite und Gneise liegen die Th/U -Verhältnisse grösstenteils zwischen 2 und 6, wobei mit zunehmendem U-Gehalt das Th/U -Verhältnis abnimmt, eine Tendenz, welche bereits von LABHART und RYBACH (1971, 1972) festgestellt wurde. Das Th/U -Verhältnis der Schiefer ist recht konstant und beträgt etwa 4. Bei den Karbonatgesteinen fehlt eine derartige Korrelation vollständig (Fig. 8). Die Pegmatit-Werte liegen weit abseits vom allgemeinen Trend.

Die K/U -Verhältnisse streuen stark, wobei hier wiederum die Pegmatite, Karbonatgesteine, aber auch die Amphibolite aus dem Rahmen fallen (Fig. 9 und 10).

Weitere interessante Schlüsse könnten durch Bezug des Silizium-Gehaltes von genetisch verwandten Gesteinen gezogen werden. Eine positive Korrelation zwischen dem U- und Th-Gehalt und dem K_2O/SiO_2 -Verhältnis weist auf *Subduktionszonen* hin (WOLLENBERG and SMITH, 1972; GULSON et al., 1972). Solche Subduktionszonen wurden für die *Alpen* auf Grund von petrologischen und struktureologischen Überlegungen vor kurzem postuliert (ERNST, 1971; TRÜMPY, 1972).

6. Geophysikalische Implikationen

6.1. VERGLEICH VON WÄRMEPRODUKTION A UND WÄRMELEITFÄHIGKEIT K

HORAI and NUR (1970) haben angeregt, ihr Postulat über einen möglichen Zusammenhang von K und A experimentell zu prüfen. Dies kann nun durch eine Kombination der K -Werte aus WENK and WENK (1969) und der vorliegenden A -Werte erfolgen.

Bei den K -Resultaten von WENK and WENK (1969) fällt bei vielen Proben die starke *Anisotropie* auf. Naturgemäss ist die Anisotropie am ausgeprägtesten bei den Gneisen und Schiefen; hier liegt K_b/K_c zwischen 1 und 2, K_b/K_a zwischen 1 und 1,5. Um für jede Probe ein (K, A) -Paar zu definieren, musste ein entsprechender Mittelwert berechnet werden, und zwar in der Einheit [10^{-3} cal/cm · sec · °C].

6.1.1. Umrechnung der Wärmeleitfähigkeitswerte aus WENK and WENK (1969), Berücksichtigung der Anisotropie

Die in den drei Gefügerichtungen gemessenen Wärmeleitfähigkeiten K_a , K_b und K_c können in erster Näherung wie folgt gemittelt werden: man fasst K_a , K_b und K_c als Halbachsen eines Ellipsoides auf, dessen Volumen gegeben ist durch

$$V_E = \frac{4\pi}{3} K_a K_b K_c. \quad (14)$$

Als \bar{K} wird der Radius einer Kugel mit dem gleichen Volumen genommen:

$$V_K = \frac{4\pi}{3} \bar{K}^3 = V_E. \quad (15)$$

Aus (14) und (15) folgt

$$\bar{K} = \sqrt[3]{\frac{3V_E}{4\pi}} = \sqrt[3]{K_a K_b K_c}. \quad (16)$$

Auf diese einfache Weise wurde für jede Probe ein K -Wert berechnet. Dies erlaubt nun den Vergleich mit der Wärmeproduktionsrate A .

6.1.2. Die Darstellung der Werte-Paare, Diskussion

Die (K, A) -Paare der untersuchten Gesteine sind in Fig. 11 gegeben. Sie repräsentieren eine grosse Variationsbreite sowohl hinsichtlich der Wärmeleitfähigkeit als auch der Wärmeproduktion. Für die Darstellung in Fig. 11 wurde, entsprechend dem Postulat von HORAI and NUR (1970) über einen *linearen* Zusammenhang, auch bei den Wärmeproduktionsraten ein linearer Massstab gewählt. Die im Vergleich mit K viel grössere Variationsbreite von A (Extremwerte: 0,015 HGU für Probe 5, 19,4 HGU für Probe 60) ist auf diese Weise weniger augenfällig.

Von einer Korrelation zwischen Wärmeproduktion und Wärmeleitfähigkeit, so wie sie z. B. von HORAI and NUR (1970) postuliert wurde, kann keine Rede sein. Sowohl gesamthaft als auch innerhalb der einzelnen Gesteinsgruppen lässt sich *kein Zusammenhang* feststellen. Dies ist insofern nicht erstaunlich, da die Grösse Wärmeproduktion vorwiegend *geochemisch*, die Wärmeleitfähigkeit jedoch *physikalisch* (s. nächsten Abschnitt) kontrolliert ist. Im weiteren ist die Wärmeleitfähigkeit temperaturabhängig und zeigt, wie im folgenden Abschnitt zusammengefasst, zudem noch eine enge Korre-

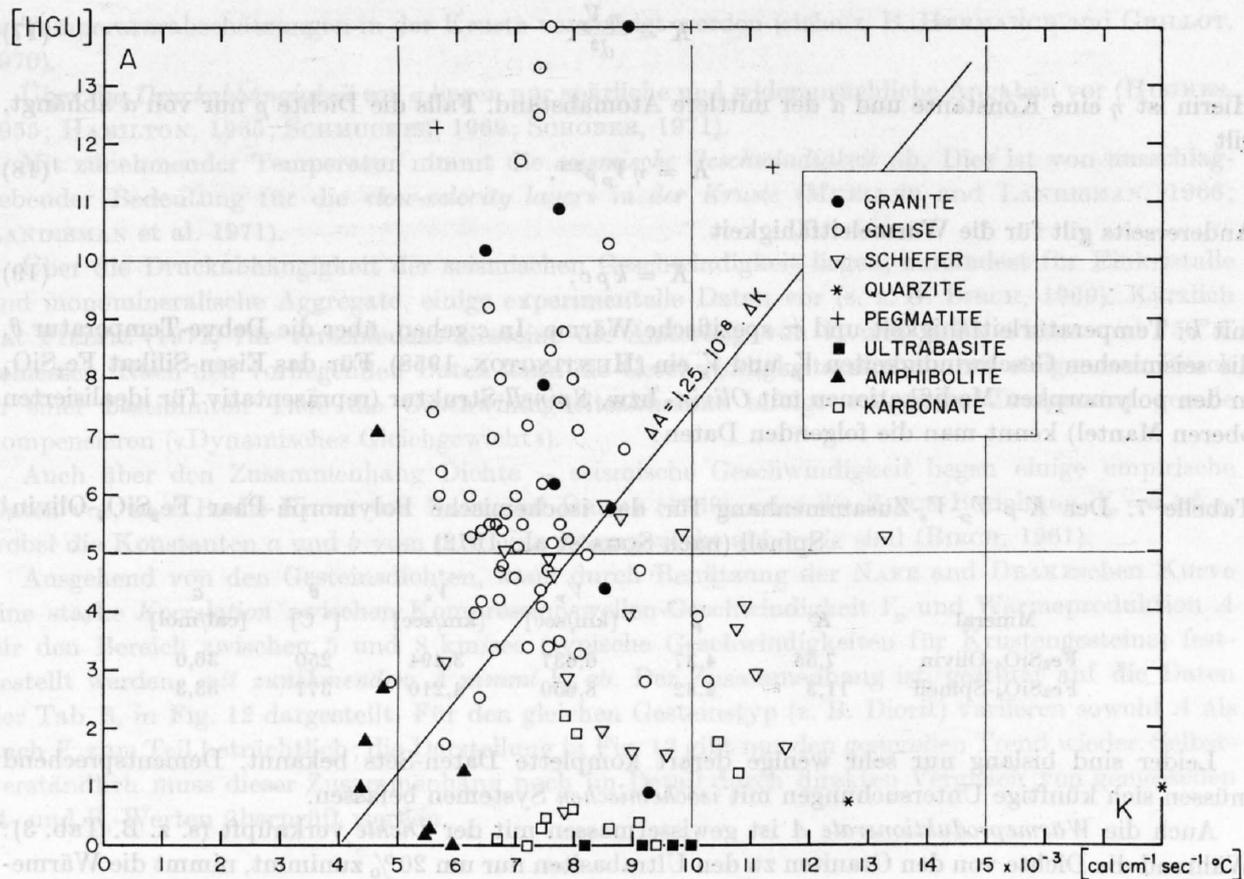


Fig. 11. Die Darstellung der Wertepaare Wärmeleitfähigkeit/Wärmeproduktionsrate. Die eingezeichnete Gerade stellt den von HORAI and NUR (1970) postulierten Zusammenhang dar.

lation mit weiteren gesteinsphysikalischen Größen, wie seismische Geschwindigkeit, elektrische Leitfähigkeit etc. Solche Zusammenhänge existieren für die Wärmeproduktion nicht.

Der *radioaktive Zerfall* ist, selbst unter extremen Bedingungen, druck- und temperaturunabhängig. Einzig die *chemische Zusammensetzung* der Gesteine ist in dieser Hinsicht ausschlaggebend. Würden Kruste und Mantel aus isochemischen Gesteinstypen bestehen (mit allen möglichen Hochdruck- und Hochtemperatur-Modifikationen), wäre die *Wärmeproduktion überall die gleiche*.

