
BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Reihe B/Heft 7

von
Hussein El-Ali

Geothermische Modelle für ein Profil zwischen
Südadria und Tyrrhenis



Berlin 1978

Verlag von Dietrich Reimer in Berlin

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Reihe A: Geologie und Paläontologie · Reihe B: Geophysik · Reihe C: Kartographie

D 188

Herausgegeben von geowissenschaftlichen Instituten
der Freien und der Technischen Universität Berlin
und der Technischen Fachhochschule Berlin

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich

© 1978 by DIETRICH REIMER VERLAG IN BERLIN

Berliner geowiss. Abh.	(B)	7	51 S.	20 Abb.,	Berlin 1978
------------------------	-----	---	-------	----------	-------------

Hussein El-Ali
Institut für Geophysikalische Wissenschaften, FU Berlin

**Geothermische Modelle für ein Profil zwischen
Südadria und Tyrrhenis
(DK 550.361.4)**



1978

Verlag von Dietrich Reimer in Berlin

	Zusammenfassung.....	5
	Summary.....	6
1.	EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG.....	7
2.	GEOLOGISCHER ÜBERBLICK.....	8
3.	GEOHERMISCHE PARAMETER.....	9
3.1	Wärmeflußwerte.....	9
3.2	Wärmeproduktion der Gesteine.....	13
3.3	Wärmeleitfähigkeit der Gesteine.....	15
4.	GEOHERMISCHES PROFIL SÜDADRIA - TYRRHENIS.....	18
5.	BEZIEHUNG ZWISCHEN DER WÄRMEPRODUKTION $P(z=0)$ UND DEM WÄRMEFLUß $q(z=0)$	18
6.	STATIONÄRE TEMPERATURVERTEILUNG.....	19
6.1	Theoretische Grundlagen.....	19
6.1.1	Lösung für das Schichten-Modell.....	20
6.1.2	Lösung für das Exponential-Modell.....	20
6.2	Eine Näherungslösung zur Bestimmung des zweidimensionalen Temperaturfeldes.	21
7.	GEOHERMISCHE MODELLE.....	23
7.1	Schichten-Modelle.....	23
7.1.1	Südadria.....	24
7.1.2	Apulien.....	24
7.1.3	Golf von Tarent.....	24
7.1.4	Kalabrien.....	24
7.1.5	Tyrrhenis.....	24
7.2	Exponential-Modelle.....	29
7.3	Temperaturverteilung längs des Profils Südadria - Tyrrhenis.....	29
7.4	Ionisches Meer.....	39
8.	WÄRMETRANSPORT IN DER TYRRHENIS.....	41
8.1	Wärmeleitung und Massentransport.....	41
8.2	Rayleigh-Zahl.....	42
8.3	Erzwungener Massentransport durch Subduktion.....	43
9.	INSTATIONÄRE WÄRMEFLUß.....	45
9.1	Theoretische Grundlagen.....	45
9.2	Konkrete Modelle.....	47
10.	SCHLUßFOLGERUNGEN.....	49
	LITERATURVERZEICHNIS.....	50

Zusammenfassung

Die Bestimmung der Temperaturverteilung in der Erdkruste und im oberen Erdmantel ist von großer Bedeutung für die Behandlung geotektonischer Probleme. In dieser Arbeit wird die Temperaturverteilung längs eines Profils in Süditalien untersucht, das vom Südadriatischen Meer durch Kalabrien zum Tyrrhenischen Meer verläuft. Grundlage für diese Untersuchung bilden eine Anzahl publizierter Wärmeflußwerte und ein refraktionsseismisches Profil. Längs des ausgewählten geothermischen Profils sind die Temperatur-Tiefen-Funktionen für zwei Modelle der Wärmeproduktionsverteilung, Schichten- und Exponential-Modell, für den stationären Zustand berechnet worden. Da die Wärmeproduktion für Granit/Gneis innerhalb weiter Grenzen variiert, wurde die Temperaturverteilung für die Werte 3, 5 und 7 HGU berechnet. Eine Wärmeproduktion von 7 HGU führt hier bei Berechnung nach dem Schichten-Modell ab einer gewissen Tiefe zu negativen Temperaturgradienten, die als unrealistisch angesehen werden müssen. Bei Wärmeproduktionswerten von 3 und 5 HGU dürften Temperaturen zwischen 400°C und 500°C an der Kruste-Mantel Grenze in 30 km Tiefe unter der Südadria und der apulischen Plattform herrschen. Entsprechend ergibt sich für diesen Raum ein Wärmefluß aus dem oberen Mantel von etwa 0,25 bzw. 0,74 HFU. Für den Golf von Tarent und Kalabrien führt bereits die Wärmeproduktion von 5 HGU ab einer gewissen Tiefe zu negativen Temperaturgradienten. Im Golf von Tarent resultiert an der Kruste-Mantel Grenze in 30 km Tiefe eine Temperatur von ca. 300°C und ein Wärmefluß von 0,22 HFU. Die Temperaturberechnung für Kalabrien liefert im Tiefenbereich zwischen 35 und 50 km eine konstante Temperatur von nur 300°C und an der Kruste-Mantel Grenze in 38 km Tiefe einen Wärmefluß von nahezu Null HFU. Aufgrund der seismischen Ergebnisse existiert unter Kalabrien in 30 bis 40 km Tiefe eine deutliche Geschwindigkeitsinversion, die höhere Temperaturen als 300°C erwarten läßt. Daher wird auch für Kalabrien wegen der jungen tektonischen Bewegungen ein einfaches Modell für eine instationäre Verteilung des Wärmeflusses berechnet.

Im Tyrrhenischen Meer ist der Wärmefluß extrem hoch. Die Temperatur beträgt an der Kruste-Mantel Grenze in 11,5 km Tiefe 479°C und es resultiert hier ein anomal hoher Wärmefluß von 2,75 HFU, der auf konvektive Wärmeübertragung im oberen Erdmantel schließen läßt.

Da zwischen Kalabrien und dem Tyrrhenischen Meer ein deutlicher lateraler Temperaturgradient vorhanden ist, erfordert die eindimensional errechnete Temperaturverteilung eine Korrektur. Hierfür wird ein Näherungsverfahren vorgeschlagen, das auf einfache Art und Weise eine Lösung für den zweidimensionalen Fall liefert. Ein Vergleich zwischen dem Ergebnis dieser Näherungsmethode mit dem des Differenzenverfahrens wurde für das geothermische Profil Norwegen-Dänemark durchgeführt. Es ergab sich, daß diese Näherungsmethode eine brauchbare Lösung für den zweidimensionalen Fall bietet, wenn man die relativ große Schwankungsbreite der geothermischen Parameter berücksichtigt. Bei der Anwendung dieser Näherungsmethode sowohl auf das Schichten- als auch auf das Exponential-Modell erkennt man eine deutliche Anhebung der Isotherme, insbesondere unter Kalabrien und dem Golf von Tarent.

Das instationäre Modell für Kalabrien stützt sich auf die Vorstellung, daß eine Gesteinsplatte durch tektonische Prozesse innerhalb kurzer Zeit an ihrer Unterseite einer zusätzlichen Erwärmung unterliegt. Die Rechnung wurde für verschiedene Plattenmächtigkeiten und Zeiten durchgeführt. Bei einer Plattenmächtigkeit von 40 km erhöht sich der Wärmefluß an der Erdoberfläche nach 10 bzw. 20 Millionen Jahren um 0,38 bzw. 0,59 HFU, wenn die Unterseite der Platte eine sprunghafte Erwärmung von 400°C erfährt. Diese Erhöhung ist weniger als die Hälfte des durchschnittlichen kontinentalen Wärmeflusses von etwa 1,3 bis 1,5 HFU.

Ein weiteres geothermisches Problem bietet die Tyrrhenis. Nimmt man an, daß hier 2/3 des gesamten Wärmeflusses, also etwa 1,8 HFU auf Konvektion beruht, so läßt sich durch eine einfache Bilanzbeziehung die minimale Aufstiegsgeschwindigkeit zu 0,15 cm/Jahr abschätzen. Außer-

dem wurde auf der Grundlage eines von ANDREWS und SLEEP entwickelten dynamischen Modells die Geschwindigkeit mit der die Isothermen durch den induzierten Massenstrom angehoben werden, zu 1 cm/Jahr abgeschätzt.