6.2. ZUSAMMENHANG MIT ANDEREN GESTEINSPHYSIKALISCHEN GRÖSSEN (DICHTe, ELEKTRISCHE LEITFÄHIGKEIT, SEISMISCHE GESCHWINDIGKEIT)

Es bestehen mannigfache Interrelationen zwischen den gesteinsphysikalischen Parametern. Die Zusammenhänge sind jedoch bislang weder theoretisch noch experimentell hinreichend genau untersucht. Selbst über einfache Parameterpaare (z. B. Wärmeleitfähigkeit K /Kompressionswellengeschwindigkeit V_p) liegen nur beschränkte Informationen vor (s. z. B. SCHUSTER et al., 1965).

Naheliegender ist ein Zusammenhang zwischen Wärmeleitfähigkeit K und seismischer Geschwindigkeit V_p über die *Dichte* (bzw. Porosität), sind doch K und V_p mit Schwingungsvorgängen verknüpft. Der Zusammenhang wird durch die Debye-Gleichung beschrieben:

$$K = \frac{\eta V_p}{d^2}. \quad (17)$$

Hierin ist η eine Konstante und d der mittlere Atomabstand. Falls die Dichte ρ nur von d abhängt, gilt

$$K = \eta V_p \rho^{2/3}. \quad (18)$$

Andererseits gilt für die Wärmeleitfähigkeit

$$K = k \rho c, \quad (19)$$

mit k : Temperaturleitfähigkeit und c : spezifische Wärme. In c gehen, über die Debye-Temperatur θ , die seismischen Geschwindigkeiten V_p und V_s ein (HUNTINGTON, 1958). Für das Eisen-Silikat Fe_2SiO_4 in den polymorphen Modifikationen mit *Olivin*- bzw. *Spinell*-Struktur (repräsentativ für idealisierten oberen Mantel) kennt man die folgenden Daten:

Tabelle 7. Der K - ρ - V_p - V_s -Zusammenhang für das isochemische Polymorph-Paar Fe_2SiO_4 -Olivin/Spinell (nach SOGA et al., 1972)

Mineral	K	ρ	V_p [km/sec]	V_s [km/sec]	θ [° C]	c [cal/mol]
Fe_2SiO_4 -Olivin	7,55	4,37	6,637	3,494	250	36,0
Fe_2SiO_4 -Spinell	11,3	4,82	8,050	4,210	377	33,3

Leider sind bislang nur sehr wenige derart komplette Daten-Sets bekannt. Dementsprechend müssen sich künftige Untersuchungen mit *isochemischen* Systemen befassen.

Auch die *Wärmeproduktionsrate* A ist gewissermassen mit der *Dichte* verknüpft (s. z. B. Tab. 3): Während die Dichte von den Graniten zu den Ultrabasiten nur um 20% zunimmt, nimmt die Wärmeproduktionsrate um nicht weniger als 3 Grössenordnungen ab.

Recht gut untersucht ist die *Temperaturabhängigkeit* der gesteinsphysikalischen Parameter. Bei Wärmeleitung (Phononen-Leitfähigkeit) ist

$$K_{\text{konst}} = \frac{1}{3} \rho c V_{ph} \bar{l}, \quad (20)$$

wo V_{ph} die Geschwindigkeit und \bar{l} die mittlere, effektive Weglänge der Phononen bedeutet. Gemäss (19) ist

$$k = \frac{1}{3} V_{ph} \bar{l}. \quad (21)$$

Oberhalb der Debye-Temperatur sind sowohl ρ und V_{ph} als auch c relativ konstant, während die Anzahl der Phononen mit steigender Temperatur zunimmt, so die freie Weglänge \bar{l} reduzierend. Die effektive Wärmeleitfähigkeit ist dann umgekehrt proportional zur Temperatur.

Auch die *elektrische Leitfähigkeit* σ (mho/m) von Gesteinen ist temperaturabhängig. Nur bei den Oberflächengesteinen mit merklicher Porosität und Porenfüllung ist elektrolytische Leitfähigkeit (mit entsprechender Temperaturabhängigkeit) anzutreffen; die Tiefengesteine mit ihren geschlossenen Poren sind sehr schlechte Leiter (< 1 mmho/m). Mögliche Mantel-Bestandteile, wie Olivin und ultrabasische Gesteine, sind bei hohen Temperaturen Halbleiter; die Temperaturabhängigkeit der Leitfähigkeit ist recht gut untersucht (PARKHOMENKO, 1967). Die Leitfähigkeitszunahme mit zunehmender Temperatur kann über einen weiten Temperaturbereich durch einen «Arrhenius-plot» angenähert werden:

$$\sigma(T) = \sigma(0) \exp \left[-\frac{E}{kT} \right], \quad (22)$$

E : Aktivierungsenergie (eV)

k : Boltzmann-Konstante

T : absolute Temperatur (° K)

Diese Beziehung kann, nach magnetotellurisch erfolgter Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit σ ,

zu Temperaturabschätzungen in der Kruste verwendet werden (siehe z. B. HERMANCE and GRILLOT, 1970).

Über die *Druckabhängigkeit von σ* liegen nur spärliche und widersprüchliche Angaben vor (HUGHES, 1955; HAMILTON, 1965; SCHMUCKER, 1969; SCHOBER, 1971).

Mit zunehmender Temperatur nimmt die *seismische Geschwindigkeit* ab. Dies ist von ausschlaggebender Bedeutung für die «*low-velocity layer*» in der Kruste (MUELLER and LANDISMAN, 1966; LANDISMAN et al. 1971).

Über die Druckabhängigkeit der seismischen Geschwindigkeit liegen, zumindest für Einkristalle und monomineralische Aggregate, einige experimentelle Daten vor (s. z. B. BIRCH, 1969). Kürzlich hat FIELTIZ (1971) für verschiedene Gesteine die Änderung von V_p und V_s bis 4 kbar und 750° C gemessen. Nach den vorliegenden Daten kann die Geschwindigkeitszunahme mit steigendem Druck in einer bestimmten Tiefe die Geschwindigkeitsabnahme infolge steigender Temperatur gerade kompensieren («*Dynamisches Gleichgewicht*»).

Auch über den Zusammenhang Dichte – seismische Geschwindigkeit liegen einige empirische Daten vor, so z. B. die Kurve von NAFE and DRAKE (1959), oder die BIRCH-Beziehung $V_p = a + b \rho$, wobei die Konstanten a und b vom mittleren Atomgewicht abhängig sind (BIRCH, 1961).

Ausgehend von den Gesteinsdichten, kann durch Benützung der NAFE and DRAKESchen Kurve eine starke *Korrelation* zwischen Kompressionswellen-Geschwindigkeit V_p und Wärmeproduktion A für den Bereich zwischen 5 und 8 km/sec (typische Geschwindigkeiten für Krustengesteine) festgestellt werden: *mit zunehmendem A nimmt V_p ab*. Der Zusammenhang ist, gestützt auf die Daten der Tab. 3, in Fig. 12 dargestellt. Für den gleichen Gesteinstyp (z. B. Diorit) variieren sowohl A als auch V_p zum Teil beträchtlich; die Darstellung in Fig. 12 gibt nur den generellen Trend wieder. Selbstverständlich muss dieser Zusammenhang noch im Detail durch direkten Vergleich von gemessenen A - und V_p -Werten überprüft werden.