Zur Ergänzung des geothermischen Bildes Süditaliens wurde die Temperaturverteilung unter dem Ionischen Meer berechnet. Es resultiert an der Kruste-Mantel Grenze in 19 km Tiefe eine Temperatur von 240°C und ein Wärmefluß von 0,67 HFU. Abschließend wird die in Süditalien errechnete Temperaturverteilung mit analogen Rechnungen für die Alpen verglichen.

Summary

The determination of temperature distribution in the earth's crust and upper mantle is of great importance for geotectonic problems. The temperature distribution is discussed along a profile in southern Italy, which runs from the Adriatic to the Tyrrhenian Seas. This study is based on published heat flow values and seismic refraction data. The temperature-depth-functions are calculated for layer and exponential models for the heat production assuming a stationary state.

Because of the wide variation of the heat production values for granite rocks, the temperature distribution is determined for the three different values 3, 5 and 7 HGU. In the case of the layered model the heat production of 7 HGU causes a negative temperature gradient in certain depth ranges which seems to be unrealistic. Assuming a heat production of 3 and 5 HGU under the southern Adriatic Sea and Apulien platform, a temperature between 400°C and 500°C can be expected at the crust/mantle boundary at a depth of 30 km. Correspondingly, a heat flow between 0.25 and 0.74 HFU respectively passes the crust/mantle boundary. In the Gulf of Taranto as well as in Northern Calabria a heat production of 5 HGU causes already a negative temperature gradient. A temperature of 300°C and a heat flow of 0.22 HFU prevails at 30 km depth at the crust/mantle boundary. For Calabria, a constant temperature of only 300°C is found for the depth range between 35 and 50 km and consequently a heat flow of nearly zero. A temperature of 240°C connected with a heat flow of 0.67 HFU is also calculated at the base of crust in the Ionian Sea.

Due to the seismic results under Calabria there exists distinct seismic velocity inversion between 30 and 40 km depth indicating a temperature higher than 300°C. Therefore, because of the young tectonics of Calabria, a nonstationary model is also studied.

The Tyrrhenian Sea shows a very high heat flow. The temperature at the crust/mantle boundary at 11.5 km depth is 479°C connected with a high heat flow of 2.75 HFU indicated to convective heat transfer in the upper mantle. Because there is a strong lateral temperature gradient between Calabria and the Tyrrhenian Sea, a two-dimensional approximation method is applied in order to improve the one-dimensional solution. A comparison between the results of this method with those of the difference method shows that this approximation method gives a useful solution for the two-dimensional case, keeping in mind the wide variation of the geothermic parameters.

The nonstationary model is based on the assumption that by tectonic processes the lower boundary of a plate is heated suddenly. The calculation is carried out for different thicknesses and times. An increase of the temperature to 400°C at the subsurface of a 40 km thick plate causes an increase of the heat flow to 0.38 and 0.58 HFU at the surface after 10 and 20 Million years respectively. This increase is less than half of the average continental heat flow of about 1.3 to 1.5 HFU. Due to the high heat flow in the Tyrrhenian Sea, it is assumed that 2/3 of the total heat flow is caused by convection. A simple estimation is used to determine the velocity of the uprising mantle material. It results in 0.15 cm/a. A velocity of 1 cm/a is estimated from a dynamic model proposed by ANDREWS and SLEEP.

1. EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Fast alle Vorgänge und Erscheinungen, die durch endogene Kräfte verursacht werden, beziehen ihre Energie aus geothermischen Prozessen im Erdinnern.

Bei Betrachtungen geotektonischer Fragestellungen kommt demnach der Bestimmung der Temperaturverteilung in der Erdkruste und im oberen Erdmantel eine große Bedeutung zu. Ein offensichtlicher Zusammenhang zwischen Geothermik und Geodynamik ist in jungen Orogenen zu erkennen, da hier charakteristische geothermische Anomalien auftreten. Im Rahmen des Schwerpunktprogrammes der Deutschen Forschungsgemeinschaft "Geodynamik des Mediterranen Raumes" sind auf Geotraversen im Bereich der Alpen, des Apennins und der Helleniden geologische und geophysikalische Untersuchungen durchgeführt worden, um Beiträge zur Struktur und zum Werdegang dieser Orogene zu liefern.

In der vorliegenden Arbeit wird aus dieser komplexen geologisch-geophysikalischen Aufgabenstellung die Geothermik herausgegriffen, um die Temperaturverteilung längs der Geotransverse zu ermitteln, die vom Tyrrhenischen Meer durch Kalabrien zum Ionischen Meer verläuft.

Im Gegensatz zu anderen geophysikalischen Verfahren, die eine direkte Ermittlung bestimmter geophysikalischer Parameter in Abhängigkeit der Tiefe erlauben (z.B. Geschwindigkeit seismischer Wellen, elektrische Leitfähigkeit), existiert für die Geothermik kein analoges Verfahren zur Ermittlung der Temperatur als Funktion von der Tiefe.

Die Bestimmung der Temperatur-Tiefen-Funktion im stationären Zustand basiert auf folgenden Parametern: Wärmefluß an der Erdoberfläche, Verteilung der Wärmeproduktion und der Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit von der Tiefe. Behandelt man instationäre Zustände, dann treten zusätzlich die spezifische Wärme und die Dichte hinzu.

Die für die Temperaturberechnung notwendigen Materialgrößen lassen sich direkt nur an der Erdoberfläche bestimmen, während man die Verteilung mit der Tiefe aus Analogschlüssen, Extrapolationen und anderen geophysikalischen Messungen ermitteln muß. Daher ist aus diesen prinzipiellen Gründen die ermittelte Temperaturverteilung mit einer relativ großen Unsicherheit behaftet, verglichen mit Verteilung anderer geophysikalischer Parameter. Diese Unsicherheit vergrößert sich noch dadurch, daß die wenigen direkt meßbaren Daten selbst eine große Streubreite aufzeigen.

Aus dem süditalienischen Raum zwischen Adriatischem und Tyrrhenischem Meer liegen eine Reihe von Wärmeflußmessungen sowohl auf dem Festland als auch im Meeresbereich vor. In diesem Gebiet sind außerdem Aufbau und Struktur der Erdkruste und des oberen Erdmantels aus geologischen Beobachtungen und seismischen Messungen bekannt. Damit sind die wesentlichen petrographischen und geometrischen Ausgangsparameter zur Aufstellung geothermischer Modelle vorhanden.

Ziel dieser Arbeit ist es, längs eines Profils vom südadriatischen Meer über Apulien, den Golf von Tarent und Kalabrien bis zum Tyrrhenischen Meer die stationäre Temperaturverteilung unter Berücksichtigung der Variationsbreite der thermischen Parameter zu ermitteln.

Außerdem wird aufgrund der jungen nur wenige Jahrmillionen zurückreichenden geologischen Vorgänge in Kalabrien auch ein Spezialfall der instationären Wärmeflußverteilung untersucht. Im Bereich der Tyrrhenis stellt sich außerdem wegen des hohen Wärmeflusses die Frage nach der Art der Wärmeleitung in der Erdkruste und im oberen Mantel.

2. GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Das geothermische Profil quert von NE gegen SW ein junges Orogen vom Vorland bis zum Hinterland. Im einzelnen lassen sich folgende geologische Zonen unterscheiden (Abb. 1):

1. Adriatisches Meer und Apulische Plattform
2. Bradanischer Graben
3. Molise - Zone und Golf von Tarent
4. Kalabrisches Massiv mit seiner sedimentären Bedeckung
5. Tyrrhenisches Meer

Zu 1) Die apulische Plattform wird von ungefalteten mehreren km mächtigen mesozoischen Flachwasserkalken aufgebaut. Die annähernd horizontal liegenden Kalke setzen sich unter der Adria fort, sind dort aber von fast 4 km unverfestigten Sedimenten überdeckt. In der zentralen südlichen Adria ist eine relativ starke Absenkung auffallend.

Zu 2) Aufgrund reflexionsseismischer Messungen kann gesagt werden, daß der geologische Aufbau im Golf von Tarent der streichenden Fortsetzung auf dem Festland entspricht. Der Bradanische Graben ist durch bis zu 6 km mächtige - pleistozäne Tone, Mergel und Sandsteine gekennzeichnet, unter denen aber noch die Kalke der Apulischen Plattform mit unbekannter Mächtigkeit folgen.

Zu 3) Die Molise - Zone und Golf von Tarent ist durch überwiegend tonige mesozoische und tertiäre Sedimente gekennzeichnet, die aufgrund von Tektonik und Sedimentation den ursprünglichen Schichtzusammenhang weitgehend verloren haben. Die Mächtigkeit dürfte wenigstens in der Größenordnung liegen wie im Bradanischen Graben.

Zu 4) Das Kalabrische Massiv ist nur im Osten von einem Saum mesozoischer Sedimente bedeckt. Stark vereinfacht läßt sich das Kalabrische Massiv zweiteilen

1. in einen östlichen Bereich mit alpidisch nicht überprägten variskischen Magmatiten und Metamorphiten,
2. einen Bereich alpidisch geprägter Metamorphite im Nordwesten entlang der tyrrhenischen Küste.

Im zentralen Nordkalabrien stehen heute an der Erdoberfläche Gesteine an, die unter den P, T-Bedingungen der Unterkruste entstanden sein müssen. Da aufgrund geophysikalischer Daten aber hier mit einer Gesamtmächtigkeit der Erdkruste von 40 km zu rechnen ist, muß man hier mit einer tektonischen Krustenverdoppelung während der alpinen-apennin Orogenese rechnen.

Zu 5) Tyrrhenisches Meer - Einen gänzlich anderen Aufbau muß die Tyrrhenis zeigen. Abgesehen von küstennahen Randsenken liegen hier deutlich geringere Sedimentmächtigkeiten als in der Adria und im Ionischen Meer vor. Im zentralen Teil ist unter einer 1-2 km mächtigen Sedimentbedeckung mit einer ozeanischen Kruste zu rechnen. Aufgrund der geringen Sedimentmächtigkeit muß daher mit einer jungen Entstehung dieser ozeanischen Kruste gerechnet werden. SELLI und FABRI (1971) geben aufgrund der Interpretation reflexionsseismischer Profile ein Alter von 4 Millionen Jahren für die Entstehung der Tyrrhenis an.

Ionisches Meer - Ähnlich wie das Tyrrhenische Meer ist auch das Ionische Meer durch ein Schwerehoch charakterisiert. Nach seismischen Messungen ist jedoch mit sehr mächtigen tertiären und mesozoischen Sedimenten zu rechnen. Die gesamte Krustenmächtigkeit beträgt nach HINZ (1974) nur 19 km einschließlich Wasserbedeckung. Die Anlage des Ionischen Meeres muß daher wesentlich älter als die des Tyrrhenischen Meeres sein.



Abb. 1: Geologische Übersichtskarte von Süditalien (nach GÖRLER, 1971)

3. GEOTHERMISCHE PARAMETER

3.1 Wärmeflußwerte

Sämtliche in dieser Arbeit verwendeten Wärmeflußwerte, entnommen aus verschiedenen Publikationen, sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Die geographische Lage der Meßpunkte ist aus Abb. 2 ersichtlich.

Im Südadriatischen Meer wurden an elf Stationen der Temperaturgradient und die Wärmeleitfähigkeit gemessen (LAVENIA, 1967). Der Mittelwert für die Wärmeleitfähigkeit der Sedimente beträgt $2,12 \cdot 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ mit einer Standardabweichung von $\pm 4\%$. Als Mittelwert für den Wärmefluß ergibt sich $(1,32 \pm 0,14) \text{ HFU}^*$ mit einem mittleren quadratischen Fehler des Einzelwertes von $\pm 0,48 \text{ HFU}$. An den hier angegebenen Werte wurden keine Korrekturen angebracht.

* $1 \text{ HFU} = 10^{-6} \text{ cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$

Aus acht Bohrungen im Bradanischen Graben liegen Wärmeflußmessungen von MONGELLI und RICCHETTI (1970) sowie von LODDO und MONGELLI (1975) vor. Hier wurde neben dem Temperaturgradienten auch die Wärmeleitfähigkeit gemessen. Da die Bohrungen in verschiedenen Höhen liegen, war eine topographische Korrektur von $0,49^{\circ}\text{C}$ pro 100 m erforderlich. Aus den vorliegenden acht Werten läßt sich ein Mittelwert für den Wärmefluß von $(1,27 \pm 0,20)$ HFU mit einer Standardabweichung des Einzelwertes von $\pm 0,57$ HFU angeben. Für die Wärmeleitfähigkeit wurden $(3,85 \pm 0,1) \cdot 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ ermittelt. Auf der apulischen Plattform und im Golf von Tarent liegen keine geothermischen Messungen vor.

Die nächsten Wärmeflußwerte liegen an der ionischen Küste Nordkalabriens vor. Hier wurden in drei Bohrungen geothermische Messungen von MONGELLI und LODDO (1973) durchgeführt. Die mittlere Wärmeleitfähigkeit beträgt $3,5 \cdot 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$. Als Mittelwert für den Wärmefluß ergeben sich 1,02 HFU. Wärmeflußkorrekturen wurden nicht angebracht. Im Kristallin Kalabriens selbst fehlen bislang geothermische Messungen.

Im Tyrrhenischen Meer sind an zwölf Stationen geothermische Messungen ausgeführt worden (ERICKSON, 1970). Sämtliche Meßpunkte liegen im Tiefseebereich der Tyrrhenis. Der Mittelwert für den Wärmefluß beträgt $(2,83 \pm 0,31)$ HFU mit einer Standardabweichung des Einzelwärmeflusses von $\pm 1,07$ HFU. Bei einer Sedimentationsrate von 0,01 cm/Jahr ergibt sich ein entsprechend korrigierter Wärmefluß von 3,11 HFU. Die zugehörigen Messungen zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit wurden an Proben durchgeführt. Der Mittelwert beträgt $(2,24 \pm 0,04) \cdot 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ bei einer Standardabweichung der Einzelmessung von $(\pm 0,14) \cdot 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$.

Tabelle 1

Bradaniischer Graben (MONGELLI und RICCHETTI, 1970)

Bohrloch No.	geograph. Breite φ	geograph. Länge λ	Höhe m	Wärmefluß HFU
1	40°48'12"	16°02'56"	314	1,19
2	40°47'18"	16°16'41"	223	2,14
3	40°45'41"	16°17'47"	233	1,89
4	40°41'53"	16°22'57"	153	1,01
5	40°32'15"	16°36'37"	70	1,63
6	40°31'37"	16°28'51"	98	0,965
7	40°22'03"	16°30'23"	75	0,43
8	40°29'43"	16°52'45"	—	0,9

Nordkalabrien (LODDO und MONGELLI, 1973)

S. Demetrio	39°36,6'	16°23,8'	150	1,16
Cutro	39°02,4'	17°02,8'	50	0,85 \pm 0,04
S. Maria	38°52,4'	16°37,3'	90	1,04 \pm 0,08

Südadria (LAVENIA, 1967)

Station	geograph. Breite φ	geograph. Länge λ	Wärmefluß HFU
12	40°14,3'	17°15,4'	1,22
13	42°03,1'	17°45,9'	1,05
14	41°27,0'	18°01,8'	1,24
15	41°30,9'	17°36,0'	1,23
16	41°06,0'	18°03,4'	0,87
17	41°07,3'	18°24,0'	1,05
18	40°31,3'	18°49,4'	1,15
19	40°02,8'	19°07,2'	1,06
7	41°32,2'	17°12,8'	1,19
9	41°06,0'	18°44,0'	2,00
10	41°21,0'	18°42,5'	2,48

Tyrrhenis (ERICKSON, 1970)

CT-17	38°58'	14°11'	3,23 ± 0,33
CT-29	39°20'	13°44'	3,61 ± 0,41
CT-31	39°28'	13°20'	3,23 ± 0,32
CT-32	39°35'	12°53'	2,60 ± 0,26
CT-50	40°28'	12°10'	4,14 ± 0,70
CT-53	40°30'	11°59'	1,38 ± 0,14
CT-54	40°05'	12°11'	3,92 ± 0,58
CT-55	40°21'	11°16'	3,09 ± 0,31
CT-78	39°24'	10°41'	3,04 ± 0,32
CT-79	39°11'	13°00'	3,35 ± 0,34
C9-131	40°19'	12°33'	0,72 ± 0,19
C9-132	40°16'	11°07'	1,55 ± 0,35