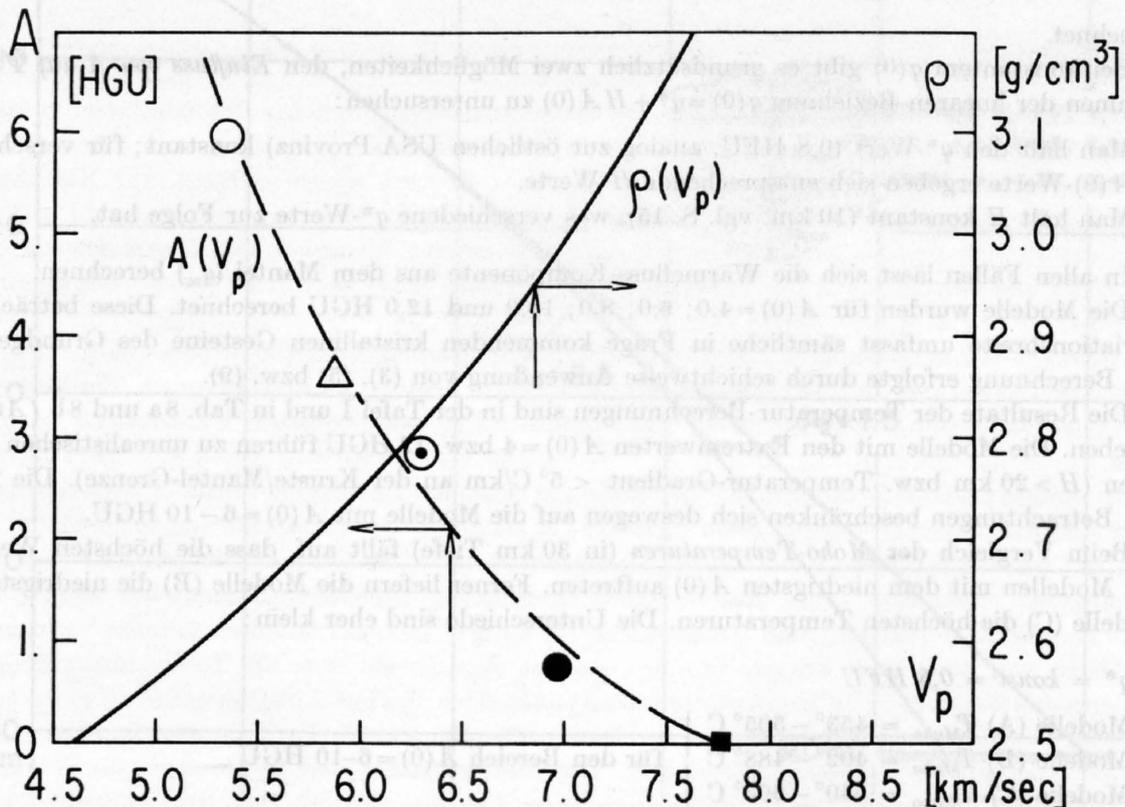


Fig. 12. Der Zusammenhang Wärmeproduktion/Kompressionswellen-Geschwindigkeit für den Geschwindigkeitsbereich der Krustengesteine. Daten aus Tab. 3. ○: Granit, △: Syenit, ⊙: Diorit, ●: Gabbro, ■: Peridotit. Ausgezogene Kurve: NAFE und DRAKESche Beziehung zwischen V_p und ρ .

6.3. EINFLUSS DER WÄRMEPRODUKTION AUF DAS TEMPERATURFELD

Wie eingangs dargelegt wurde, sind für die Berechnung der Temperatur-Tiefen-Funktion $T(z)$ die vier Grössen $q(0)$, K , A und $T(0)$ notwendig. Die Parameter $q(0)$ und $T(0)$ sind an der Erdoberfläche direkt messbar. Für K und A müssen geeignete Modelle angenommen werden, wobei die viel grössere Variationsbreite von A gegenüber den mehr oder weniger konstanten K -Werten (vgl. Abschnitt 6.1.2) berücksichtigt werden muss.

6.3.1. Alpenvorland

Im folgenden soll anhand von einigen Krusten-Modellen das Temperaturfeld im *Alpenvorland* bis zur Moho-Diskontinuität berechnet werden. Als Modelle kommen in Frage:

- (A) 2-Schichten-Modell nach BIRCH et al. (1968)
(Oberkruste: Granit, Unterkruste: Gabbrodiorit)
- (B) 3-Schichten-Modell (Oberkruste: Granit, Mittelkruste: Diorit, Unterkruste: Gabbro)
- (C) exponentielles Modell nach LACHENBRUCH (1970)

Bei allen Modellen wurde mit

$$\begin{aligned} q(0) &= 1,7 \text{ HFU (HÄNEL, 1970)} \\ T(0) &= 10,0^\circ \text{ C (mittlere Jahrestemperatur)} \\ \text{Krustenmächtigkeit} &= 30 \text{ km (vgl. z. B. MAKRIIS, 1971)} \end{aligned}$$

gerechnet.

Bei konstantem $q(0)$ gibt es grundsätzlich zwei Möglichkeiten, den *Einfluss von A auf T(z)* im Rahmen der linearen Beziehung $q(0) = q^* + HA(0)$ zu untersuchen:

1. Man hält den q^* -Wert (0,8 HFU, analog zur östlichen USA-Provinz) konstant; für verschiedene $A(0)$ -Werte ergeben sich entsprechende H -Werte.
2. Man hält H konstant (10 km, vgl. S. 15), was verschiedene q^* -Werte zur Folge hat.

In allen Fällen lässt sich die Wärmefluss-Komponente aus dem Mantel (q_m) berechnen.

Die Modelle wurden für $A(0) = 4,0; 6,0; 8,0; 10,0$ und $12,0$ HGU berechnet. Diese beträchtliche Variationsbreite umfasst sämtliche in Frage kommenden kristallinen Gesteine des Grundgebirges. Die Berechnung erfolgte durch schichtweise Anwendung von (3), (5) bzw. (9).

Die Resultate der Temperatur-Berechnungen sind in der Tafel I und in Tab. 8a und 8b (*Anhang*) gegeben. Die Modelle mit den Extremwerten $A(0) = 4$ bzw. 12 HGU führen zu unrealistischen Resultaten ($H > 20$ km bzw. Temperatur-Gradient $< 5^\circ \text{ C/km}$ an der Kruste/Mantel-Grenze). Die folgenden Betrachtungen beschränken sich deswegen auf die Modelle mit $A(0) = 6 - 10$ HGU.

Beim Vergleich der *Moho-Temperaturen* (in 30 km Tiefe) fällt auf, dass die höchsten Werte bei den Modellen mit dem niedrigsten $A(0)$ auftreten. Ferner liefern die Modelle (B) die niedrigsten, die Modelle (C) die höchsten Temperaturen. Die Unterschiede sind eher klein:

1. $q^* = \text{konst} = 0,8 \text{ HFU}$

$$\left. \begin{aligned} \text{Modelle (A) } T_{\text{Moho}} &= 453^\circ - 505^\circ \text{ C} \\ \text{Modelle (B) } T_{\text{Moho}} &= 402^\circ - 488^\circ \text{ C} \\ \text{Modelle (C) } T_{\text{Moho}} &= 540^\circ - 605^\circ \text{ C} \end{aligned} \right\} \text{ für den Bereich } A(0) = 6-10 \text{ HGU}$$

Eine Extrapolation der Temperaturprofile auf *80 km Tiefe* mit $A(\text{Mantel}) = 0,02$ HGU und $K(\text{Mantel}) = 10,0 \cdot 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ \text{C}$ ergibt *Temperaturen zwischen 700° und 800° C*, was im Einklang steht mit dem Befund von SCHULT (1973) auf Grund der elektrischen Leitfähigkeit.

2. $H = konst = 10 \text{ km}$

Modelle (A) $T_{\text{Moho}} = 415^\circ - 605^\circ \text{ C}$ }
 Modelle (B) $T_{\text{Moho}} = 373^\circ - 550^\circ \text{ C}$ } für den Bereich $A(0) = 6-10 \text{ HGU}$
 Modelle (C) $T_{\text{Moho}} = 518^\circ - 655^\circ \text{ C}$ }

In jedem Fall bleiben die Krusten-Temperaturen unterhalb der Solidus-Kurve der in Frage kommenden Gesteine. Auch partielle Anatexis ist in diesem Bereich unwahrscheinlich. Die recht extreme Ansicht von GIESE (1970), wonach in der Oberkruste des Alpenvorlandes im Tiefenbereich 15–20 km Temperaturen $\geq 600^\circ \text{ C}$ herrschen sollten, wird durch die vorliegenden Resultate widerlegt. Der mögliche Temperaturbereich liegt hier bei 300–400° C.

6.3.2. Alpen (Gebiet der Zentralmassive)

Für die Berechnung des Temperaturfeldes konnten die Eingabe-Parameter, gestützt auf die Erfahrungen mit den Krusten-Modellen des Alpenvorlandes, recht genau festgelegt werden. Einzig die Wärmeproduktion der mittleren Krustenkomponente (Diorit) lässt eine gewisse Variationsbreite (1,5–2,5 HGU) zu. Das Temperaturprofil wurde für ein Modell gerechnet, dessen Mächtigkeiten