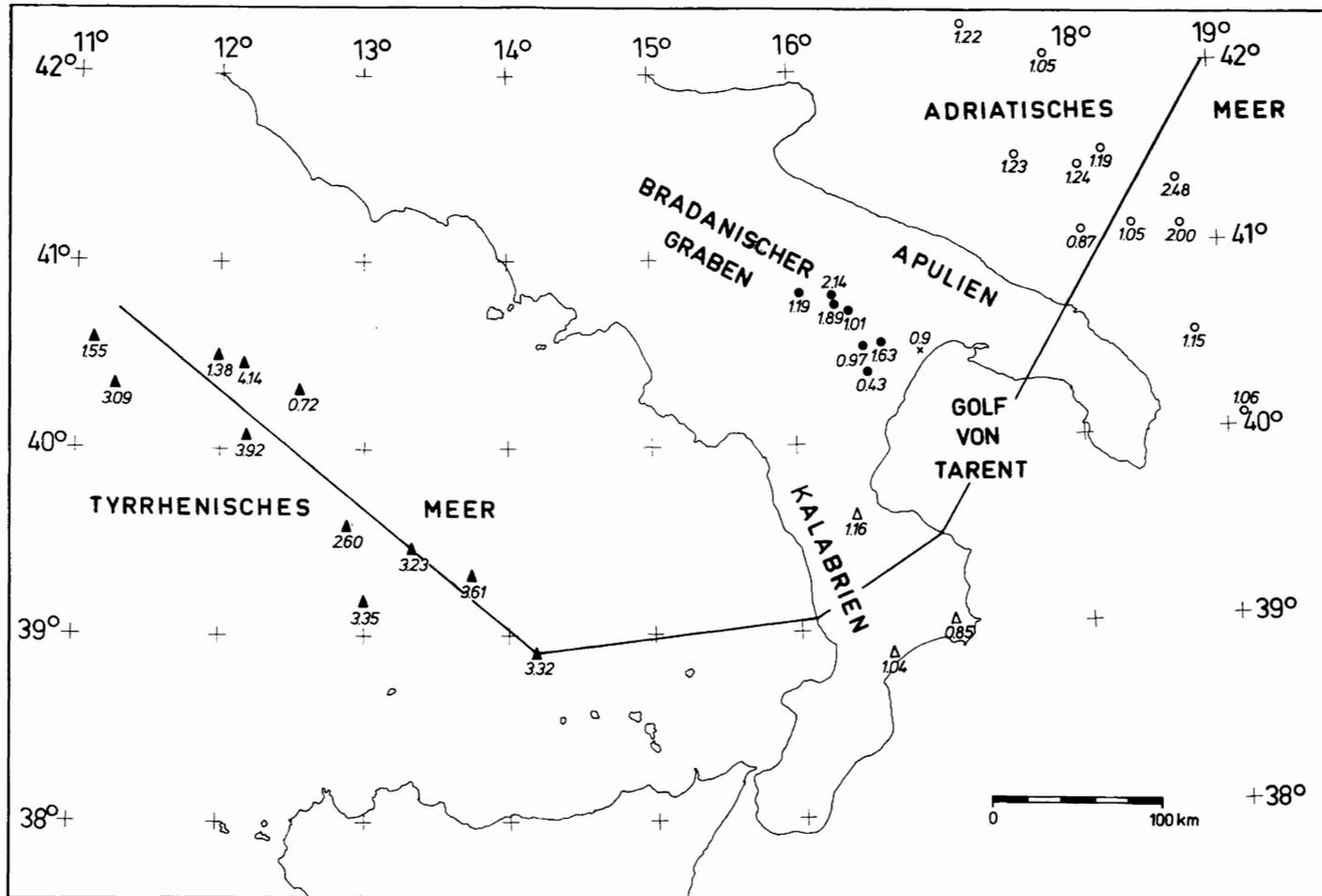


Abb. 2: Lage der geothermischen Meßpunkte, des geothermischen Profils (ausgezogene Linie) und des seismischen Profils (gestrichelte Linie).
 ○ : LAVENIA (1967); ● : MONGELLI und RICCHETTI (1970); x, Δ : LODDO und MONGELLI (1973/75);
 ▲ : ERICKSON (1974); --- : GIESE und MORELLI (1975).

3.2 Wärmeproduktion der Gesteine

Die Verteilung der Wärmeproduktion $P(z)$ in der Erdkruste und im oberen Erdmantel hat einen großen Einfluß auf die zu bestimmende Temperatur-Tiefen-Funktion. Eine direkte Ermittlung der Funktion $P(z)$ ist nicht möglich und man ist daher auf indirekte Verfahren angewiesen.

Die die Erdkruste und den oberen Mantel aufbauenden Gesteinstypen zeigen starke Variationen in der Wärmeproduktion. Die Wärmeproduktion der Gesteine wird durch die radioaktiven Umwandlungen der Elemente Uran, Thorium und Kalium erzeugt. Generell nimmt der Gehalt an radioaktiven Elementen mit steigendem SiO_2 -Gehalt zu. Ausführlich wird dieses Thema von BUNTEBARTH (1975) behandelt.

Bei geothermischen Modellen werden im allgemeinen folgende Gesteinstypen herangezogen:

- a) Sedimente
- b) metamorphe Gesteine
- c) magmatische Gesteine
 - 1. Granit
 - 2. Diorit
 - 3. Gabbro
 - 4. Peridotit

Die von verschiedenen Autoren angegebenen Wärmeproduktionswerte zeigen eine beträchtliche Schwankungsbreite. In der Tabelle 2 sind die gemessenen Wärmeproduktionswerte für verschiedene Gesteinstypen nach ČERMÁK (1974) eingetragen. Abb. 3 zeigt die Variationsbreite der Wärmeproduktion verschiedener Gesteine nach RYBACH (1973).

Sowohl RYBACH (1973) als auch BUNTEBARTH (1975) geben eine Korrelation zwischen der Kompressionswellengeschwindigkeit und der Wärmeproduktion an. Primär wird jedoch die Geschwindigkeit seismischer Wellen durch die in Form von Spurenelementen auftretenden radioaktiven Isotopen nicht beeinflusst.

Tabelle 2

Wärmeproduktion ($10^{-13} \text{ cal cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$) oberflächennaher Gesteine im Böhmischem Massiv nach ČERMÁK (1974).

Gesteinstyp	Anzahl der Proben	Schwankungsbreite	Durchschnitt
Granodiorit	160	3,8-9,1	6,9
Syenit	49	9,2-35,6	14,8
Basalt	63	1,9-3,4	2,2
<hr/>			
Magmatische Gesteine	727		5,9
<hr/>			
Konglomerate	48	0,6-3,6	1,8
Sandstein	314	1,7-4,6	2,9
Grauwacke	225	2,6-4,5	3,7
Ton	170	3,4-8,1	5,7
Schieferton	191	3,0-5,2	4,1
Mergel	71	1,1-2,6	1,9
Kalke	69	0,1-1,1	0,6
<hr/>			
Sedimente	1186		3,4
<hr/>			

Gesteinstyp	Anzahl der Proben	Schwankungsbreite	Durchschnitt
Phyllite	91	1,6-6,1	3,8
Glimmerschiefer	49	2,6-5,9	4,1
Paragneiss	48	2,5-5,2	3,8
Marmor	103	0,3-1,1	0,6
Granulite	58	1,0-2,5	1,9
Amphibolite	94	0,3-2,4	0,6
Serpentinite	21	0,05-0,6	0,2
Magmatite	94	2,3-6,9	4,2
Metamorphe Gesteine	1061		3,1