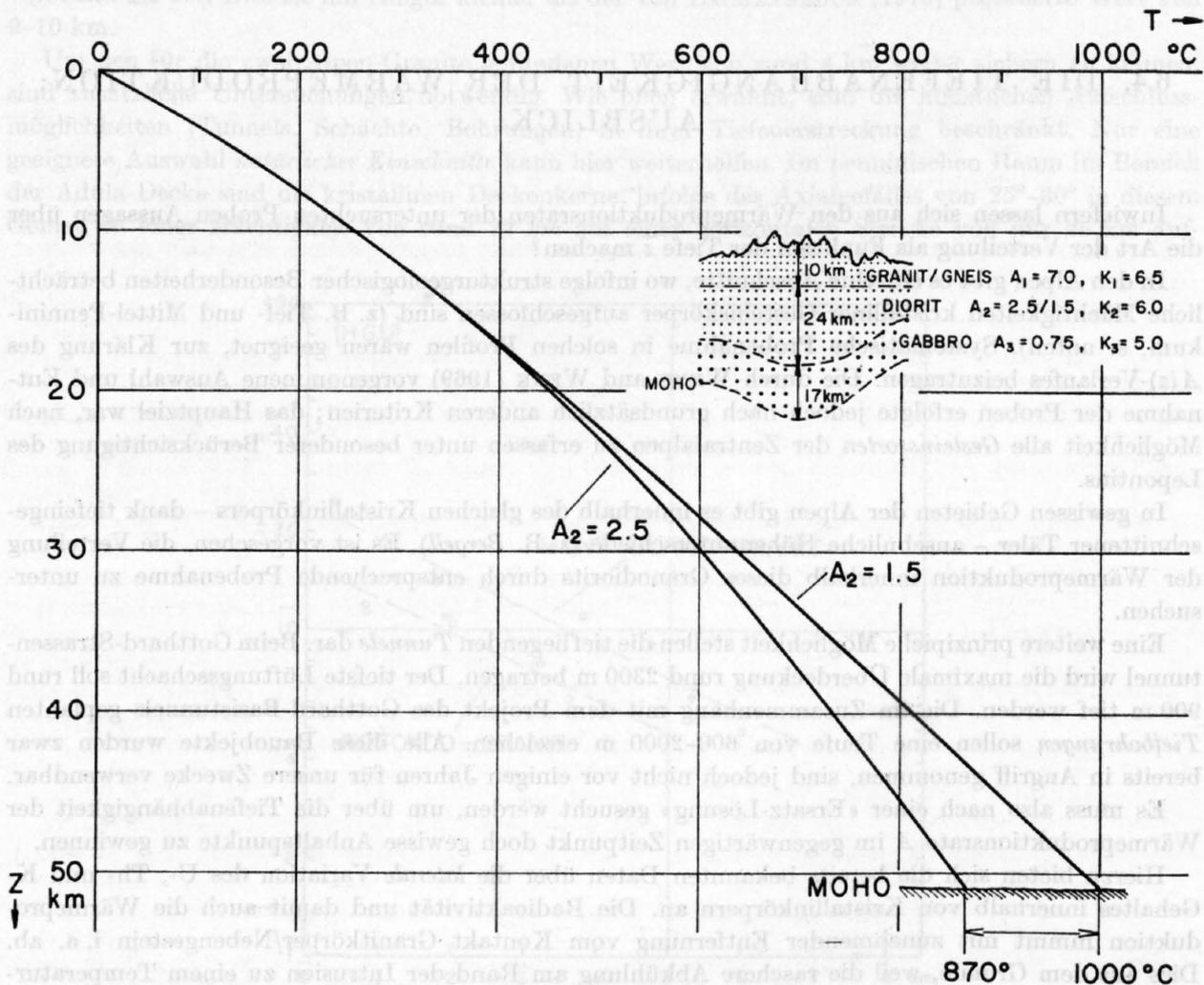


Fig. 13. Die Temperaturen im Untergrund der Alpen (Zentralmassive). Modellparameter A in [HGU], K in $[10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{B}]$. Berechnung mit $q(0) = 2,0 \text{ HFU}$, $T(0) = 0^\circ \text{ C}$.

(s. Fig. 13) gravimetrisch und refraktionsseismisch festgelegt sind (s. z. B. MAKRIIS, 1971). Ferner wurden die folgenden für das Gebiet der *Zentralmassive* zutreffenden Werte verwendet:

$$A(0) = 7,0 \text{ HGU}$$

$$q(0) = 2,0 \text{ HFU (vgl. CLARK and JÄGER, 1969)}$$

$$T(0) = 0,0^\circ \text{ C}$$

Die Berechnung erfolgte auf Grund des Modell-Typs (A); die Annahme einer exponentiell abnehmenden Wärmeproduktion (Modell (C)) der Granitschicht würde Temperaturunterschiede $< 20^\circ \text{ C}$ ergeben.

Die Berechnung mit $A_2 = 1,5$ bzw. $2,5$ HGU ergibt die zwei möglichen Alternativen (Fig. 13). Der Unterschied der Moho-Temperaturen ist $< 15\%$. Der Mantel-Wärmefluss q_m beträgt $0,81$ bzw. $0,57$ HFU, der Temperaturgradient an der Kruste/Mantel-Grenze 16° C/km bzw. 11° C/km .

Die Temperaturen in der *untersten Kruste* erreichen Werte, die einer beginnenden *partiellen Anatexis* in diesem Bereich entsprechen. In der Oberkruste hingegen, wo nach GIESE (1970) zwischen $15\text{--}20$ km Tiefe Temperaturen $> 700^\circ \text{ C}$ vorhanden sein sollten, findet man bloss etwa 400° C , d. h. keine Anzeichen einer Teilaufschmelzung.

Vergleicht man die Temperaturen des Alpenvorlandes und der Alpen in gleicher Tiefe, so findet man Unterschiede in der Grössenordnung von $20\text{--}25\%$.

6.4. DIE TIEFENABHÄNGIGKEIT DER WÄRMEPRODUKTION; AUSBLICK

Inwiefern lassen sich aus den Wärmeproduktionsraten der untersuchten Proben Aussagen über die Art der Verteilung als Funktion der Tiefe z machen?

In den Alpen gibt es einzelne Abschnitte, wo infolge struktureologischer Besonderheiten beträchtliche Mächtigkeiten kristalliner Gesteinskörper aufgeschlossen sind (z. B. Tief- und Mittel-Penninikum, s. unten). Systematische Probenahme in solchen Profilen wären geeignet, zur Klärung des $A(z)$ -Verlaufes beizutragen. Die durch WENK and WENK (1969) vorgenommene Auswahl und Entnahme der Proben erfolgte jedoch nach grundsätzlich anderen Kriterien; das Hauptziel war, nach Möglichkeit alle *Gesteinssorten* der Zentralalpen zu erfassen unter besonderer Berücksichtigung des Lepontins.

In gewissen Gebieten der Alpen gibt es innerhalb des gleichen Kristallinkörpers – dank tiefeingeschnittener Täler – ansehnliche Höhenunterschiede (z. B. *Bergell*). Es ist vorgesehen, die Verteilung der Wärmeproduktion innerhalb dieses Granodiorits durch entsprechende Probenahme zu untersuchen.

Eine weitere prinzipielle Möglichkeit stellen die tiefliegenden *Tunnels* dar. Beim Gotthard-Strassentunnel wird die maximale Überdeckung rund 2300 m betragen. Der tiefste Lüftungsschacht soll rund 900 m tief werden. Die im Zusammenhang mit dem Projekt des Gotthard-Basistunnels geplanten *Tiefbohrungen* sollen eine Teufe von $600\text{--}2000$ m erreichen. Alle diese Bauobjekte wurden zwar bereits in Angriff genommen, sind jedoch nicht vor einigen Jahren für unsere Zwecke verwendbar.

Es muss also nach einer «Ersatz-Lösung» gesucht werden, um über die Tiefenabhängigkeit der Wärmeproduktionsrate A im gegenwärtigen Zeitpunkt doch gewisse Anhaltspunkte zu gewinnen.

Hierzu bieten sich die bereits bekannten Daten über die *laterale* Variation des U-, Th- und K-Gehaltes innerhalb von Kristallinkörpern an. Die Radioaktivität und damit auch die Wärmeproduktion nimmt mit zunehmender Entfernung vom Kontakt Granitkörper/Nebengestein i. a. ab. Dies aus dem Grunde, weil die raschere Abkühlung am Rand der Intrusion zu einem Temperaturgradienten zwischen Kern und Kontakt des Intrusivkörpers führt, unter welchem die recht flüchtigen Bestandteile wie U, Th u. a. vom heisseren Kern zum kälteren Rand hin diffundieren. Die Diffusion

erreicht einen Gleichgewichtszustand, sobald sich ein bestimmtes Konzentrationsgefälle eingestellt hat. Es ist anzunehmen, dass die Radioaktivitätsträger innerhalb der Kruste nach dem gleichen Diffusionsmechanismus verteilt sind.

BUNTEBARTH (1972) hat gezeigt, dass die Lösung der 1. Fickschen Diffusionsgleichung für die Diffusion in der ξ -Richtung lautet:

$$j = -D \left(\frac{\partial c}{\partial \xi} + \kappa \frac{\partial T}{\partial \xi} c \right). \quad (23)$$

Hierin ist j der Diffusionsstrom, D die Diffusionskonstante, c die Konzentration (z. B. des Urans) und T die Temperatur. Für kleines j und konstantes $\frac{\partial T}{\partial \xi}$ hat $c(\xi)$ die Form:

$$c(\xi) = c(0) e^{-\mu \xi}. \quad (24)$$

Dies ist formal identisch mit der von LACHENBRUCH (1968) postulierten exponentiellen Tiefenabhängigkeit (vgl. S. 14).

Gestützt auf die Daten aus RYBACH und HAFNER (1962), RYBACH et al. (1962, 1966), konnte die laterale Variation von A für zwei Granitkörper der Alpen (Rotondo-Granit des Gotthard-Massivs, Mont-Blanc-Granit) berechnet werden. Die Berechnung erfolgte gemäss (11) mit der Annahme einer einheitlichen Dichte von $2,70 \text{ gcm}^{-3}$ (SMITHSON, 1971).

Die Ergebnisse sind in Fig. 14 dargestellt. Beide Geraden ergeben ein logarithmisches Dekrement von rund $4,2 \text{ km}$. Dies ist um einiges kleiner als der von LACHENBRUCH (1970) postulierte Wert von $9-10 \text{ km}$.

Um den für die zwei Alpen-Granite gefundenen Wert von rund 4 km weiter sichern zu können, sind zusätzliche Untersuchungen notwendig. Wie oben erwähnt, sind die künstlichen Aufschlussmöglichkeiten (Tunnels, Schächte, Bohrungen) in ihrer Tiefererstreckung beschränkt. Nur eine geeignete Auswahl natürlicher Einschnitte kann hier weiterhelfen. Im penninischen Raum im Bereich der Adula-Decke sind die kristallinen Deckenkerne, infolge des Axialgefälles von $25^\circ-30^\circ$ in diesem Gebiet, in einer Mächtigkeit von rund 12 km auf einer horizontalen Strecke von nur 25 km auf-

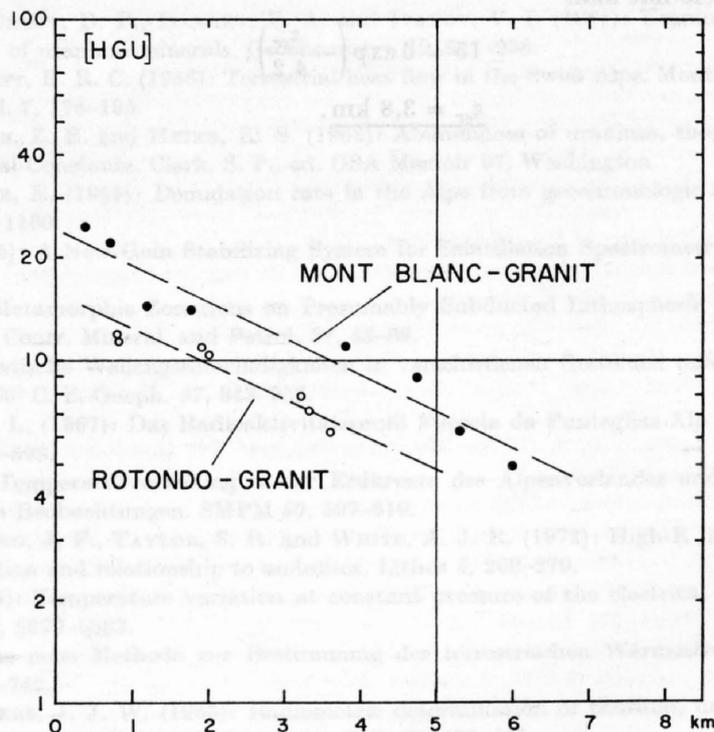


Fig. 14. Exponentielle Abnahme der Wärmeproduktion mit zunehmender Entfernung vom Kontakt Granitkörper/ Nebengestein.

geschlossen (JENNY et al., 1923). Dies ist eine ideale Situation und soll bei späteren Untersuchungen benutzt werden.

Zum Schluss sei noch die *Tiefenerstreckung* des *Rotondogranits* abgeschätzt. Die Tiefe der unteren Begrenzung des Granitstocks sei z^* . Mit exponentiell abnehmender Wärmeproduktion $A(z) = A(0) \exp(-z/H)$ gilt für den Wärmefluss $q(z^*)$ in dieser Tiefe (LACHENBRUCH, 1970, Gleichung 8)

$$q(z^*) = q^* - H A(z^*). \quad (25)$$

Andererseits ist

$$q(z^*) = q(0) - \int_0^{z^*} A(z) dz = q(0) - H[A(0) - A(z^*)]. \quad (26)$$

Aus (25) und (26) ist unter Benützung von (6)

$$q(0) - q^* = H A(0) \left[1 - 2 \exp\left(-\frac{z^*}{H}\right) \right].$$

Daraus

$$z^* = H \ln \frac{2 H A(0)}{H A(0) + q^* - q(0)}.$$

Mit den Werten

$$q(0) = 1,9 \text{ HFU} \quad (\text{CLARK and NIBLETT, 1956}),$$

$$q^* = 1,4 \text{ HFU} \quad (\text{Basin and Range-Provinz, s. S. 15}),$$

$$H = 4,2 \text{ km} \quad (\text{Fig. 14}),$$

$$A(0) = 15,0 \text{ HGU} \quad (\text{Fig. 14}),$$

erhält man

$$z^* = \underline{9,6 \text{ km.}}$$

Unter Annahme einer mehr oder weniger isometrischen Gestalt des *Rotondogranit*-Körpers (das Kartenbild spricht dafür) lässt sich der *Abtragungsbetrag* z_{er} errechnen. Im Zentrum des Granits findet man Wärmeproduktionswerte um 6 HGU, am Rand 15 HGU. Gestützt auf die Diffusionsüberlegungen (Seite 37), dürfte für die – jetzt wegerodierte – Kulminationspartie des Granitkörpers auch der Wert von etwa 15 HGU zutreffen. Im Sinne der exponentiellen Abnahme der Wärmeproduktion mit der Tiefe hat man

$$15 = 6 \exp\left(-\frac{z_{er}}{4,2}\right);$$

daraus ist

$$z_{er} = \underline{3,8 \text{ km.}}$$

7. Literatur

AGU: American Geophysical Union
GSA: Geological Society of America
JGR: Journal of Geophysical Research
GCA: Geochimica et Cosmochimica Acta
SMPM: Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

- ADAMS, J. A. S. and WEAVER, C. E. (1958): Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes - an example of geochemical facies. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists* 42, 387-430.
- ATWATER, T. (1970): Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Bull. GSA* 81, 3513-3536.
- BATEMAN, P. C. and WAHRHAFTIG, C. (1966): Geology of the Sierra Nevada. *In: Geology of Northern California*, Bailey, E. H. ed., California Division of Mines and Geology, *Bull.* 190, 107-172.
- BIRCH, F. (1954): Heat from radioactivity. *In: Nuclear Geology*, Faul, H. ed., 148-174, Wiley & Sons, New York.
- BIRCH, F. (1961): The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. *JGR* 66, 2199-2224.
- BIRCH, F., ROY, R. F. and DECKER, E. R. (1968): Heat flow and thermal history in New York and New England. *In: Studies of Appalachian Geology: Northern and Maritime*, Zen, E., White, W. S., Hadley, J. B. and Thompson, J. B. eds., 437-451. Interscience, New York.
- BIRCH, F. (1969): Density and Composition of the Upper Mantle: First Approximation as an Olivine Layer. *In: The Earth's Crust and Upper Mantle*, Hart, P. J. ed., Geophysical Monograph 13, 18-36, AGU Washington.
- BLACKWELL, D. B. (1971): The Thermal Structure of the Continental Crust. *In: The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust*, Heacock, J. G. ed., 169-183, Geophysical Monograph 14, AGU Washington.
- BOTT, M. H. P. and SMITHSON, S. B. (1967): Gravity investigations of subsurface shape and mass distributions of granitic batholiths. *Bull. GSA* 78, 859-873.
- BOTT, M. H. P. (1971): *The Interior of the Earth*. Edward Arnolds, Ltd., London.
- BRUNÉE, C. and VOSHAGE, H. (1964): *Massenspektrometrie*. Thiemig, München.
- BUNTEBARTH, G. (1972): Modellberechnungen zur Temperaturverteilung in der Erdkruste und im oberen Mantel im Bereich der Alpen und des Alpenvorlandes sowie deren Einfluss auf die Schwere. Diplomarbeit Techn. Univ. Clausthal.
- CHEDRYNTZEV, V. V., ORLOV, D. P., ISABAEV, E. A. and IVANOV, V. I. (1961): Uranium isotopes in nature II. Isotopic composition of uranium minerals. *Geochemistry* 10, 927-936.
- CLARK, S. P. and NIBLETT, E. R. C. (1956): Terrestrial heat flow in the Swiss Alps. *Monthly Notices Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl.* 7, 176-195.
- CLARK, S. P., PETERMAN, Z. E. and HEIER, K. S. (1966): Abundances of uranium, thorium and potassium. *In: Handbook of Physical Constants*, Clark, S. P., ed. GSA Memoir 97, Washington.
- CLARK, S. P. and JÄGER, E. (1969): Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data. *Am. Jour. Sci.* 267, 1143-1160.
- COMUNETTI, A. M. (1965): A New Gain Stabilizing System for Scintillation Spectrometry. *Nucl. Instr. Meth.* 37, 125-134.
- ERNST, W. G. (1971): Metamorphic Zonations on Presumably Subducted Lithospheric Plates from Japan, California and the Alps. *Contr. Mineral. and Petrol.* 34, 43-59.
- FIELITZ, K. (1971): Elastische Wellengeschwindigkeiten in verschiedenen Gesteinen unter hohem Druck und bei Temperaturen bis 750° C. *Z. Geoph.* 37, 943-956.
- FÖHN, P. und RYBACH, L. (1967): Das Radioaktivitätsprofil Fuorela da Punteglia-Alp da Punteglia (Graubünden). *SMPM* 47, 581-598.
- GIESE, P. (1970): Die Temperaturverteilung in der Erdkruste des Alpenvorlandes und der Alpen, abgeschätzt aus tiefenseismischen Beobachtungen. *SMPM* 50, 597-610.
- GULSON, B. L., LOVERING, J. F., TAYLOR, S. R. and WHITE, A. J. R. (1972): High-K diorites, their place in the calc-alkaline association and relationship to andesites. *Lithos* 5, 269-279.
- HAMILTON, R. M. (1965): Temperature variation at constant pressure of the electrical conductivity of periclase and olivine. *JGR* 70, 5679-5683.
- HÄNEL, R. (1970): Eine neue Methode zur Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte in Binnenseen. *Z. Geophys.* 36, 725-742.
- HEIER, K. S. and ROGERS, J. J. W. (1963): Radiometric determination of thorium, uranium and potassium in basalts and in two magmatic differentiation series. *GCA* 27, 137-151.
- HEIER, K. S. and ADAMS, J. A. S. (1965): Concentration of radioactive elements in deep crustal material. *GCA* 29, 53-61.