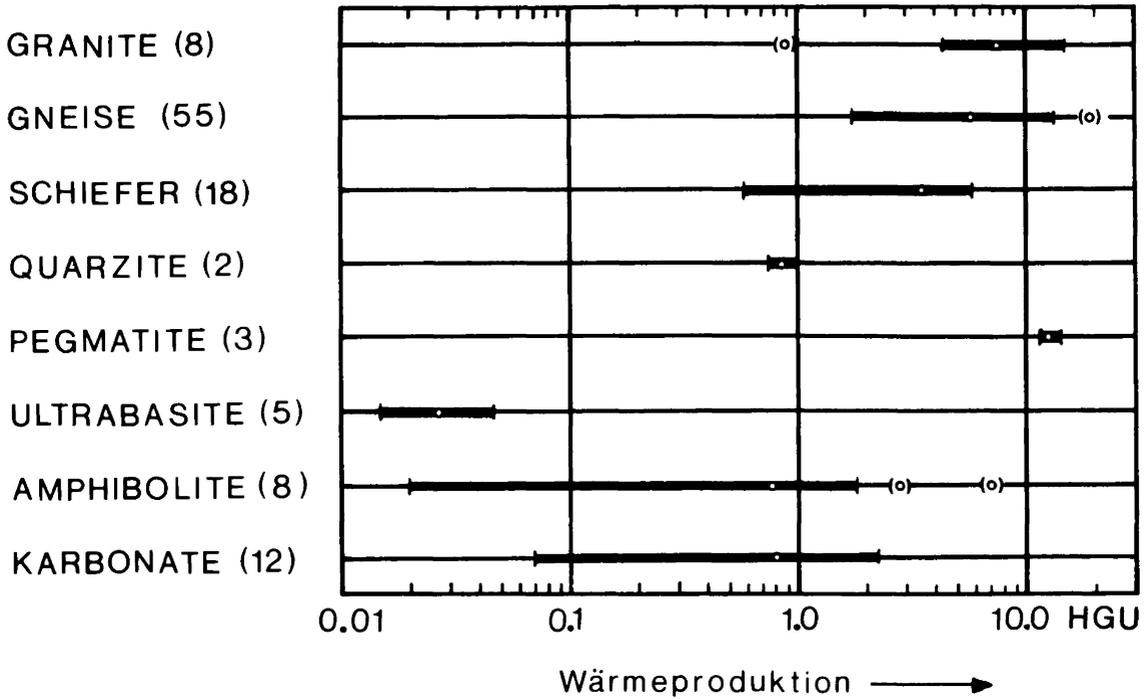


Abb. 3: Variationsbreite der Wärmeproduktion verschiedener Gesteinsgruppen nach RYBACH (1973). Die Ziffern in den Klammern geben die Anzahl der untersuchten Proben an.

Wenn dennoch eine Korrelation zwischen seismischer Wellengeschwindigkeit und Wärmeproduktion besteht, so hat dies allein seinen Grund darin, daß der SiO_2 -Gehalt der Gesteine eine scheinbare Kopplung zwischen diesen beiden an sich unabhängigen Größen übernimmt: mit abnehmendem Kieselsäuregehalt steigt die Geschwindigkeit der seismischen Wellen, während gleichzeitig der Gehalt an radioaktiven Elementen geringer wird. Dieser Zusammenhang gilt für regionale Betrachtungen, was aber nicht ausschließt, daß im einzelnen Handstück (Laborprobe) Abweichungen auftreten.

Aus geologischen und seismischen Beobachtungen ist bekannt, daß der SiO_2 -Gehalt in der Kruste mit der Tiefe abnimmt und im oberen Mantel der Gehalt an radioaktiven Elementen äußerst gering ist. Diese Abnahme läßt sich modellmäßig in verschiedener Weise beschreiben. Stützt man sich bei der Aufstellung eines Modells für die Wärmeproduktion in der Erdkruste auf die in der Seismik übliche Gliederung in homogene Schichten, so führt dies zu einer mit der Tiefe stufenartig abnehmenden Wärmeproduktion. Diese stufenartig abfallende Funktion kann andererseits auch durch eine fallende stetige Funktion von Typ $e^{-\mu z}$ angenähert werden.

LACHENBRUCH (1968), RYBACH (1973) und BUNTEBARTH (1975) führen die exponentielle Verteilung der Wärmeproduktion auf ein Diffusionsmodell der radioaktiven Elemente in der Erdkruste zurück.

3.3 Wärmeleitfähigkeit der Gesteine

Die Wärmeleitfähigkeit ist weit geringeren Schwankungen unterworfen als die Wärmeproduktion da alle Gesteinskomponenten zur Leitfähigkeit beitragen. Bei oberflächennahen Temperaturen liegt die Wärmeleitfähigkeit der verschiedenen Krustengesteine im Bereich von $(5 \text{ bis } 6) \cdot 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$. Werte für die Wärmeleitfähigkeit finden sich bei CLARK (1966) sowie bei KAPPELMEYER und HÄNEL (1974). Im Gegensatz zur Wärmeproduktion läßt sich zwischen sauren, basischen und ultrabasischen Gesteinen kein deutlicher Unterschied bezüglich der Wärmeleitfähigkeit erkennen. Bis zu Temperaturen von 600°C bis 800°C nimmt die Wärmeleitfähigkeit K im allgemeinen ab. Um einen Eindruck von der Größenordnung für den Gradienten $\frac{dK}{dT}$ zu vermitteln sei auf Abb. 4a verwiesen. Im allgemeinen kann die Wärmeleitfähigkeit im Bereich zwischen den oberflächennahen

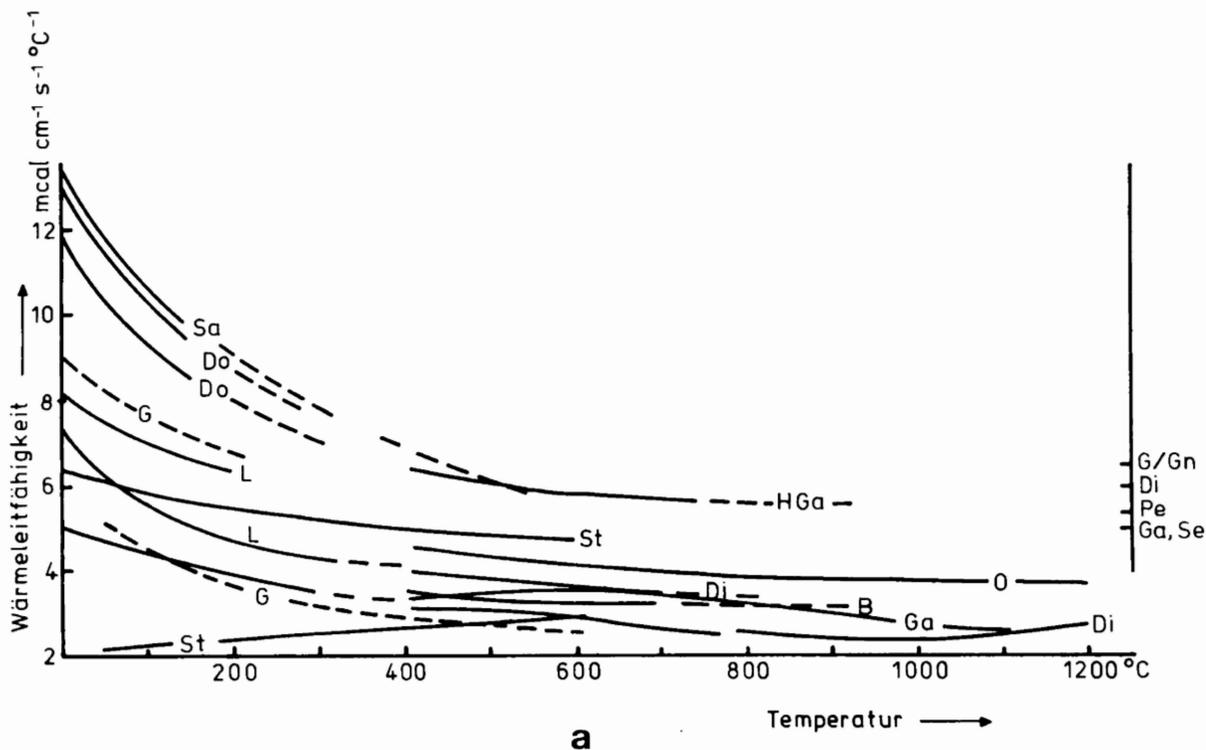


Abb. 4a: Wärmeleitfähigkeit verschiedener Gesteine als Funktion der Temperatur nach HAENEL und ZOTH (1973). Rechts sind die für die verschiedenen Gesteine in dieser Arbeit benutzten Werte eingetragen.
 G/Gn: Granit/Gneis; Di: Diorit; Pe: Peridotit; Ga, Se: Gabbro, Sediment;
 Sa: Quartz-Sandstein; Do: Dolomit; G: Granit; L: Marmor; Sl: Schiefer; HGa: Hornblende-Gabbro; B: Basalt; O: Olivin-haltiges Gestein.