- HEIER, K. S. and BILLINGS, G. K. (1970): Potassium. *In*: Handbook of Geochemistry. Wedepohl, K. H., ed. Vol. II/2, Springer-Verlag, Berlin.
- HERMANCE, J. F. and GRILLOT, L. R. (1970): Correlation of Magnetotelluric, Seismic, and Temperature Data from Southwest Iceland. *JGR* 75, 6582-6591.
- HORAI, K.-I. and NUR, A. (1970): Relationship among Terrestrial Heat Flow, Thermal Conductivity, and Geothermal Gradient. *JGR* 75, 1985-1991.
- HUGHES, H. (1955): The pressure effect on the electrical conductivity of peridotite. *JGR* 60, 187-198.
- HUNTINGTON, H. B. (1958): The elastic constants of crystals. *In*: Solid State Physics, Seitz, F. and Turnbull, D. eds., vol. 7, Academic Press, New York.
- HURLEY, P. M. and FAIRBAIRN, H. (1953): Radiation damage in zircon: A possible age method. *Bull. GSA* 64, 659-673.
- HYDE, E. K., PERLMAN, I. and SEABORG, G. T. (1964): The Nuclear Properties of the Heavy Elements. II. Detailed Radioactive Properties. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N. J.
- JAEGER, J. C. (1965): Application of the Theory of Heat Conduction to Geothermal Measurements. *In*: Terrestrial Heat Flow. Lee, W. H. K. ed., 7-23, Geophysical Monograph 8, AGU Washington.
- JENNY, H., FRISCHKNECHT, G. und KOPP, J. (1923): Geologie der Adula. *Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, N.F.*, 51. Lfg.
- KENDALL, B. R. F. (1960): Isotopic composition of potassium. *Nature* 186, 225-226.
- LACHENBRUCH, A. H. (1968): Preliminary Geothermal Model of the Sierra Nevada. *JGR* 73, 6977-6989.
- LACHENBRUCH, A. H. (1970): Crustal Temperature and Heat Production: Implications of the Linear Heat-Flow Relation. *JGR* 75, 3291-3300.
- LACHENBRUCH, A. H. (1971): Vertical Gradients of Heat Production in the Continental Crust 1. Theoretical Detectability from Near-Surface Measurements. *JGR* 76, 3842-3851.
- LACHENBRUCH, A. H. and BUNKER, C. M. (1971): Vertical Gradients of Heat Production in the Continental Crust 2. Some Estimates from Borehole Data. *JGR* 76, 3852-3860.
- LABHART, T. P. and RYBACH, L. (1971): Abundance and distribution of uranium and thorium in the syenite of Piz Giuv (Aarmassif, Switzerland). *Chem. Geol.* 7, 237-251.
- LABHART, T. P. und RYBACH, L. (1972): Der Vallorcine-Granit und seine radiometrischen Anomalien. *SMPM* 52, 571-574.
- LAMBERT, I. B. and HEIER, K. S. (1967): The vertical distribution of uranium, thorium and potassium in the Continental Crust. *GCA* 31, 377-390.
- LANDISMAN, M., MUELLER, S. and MITCHELL, B. J. (1971): Review of evidence for velocity inversions in the continental crust. *In*: The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust, Heacock, J. G. ed., 11-34, Geophysical Monograph 14, AGU Washington.
- LEE, W. H. K. (1970): On the global variation of terrestrial heat-flow. *Phys. Earth Planet. Interiors* 2, 332-341.
- LEUTZ, H., SCHULTZ, G. and WENNINGER, H. (1965): Decay of potassium 40. *Z. Physik* 187, 151-172.
- LØVBORG, L. (1972): Applications of Gamma Spectrometry. *In*: Uranium Prospecting Handbook. Bowie, S. H. U., Davis, M. and Ostle, D., eds. Proc. NATO Advanced Study Inst. London.
- MAKRIS, J. (1971): Aufbau der Erdkruste in den Ostalpen aus Schweremessungen und die Ergebnisse der Refraktionseismik. *Hamburger Geophys. Einzelschriften* 15. De Gruyter & Co., Berlin.
- MUELLER, ST. and LANDISMAN, M. (1966): Seismic studies of the earth's crust in continents; Part I: Evidence for a low-velocity zone in the upper part of the lithosphere. *Geophys. J.* 10, 525-538.
- NAFE, J. E. and DRAKE, C. L. (1959): *In*: TALWANI, M., SUTTON, G. A. and WORZEL, J. L.: A Crustal Section across the Puerto Rico Trench. *JGR* 64, 1545-1500.
- NIGGLI, E. (1960): Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. *Rep. Int. Geol. Congr. Kopenhagen, XXI. Session, Pt. XIII*, 132-138.
- NOCKOLDS, S. R. and ALLEN, R., 1953. The geochemistry of some igneous rock series. *GCA* 4, 105-142.
- PARKHOMENKO, E. I. (1967): Electrical Properties of Rocks. Plenum Press, New York.
- POLLACK, H. N. (1965): Steady Heat Conduction in Layered Mediums: The Half-Space and Sphere. *JGR* 70, 5645-5648.
- ROGERS, J. J. W. and ADAMS, J. A. S. (1969): Thorium, Uranium. *In*: Handbook of Geochemistry. Wedepohl, K. H., ed. Vol. II/1, Springer-Verlag.
- ROSHOLT, J. N. (1967): Open system model for uranium series dating of Pleistocene samples. *In*: Radioactive Dating and Methods of Low Level Counting. 299-311. International Atomic Energy Agency, Vienna.
- ROY, R. F. and DECKER, E. R. (1965): Heat flow in the White Mountains, New England. *Trans. AGU* 46, 174-175.
- ROY, R. F., BLACKWELL, D. D. and BIRCH, F. (1968): Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth Planet. Sci. Letters* 5, 1-12.
- ROY, R. F., BLACKWELL, D. D. and DECKER, E. R. (1971): Continental Heat Flow. *In*: The Nature of the Solid Earth. Robertson, E. C., ed. 506-543. McGraw-Hill, New York.
- RYBACH, L. und HAFNER, ST. (1962): Radioaktivitätsmessungen an Gesteinen des St. Gotthard-Profiles. *SMPM* 42, 209-219.
- RYBACH, L., HAFNER, ST. und WEIBEL, M. (1962): Die Verteilung von U-Th, Na, K und Ca im Rotondogranit. *SMPM* 42, 307-320.

- RYBACH, L., VON RAUMER, J. and ADAMS, J. A. S. (1966): A Gamma Spectrometric Study of Mont-Blanc Granite Samples. *PAGEOPH* 63, 153-160.
- RYBACH, L. (1971a): Radiometric Techniques. *In: Modern Methods of Geochemical Analysis*. Wainerdi, R. E. and Uken, E. A., eds. 271-318. Plenum Press, New York.
- RYBACH, L. (1971b): Determination of heat production rates in Alpine rocks. *In: Upper Mantle Project, Final Rept. of Switzerland*. SMPM 51, 567.
- RYBACH, L. (1973): Wärmeproduktionsbestimmungen an Gesteinen der Schweizer Alpen. Habilitationsschrift, Eidgenössische Technische Hochschule Zürich. 95 Seiten. Dep. Hauptbibl. ETH Zürich.
- SCHMUCKER, U. (1969): Geophysical Aspects of Structure and Composition of the Earth. *In: Handbook of Geochemistry*, Wedepohl, K. H., ed. Vol. I, 134-226. Springer-Verlag, Berlin.
- SCHOBER, M. (1971): The electrical conductivity of some samples of natural olivine at high temperatures and pressures. *Z. Geoph.* 37, 282-292.
- SCHULT, A. (1973): The electrical conductivity of minerals and the temperature distribution in the upper mantle (im Druck).
- SCHUSTER, K., MANTHEY, W. und KARL, R. (1965). Geophysikalische Gesteinsparameter Schallgeschwindigkeit, Wärmeleitfähigkeit. *Freib. Forschungsh. C* 197, Leipzig.
- SIMMONS, G. (1967): Interpretation of Heat Flow Anomalies 1. Contrasts in Heat Production. *Rev. Geophys.* 5, 43-52.
- SIMMONS, G. and ROY, R. F. (1969): Heat Flow in North America. *In: The Earth's Crust and Upper Mantle*. Hart, P.-J., ed. 78-81. AGU Geophysical Monograph 13, Washington.
- SMITHSON, S. B. (1971): Densities of metamorphic rocks. *Geophysics* 36, 690-694.
- SOGA, N., KLEMAS, G. H. and HORAI, K.-I. (1972): Thermal Conductivity-Density Relationship for High- and Low-Pressure Polymorphs of Silicates and Germanates. *JGR* 77, 2610-2612
- SWANBERG, C. A. (1972): Vertical Distribution of Heat Generation in the Idaho Batholith. *JGR* 77, 2508-2513.
- THURBER, D. L. (1962): Anomalous $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ in nature. *JGR* 67, 4518-4520.
- TILLING, R. I. D., GOTTFRIED, D. and DODGE, F. C. W. (1970): Radiogenic heat production of contrasting magma series: Bearing on interpretation of heat flow. *Bull. GSA* 581, 1447-1462.
- TRÜMPY, R. (1972): L'évolution de l'orogénèse alpine à la lumière de la stratigraphie et de la tectonique. Vortrag, gehalten an der 47. Jahresversammlung der Schweiz. Naturf. Ges., Luzern.
- WAKITA, H., NAGASAWA, H., UYEDA, S. and KUNO, H. (1967): Uranium, thorium and potassium contents of possible mantle materials. *Geochem. J.* 1, 183-198.
- WENK, E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. SMPM 42, 139-152.
- WENK, H. R. (1964): Wärmeleitungs-messungen an Schweizer Gesteinen. SMPM 44, 89-104.
- WENK, H. R. and WENK, E. (1969): Physical Constants of Alpine Rocks (Density, Porosity, Specific Heat, Thermal Diffusivity and Conductivity). SMPM 49, 343-358.
- WOLLENBERG, H. A. and SMITH, A. R. (1968): Radiogeologic Studies in the Central Part of the Sierra Nevada Batholith, California. *JGR* 73, 1481-1495.
- WOLLENBERG, H. A. and SMITH, A. R. (1970): Radiogenic Heat Production in Prebatholithic Rocks of the Central Sierra Nevada. *JGR* 75, 431-438.
- WOLLENBERG, H. A. and SMITH, A. R. (1972): Geologic factors controlling terrestrial gamma-ray dose rates. *Proc. II. Natural Radiation Environment Symposium, Houston* (im Druck).

Anhang

Zahlenwerte der Temperaturfeld-Modelle

Tabelle 8a. Das Temperaturprofil im *Alpenvorland*, berechnet für verschiedene Krusten-Modelle mit variabler Wärmeproduktion. Berechnung mit $q^* = konst = 0,8$ HFU, $q(0) = 1,7$ HFU, $T(0) = 10,0^\circ\text{C}$. Berechnungsgrundlage s. Text. q_m : Wärmefluss aus dem Mantel

Krustenmodell (vgl. Fig. 13)	A(0) H	[HGU] [km]	4	6	8	10	12
			22,5	15,0	11,25	9,0	7,5
Modell (A)	T (5 km)	[°C]	133	129	125	122	118
	T (10)		241	225	210	199	193
	T (15)		333	298	284	274	266
	T (20)		410	375	335	341	331
	T (25)		482	443	418	401	388
	T (30)		554	505	474	453	438
	q_m	[HFU]	0,69	0,58	0,52	0,49	0,46
Modell (B)	T (5)		—	129	125	122	118
	T (10)		—	225	210	196	186
	T (15)		—	298	273	256	242
	T (20)		—	360	327	305	288
	T (25)		—	426	380	355	335
	T (30)		—	488	423	402	378
	q_m		—	0,60	0,50	0,45	0,41
Modell (C)	T (5)		144	140	137	134	131.
	T (10)		264	253	243	234	226
	T (15)		374	352	334	320	307
	T (20)		475	442	417	397	381
	T (25)		540	526	494	470	452
	T (30)		658	605	567	540	520
	q_m		1,04	0,92	0,86	0,83	0,82

Nissen, E. (1946): Mineralogische und petrographische Untersuchungen in den Schweizer Alpen. Rep. Int. Geol. Congr. Copenhagen, XXI, Session IV, XIII, 121-124.

Neumann, G. B. and Aron, K. (1954): The geothermy of some igneous rocks. *J. Geol.* 62, 103-142.

Radiation, S. L. (1957): Statistical Properties of Neutron Fluxes. Press, New York.

Yelland, H. N. (1963): Steady Heat Conditions in Internal Heaters. The Half-Space and Spher. *JGR* 68, 3633-3644.

Rosen, J. J. W. and Adams, J. A. S. (1969): *Thermal Geology. In: Handbook of Geochronology*, Wedekind, K. H., ed. Vol. II/1, Springer Verlag.

Rosen, J. A. (1967): Open system model for weathering. In: *Journal of Petrology*, 8, 1-14.

Reynolds, R. F. and Dickey, E. R. (1965): Heat flow in the White Mountains. *New England Trans. AGU* 36, 174-175.

Reynolds, R. F., Blackwell, D. D. and Dickey, E. R. (1966): Heat production of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth Planet. Sci. Letters* 1, 1-12.

Reynolds, R. F., Blackwell, D. D. and Dickey, E. R. (1967): Continental Heat Flow. In: *The Nature of the Earth*, Earth-Robertson, K. C., ed. 396-543. McGraw-Hill, New York.

Richter, L. and Harris, St. (1962): Radiometrische Altersbestimmungen an Granitoiden des St. Gothard Massivs. *MNM* 62, 209-218.