Temperaturen und 700°C bis zu 50% abnehmen. Wie Meßwerte für die Wärmeleitfähigkeit z.B. von CLARK (1966) zeigen, kann innerhalb eines Gesteinstyps diese Größe bis zu 50% schwanken. Variiert man z.B. die Wärmeleitfähigkeit für die Granit/Gneisschicht um nur $\pm 20\%$, so liegen alle die hier benutzten Wärmeleitfähigkeiten in dem Intervall $(6,5 \pm 20\%) 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$. Will man diese Variation bei der Temperaturbestimmung berücksichtigen, so zeigt sich, daß die Temperaturverteilung in der Granit/Gneisschicht sowohl nach dem Schichten-Modell als auch nach dem Exponential-Modell dadurch stärker beeinflußt wird, als durch die Variation der Wärmeproduktion. In den darunter liegenden Schichten überwiegt aber der Einfluß der Variation der Wärmeproduktion auf die Temperaturverteilung. Dieses Ergebnis erhält man durch differenzieren der Gleichungen (5) Seite 20 und (7) Seite 21 nach der Wärmeleitfähigkeit K bzw. der Wärmeproduktion P. Die Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit ist am Beispiel Südadria in den Abbildungen 4b und 4c dargestellt. Zahlenwerte für die berechneten Temperaturen sind in Tabelle 3 eingetragen.

Tabelle 3

Südadria
Schichten-Modell

Wärmeproduktion				Wärmeleitfähigkeit		
P = 5HGU				K = $6,5 \cdot 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$		
Wärmeleitfähigkeit				Wärmeproduktion		
K : $10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$				P : HGU		
Tiefe	5,0	6,5	8,0	3	5	7
km	T°C	T°C	T°C	T°C	T°C	T°C
3,5	105	105	105	105	105	105
8,5	224	197	179	201	197	193
13,5	319	269	239	285	269	254
18,5	388	323	282	357	323	288
23,5	433	357	310	419	357	296
28,5	456	381	333	476	381	286
33,5	472	403	356	535	403	271
39,0	497	428	381	601	428	255

Exponential-Modell

Wärmeproduktion				Wärmeleitfähigkeit		
P = 5HGU				K = $6 \cdot 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$		
Wärmeleitfähigkeit				Wärmeproduktion		
K : $10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$				P : HGU		
Tiefe	5	6	8	3	5	7
km	T°C	T°C	T°C	T°C	T°C	T°C
9,5	226	206	181	210	206	203
14,5	330	292	245	304	292	282
19,5	420	368	302	390	368	350
24,5	502	436	353	469	436	411
29,5	577	496	400	543	496	468
34,5	647	557	444	612	557	521
39,5	714	613	486	677	613	573

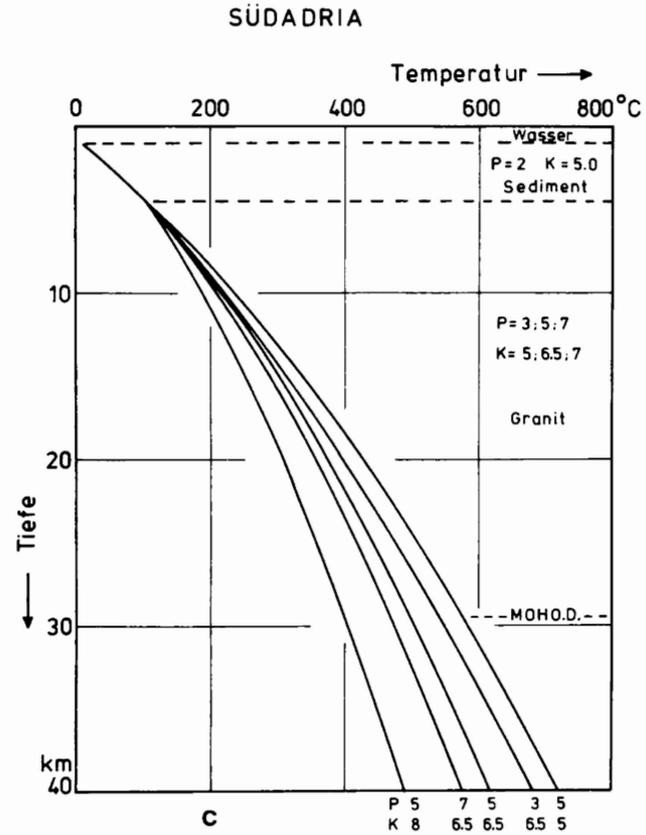
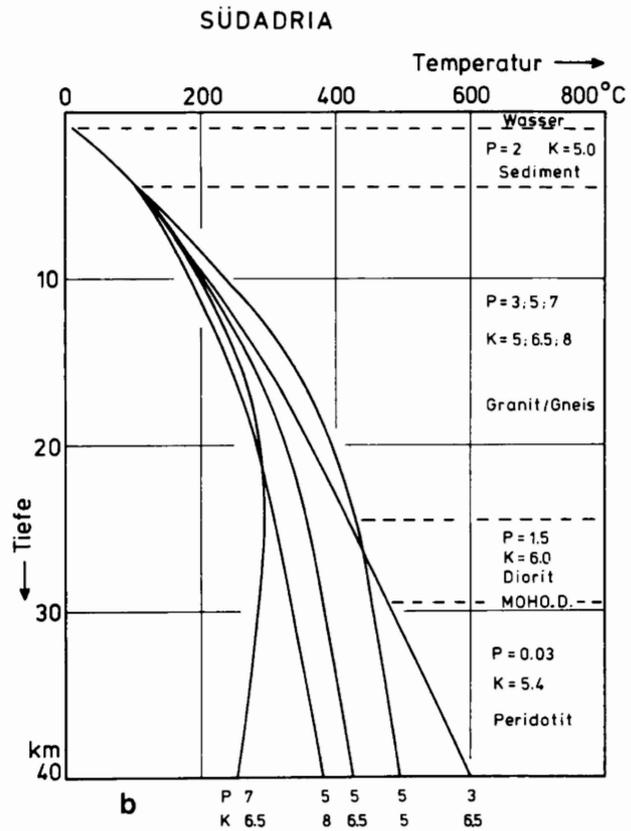


Abb. 4: Temperaturverlauf für den südadratischen Raum bei verschiedenen Wärmeleitfähigkeiten K und verschiedenen Wärmeproduktionswerten P.
 b) Schichten-Modell c) Exponential-Modell.

K : $10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
 P : HGU

Die hier benutzten Werte für die Wärmeleitfähigkeit sind in den entsprechenden graphischen Darstellungen aufgeführt. Für die Berechnung instationärer Zustände wurden einheitlich für die gesamte Kruste folgende Zahlenwerte verwendet:

Wärmeleitfähigkeit: $6,5 \cdot 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$

Temperaturleitfähigkeit: $8,0 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$.

4. GEOOTHERMISCHES PROFIL SÜDADRIA - TYRRHENIS

Die Lage des Hauptteils des hier behandelten geothermischen Profils wird im wesentlichen durch den Verlauf des seismischen Profils durch Apulien und Nordkalabrien bestimmt. Auf der Grundlage der im vorigen Abschnitt beschriebenen Wärmeflußdaten wird längs dieser ausgewählten Linie ein Wärmeflußprofil zusammengestellt (Abb. 2). Hierbei wurden nur diejenigen Meßpunkte berücksichtigt, deren Entfernung von der Geotraverse nicht wesentlich größer ist als die Krustenmächtigkeit in dem jeweilig betrachteten Gebiet. Zur Temperaturberechnung im Südadriatischen Meer wurden somit nur die Stationen 7,9,10,13,14,15,16 und 17 herangezogen und daraus der Mittelwert gebildet.

Im Bradanischen Graben zeigt der Wärmefluß im Mittel eine steigende Tendenz von der Achse des Grabens zum Rand der apulischen Plattform hin an. Obwohl die Bohrungen P2,P3,P4,P5 und P8 nicht auf der apulischen Platte selbst liegen, wurden sie aufgrund dieser Tendenz der apulischen Platte zugeordnet. Für den Golf von Tarent wurde ein Wärmeflußwert aus den Bohrungen P5,P6 und P7, die im zentralen Teil des Bradanischen Grabens liegen, ermittelt.

Für die Temperaturberechnung in Kalabrien wurde ein Mittelwert für den Wärmefluß aus den drei Bohrungen an der ionischen Küste gebildet. Zum Tyrrhenischen Meer hin mußte das geothermische Profil abgeknickt werden, um in den Bereich der Meßstationen zu kommen.

5. BEZIEHUNG ZWISCHEN DER WÄRMEPRODUKTION $P(z=0)$ UND DEM WÄRMEFLUSS $q(z=0)$

Der oberflächennahe Wärmefluß $q(0)$ läßt sich auf zwei Quellen unterschiedlicher Natur zurückführen. Ein Anteil q_1 stammt aus der radiogenen Wärmeproduktion SiO_2 -reicher Gesteine der Oberkruste. Der zweite Teil q^* ist im wesentlichen auf den Wärmefluß aus größerer Erdtiefe zurückzuführen. Der gesamte Wärmefluß durch die Erdoberfläche ist:

$$q(0) = q_1 + q^* \text{ mit}$$

$$q_1 = \int_0^{z^*} P(z) dz; \text{ dabei ist } z^* \text{ die Tiefe der Wärmeflußfläche } q^*.$$

Eine Ursache für die kurzwelligen, lokalen Schwankungen des oberflächennahen Wärmeflusses ist in Änderungen des Gehaltes radioaktiver Elemente in der oberen Kruste zu suchen. Für langwellige, regionale Variationen muß dagegen eine Änderung des Wärmeflusses q^* aus dem oberen Mantel verantwortlich gemacht werden.

Für ein geologisch einheitliches Gebiet stellen ROY et al. (1968) eine lineare Beziehung zwischen dem oberflächennahen Wärmefluß $q(0)$ und der Wärmeproduktion oberflächennaher Gesteine $P(0)$ auf.

$$q(0) = q^* + P(0) \cdot D$$

D hat die Dimension einer Länge. Formal kann aus der obigen Beziehung eine Schichtdecke D abgeleitet werden, die praktisch den Bereich angibt, in dem der Hauptanteil der radioaktiven Elemente enthalten ist. Bezüglich q^* und D haben ROY et al. (1968) sogenannte Wärmefluß-Provinzen definiert. Als Beispiel geben ROY et al. (1968) für Nordamerika drei Provinzen, charakterisiert durch

folgende Werte, an:

- 1) Basin und Range mit $q^* = 1,40$ HFU, $D = 9,4$ km
- 2) Östliche USA mit $q^* = 0,79$ HFU, $D = 7,5$ km
- 3) Sierra Nevada mit $q^* = 0,40$ HFU, $D = 10,1$ km

Im allgemeinen gibt man in der Geothermik zwei Modelltypen für die vertikale Verteilung der Wärmeproduktion an. Neben dem Schichten-Modell erfüllt auch das Exponential-Modell $P(z) = P(o)e^{-z/D}$ von LACHENBRUCH (1968) die lineare Beziehung:

$$\int_0^{z^*} P(z) dz = \int_0^{z^*} P(o)e^{-z/D} dz = P(o) \cdot D \cdot [1 - e^{-z^*/D}]$$

Für $z^* \longrightarrow \infty$ folgt $P(o) \cdot D$, was die lineare Beziehung erfüllen würde.

Benutzt man für z^* einen Wert vergleichbar mit der Krustendicke, so kann man für das Verhältnis z^*/D einen Wert von 2 bis 3 ansetzen. Für den zweiten Term in der Klammer resultiert dann ein Wert 0,14 bzw. 0,05, eine Größe, die vernachlässigbar ist. Daher erfüllt auch das Exponential-Modell in der Praxis die lineare Beziehung.

6. STATIONÄRE TEMPERATURVERTEILUNG

6.1 Theoretische Grundlagen

Alle in der Natur vorkommenden Ausgleichsprozesse lassen sich durch partielle Differentialgleichungen parabolischen Typs beschreiben. Die Wärmeleitung ist ein solcher Ausgleichsprozess (Ausgleich von Temperaturdifferenzen). In festen Körpern mit Wärmequellen wird die Wärmeleitung durch folgende inhomogene partielle Differentialgleichung beschrieben:

$$\frac{\partial T(\vec{r}, t)}{\partial t} = \frac{1}{\rho(\vec{r}, t) \cdot c(\vec{r}, T)} [\nabla(K(\vec{r}, T) \cdot \nabla T(\vec{r}, T)) + P(\vec{r})] \quad (1)$$

Die Lösung dieser Gleichung bei vorgegebenen Anfangs- und Randbedingungen ist im allgemeinen schwierig und sehr aufwendig. Man kann die Differentialgleichung vereinfachen, indem man von einem stationären physikalischen Prozess ausgeht, also $\partial T/\partial t = 0$. Weiterhin wird das Auffinden von Lösungen erleichtert, wenn man die Wärmeleitfähigkeit als konstant ansetzt und den Wärmefluß nur in einer Dimension betrachtet. Dann wird Gleichung (1) zu:

$$\frac{d}{dz} [K \frac{dT}{dz}] = -P(z) \quad (2)$$

Hierin bedeuten:

- T : Temperatur °C
z : Tiefe km
P : Wärmeproduktion $10^{-13} \text{ cal cm}^{-3} \text{ s}^{-1} = 1 \text{ HGU}$
K : Wärmeleitfähigkeit $10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ °C}^{-1}$
ρ : Dichte g cm^{-3}
c : spezifische Wärme $\text{cal g}^{-1} \text{ °C}^{-1}$

$$K \frac{dT}{dz} : = q \text{ Wärmefluß} = 10^{-6} \text{ cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1} = 1 \text{ HFU}$$

Zur Lösung der Differentialgleichung (2) kann jede beliebige Funktion, die die empirisch gefundene lineare Beziehung zwischen Wärmefluß $q(o)$ und Wärmeproduktion $P(o)$ erfüllt, benutzt

werden. Wie im Abschnitt 3.2 erläutert wurde, werden in der Geothermik zwei Modelltypen verwendet, deren Lösungen im folgenden Abschnitt behandelt werden.

6.1.1 Lösung für das Schichten-Modell

Die Temperaturverteilung innerhalb der ersten Schicht ergibt sich aufgrund folgender Beziehung:

$$T(z) = T(z_0) + \frac{q(z_0)}{K_1} z - \frac{P_1}{2K_1} z^2 \quad \text{für } z_0 \leq z \leq z_1 \quad (3)$$

In dieser Beziehung treten folgende Größen auf:

- $T(z_0)$: Temperatur an der oberen Grenze der ersten Schicht
- $q(z_0)$: Wärmefluß durch die obere Grenze der ersten Schicht
- K_1, P_1 : Wärmeleitfähigkeit, Wärmeproduktion der ersten Schicht
- z : Variable, bis zu der man die Temperatur in der ersten Schicht berechnet.

Die Temperaturverteilung in der zweiten Schicht erhält man, indem man in die obige Gleichung die entsprechenden Größen für die zweite Schicht einsetzt.

$$T(z) = T(z_1) + \frac{[q(z_0) - P_1 z_1] (z - z_1)}{K_2} - \frac{P_2 (z - z_1)^2}{2K_2} \quad \text{für } z_1 \leq z \leq z_2 \quad (4)$$

mit $T(z_1)$ aus Gleichung (3) für $z = z_1$.

Analog ergibt sich die Lösung für die dritte Schicht:

$$T(z) = T(z_2) + \frac{[q(z_0) - \{P_1 z_1 + P_2 (z_2 - z_1)\}] (z - z_2)}{K_3} - \frac{P_3 (z - z_2)^2}{2K_3} \quad \text{für } z_2 \leq z \quad (5)$$

Prinzipiell läßt sich diese Lösungsmethode auf den n-Schichtenfall erweitern.

Für die n-te Schicht ergibt sich nach POLLACK (1965) die folgende Formel:

$$T_n = T(z_0) + \sum_{i=1}^n \left\{ \frac{z_i - z_{i-1}}{K_i} \cdot [q(z_0) - \sum_{j=1}^{i-1} P_j (z_j - z_{j-1})] - P_i \frac{(z_i - z_{i-1})^2}{2K_i} \right\} \quad (6)$$

6.1.2 Lösung für das Exponential-Modell

Für dieses Modell wird angenommen, daß der Gehalt an radioaktiven Elementen mit der Tiefe exponentiell abnimmt.

$$P(z) = P(0) e^{-z/D} \quad 0 \leq z \leq z^*$$

Setzt man diese Beziehung in Gleichung (2) ein, so ergibt sich durch einmalige Integration folgender Ausdruck:

$$q(z^*) = q(0) + P(0) \cdot D \cdot [e^{-z^*/D} - 1]$$

Für $z^* = z_m$ = Tiefe bis zur Grenze Kruste-Mantel folgt daraus:

$$q(z_m) = q(0) + P(0) \cdot D \cdot [e^{-z_m/D} - 1] \quad , \text{ d.i. der Wärmefluß aus dem oberen Mantel}$$

Da aber $q(z^*) = q^* + P(z^*) \cdot D$ der Wärmefluß ist, der an der unteren Grenze z^* herrscht, so folgt durch nochmalige Integration für die Temperatur an der Stelle $z^* = z$ die folgende Formel:

$$T(z) = T(0) + \frac{q^*}{K} z + \frac{P(0) \cdot D^2}{K} \cdot [1 - e^{-z/D}]. \quad (7)$$

6.2 Eine Näherungslösung zur Bestimmung des zweidimensionalen Temperaturfeldes

Die bisherigen Erläuterungen beziehen sich auf die eindimensionale analytische Lösung der Wärmeleitungsgleichung unter bestimmten Voraussetzungen hinsichtlich des Aufbaus der Erdkruste und der Verteilung der geothermischen Parameter. Zur Lösung der zweidimensionalen Aufgabe kann die Differentialgleichung der Wärmeleitung durch eine Differenzgleichung angenähert werden. Das gewonnene Gleichungssystem kann durch verschiedene Verfahren, wie z.B. bei SCHEUCH (1974), BUNTEBARTH (1975) und BALLING (1976) beschrieben, gelöst werden. Solche Iterationsverfahren benötigen lange Rechenzeiten, insbesondere, wenn es sich um große und engmaschige Netze handelt.