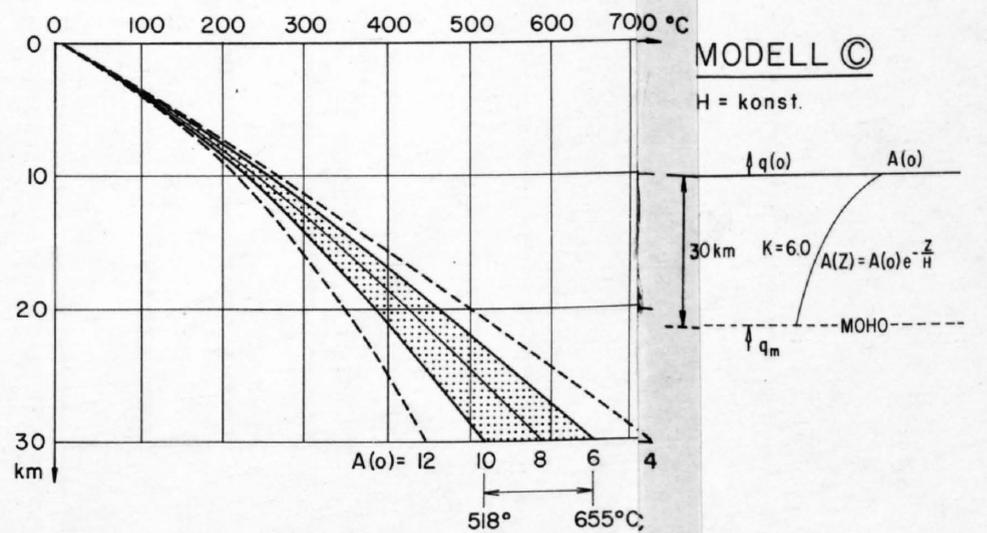
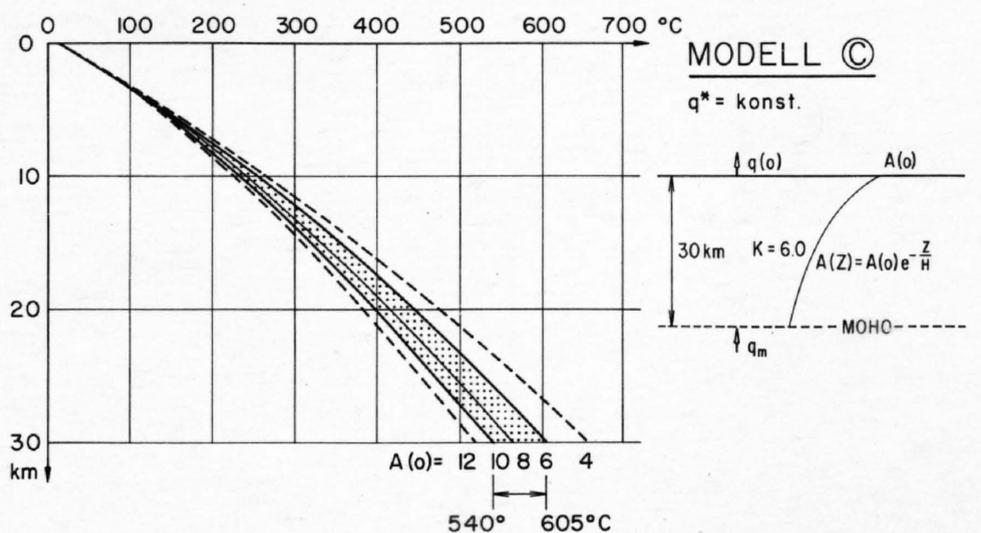
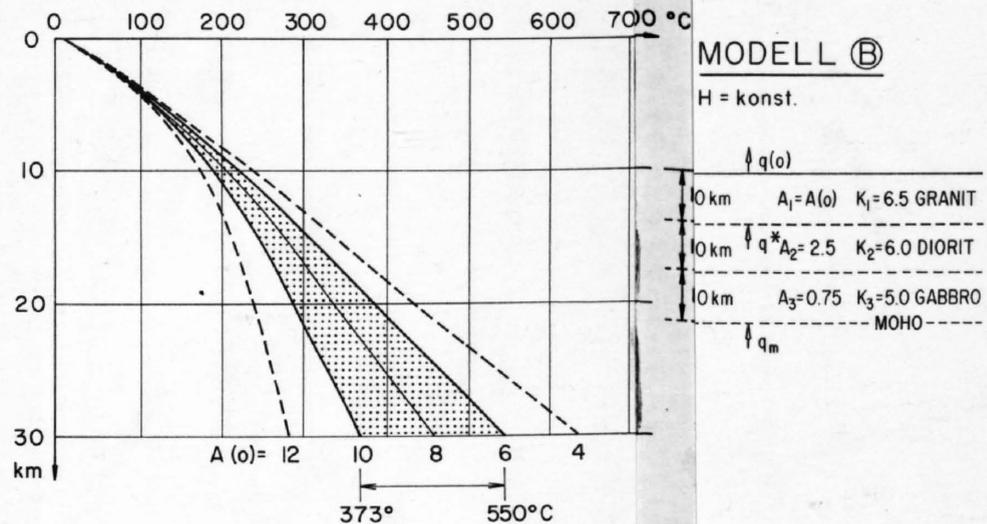
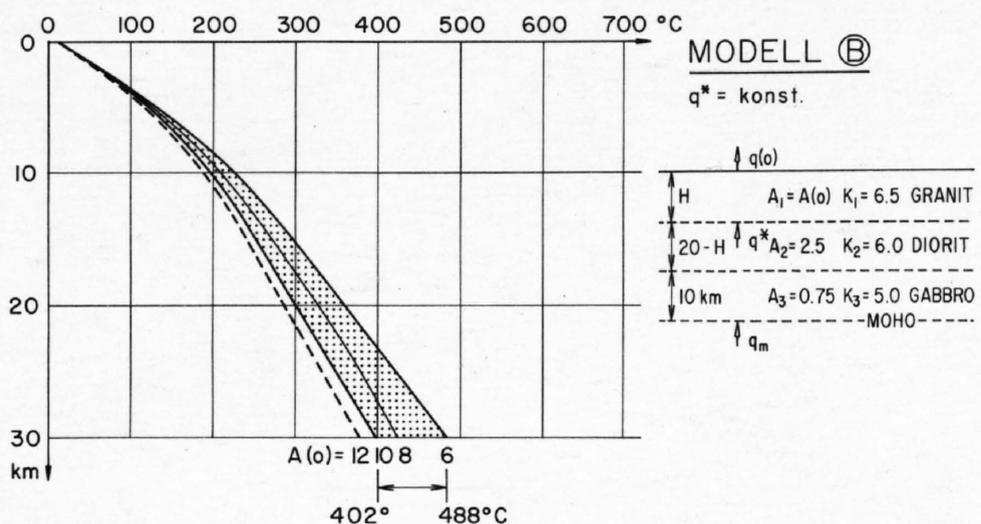
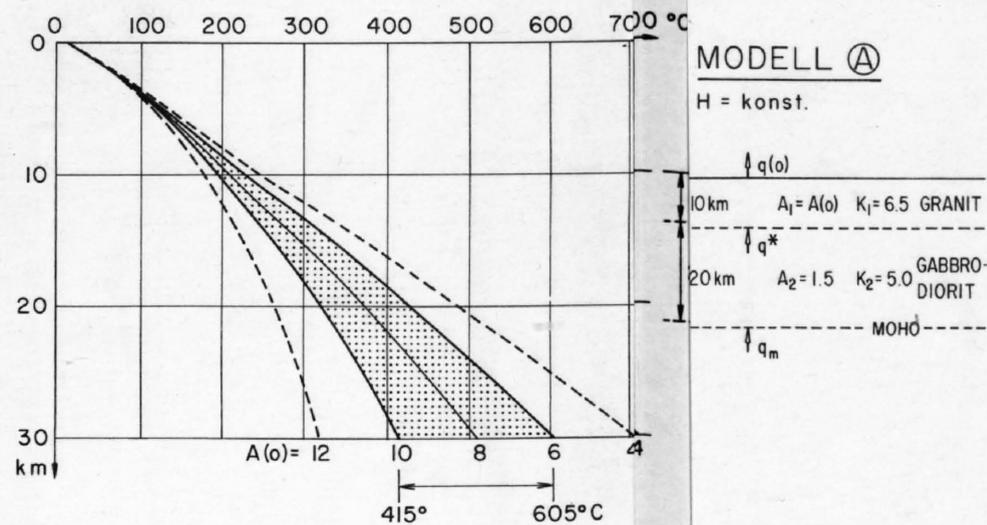
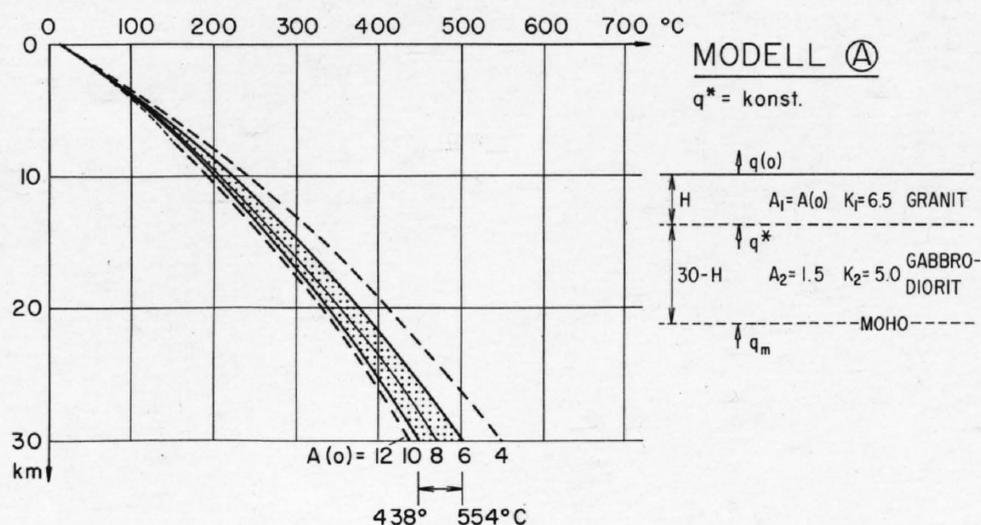
Richter, L., Harris, St. and Wenzel, M. (1962): Die Verhältnisse von U, Th, K und Ca im Brandgraben. *MNM* 62, 307-320.

Tabelle 8b. Temperaturprofil Alpenvorland. Berechnung für die Modelle der Tabelle 8a mit $H = konst = 10 \text{ km}$

Krustenmodell	$A(0)$ q^*	[HGU] [HFU]	4	6	8	10	12
Modell (A)	$T(5 \text{ km})$	[°C]	133	129	125	121	118
	$T(10)$		241	225	210	195	179
	$T(15)$		367	331	296	261	225
	$T(20)$		486	430	375	320	264
	$T(25)$		597	521	446	371	296
	$T(30)$		701	605	510	415	319
	q_m	[HFU]	1,10	0,60	0,40	0,30	0,20
Modell (B)	$T(5)$		133	129	125	122	118
	$T(10)$		241	225	210	195	179
	$T(15)$		344	312	280	248	216
	$T(20)$		437	388	339	290	242
	$T(25)$		540	471	402	334	265
	$T(30)$		639	550	462	373	284
	q_m		0,98	0,78	0,58	0,38	0,18
Modell (C)	$T(5)$		145	141	137	134	130
	$T(10)$		269	257	244	232	220
	$T(15)$		387	363	339	314	290
	$T(20)$		501	463	425	387	350
	$T(25)$		613	560	507	455	402
	$T(30)$		723	655	587	518	450
	q_m		1,32	1,13	0,94	0,75	0,56

Tabelle 9. Das Temperaturprofil im Gebiet der Zentralmassive. Berechnungsgrundlage s. Text

Krustenmodell	A_2	[HGU]	1,5	2,5
Siehe Fig. 14	$T(5 \text{ km})$	[°C]	140	140
	$T(10)$		254	254
	$T(15)$		359	357
	$T(20)$		458	450
	$T(25)$		550	532
	$T(30)$		637	604
	$T(35)$		721	654
	$T(40)$		812	668
	$T(45)$		900	735
	$T(50)$		984	859
	T_{Moho}		1000	870
	q_m	[HFU]	0,81	0,57



TEMPERATURPROFILE IM ALPENVORLAND

BERECHNET AUFGRUND VON VERSCHIEDENEN KRUSTEN - MODELLEN UND MIT VARIABLER WÄRMEPRODUKTION A(o) DER OBERFLÄCHENGESTEINE.

MODELLPARAMETER K IN 10^{-3} cal/cm.sec. °C, A IN HGU.

BERECHNUNG MIT $q(o) = 1.7$ HGU, $T(o) = 10$ °C