Hier wird, ausgehend von der eindimensionalen Lösung, eine einfache Näherungslösung des zweidimensionalen Problems beschrieben, die für viele Fälle der Praxis gute Dienste leisten kann. Zu diesem Zweck rechnet man wie üblich den eindimensionalen Temperaturverlauf für beliebige Temperatur-Tiefen-Profile eines Areals. Verbindet man die Tiefen gleicher Temperatur linear miteinander, so bekommt man eine grobe Näherung für den Verlauf der betreffenden Isotherme. Dadurch wird die Homogenität bzw. die Inhomogenität des Temperaturfeldes in lateraler Richtung deutlich.

Bei der Anwendung des Differenzenverfahrens auf ein konkretes Modell geht man davon aus, daß am rechten und linken Rand des betrachteten Profilabschnittes der horizontale Temperaturgradient verschwindet. Bei der hier vorgeschlagenen Näherungslösung wird von der gleichen Vorstellung ausgegangen.

Eine gerade Verbindung zwischen den Randpunkten gleicher Temperatur liefert bereits einen groben Verlauf der Temperatur. Da an den Randpunkten der horizontale Temperaturgradient stetig und gleich Null ist, liegt auf der einen Seite die wahre Isotherme unterhalb dieser Verbindungsgeraden, auf der anderen Seite dagegen oberhalb dieser Geraden Abb. 5. Daher muß die wahre Iso-

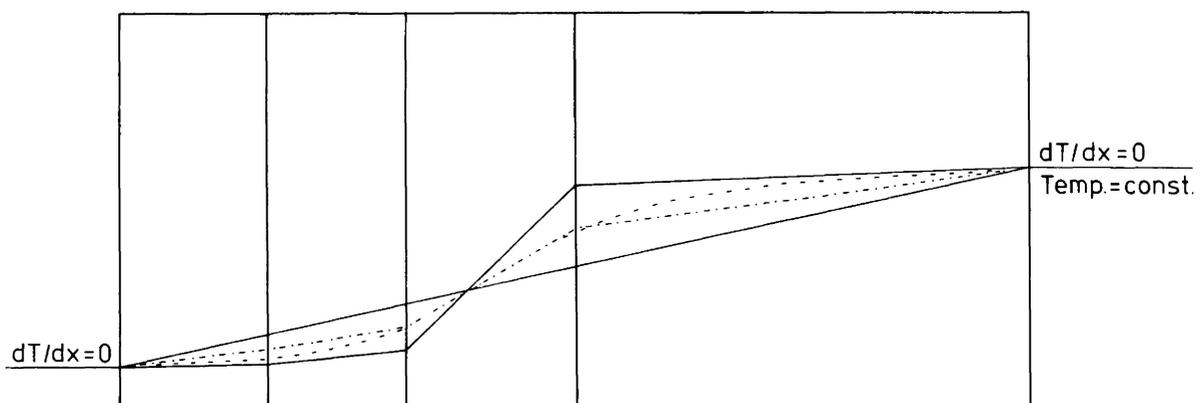


Abb. 5: Geometrische Konstruktion der Näherungsmethode zur Lösung des zweidimensionalen Temperaturfeldes (gestrichelte ist die wahre, strichpunktierte ist die ermittelte Isotherme).

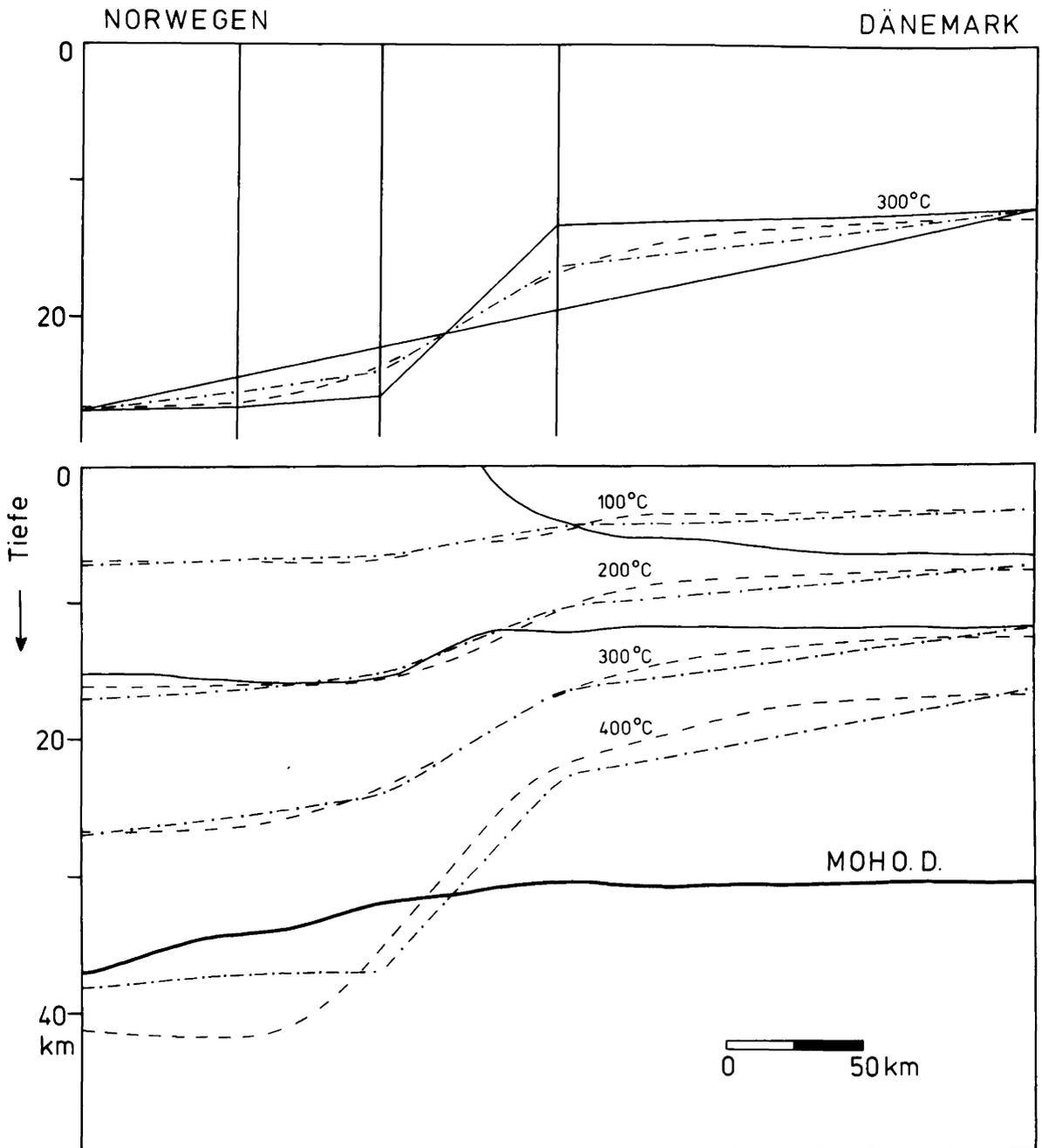


Abb. 6: (Oben) detaillierte Konstruktion für die 300°C Isotherme, (unten) Vergleich zwischen den Isothermen nach BALLING (1976) (gestrichelt) und den näherungsweise ermittelten (strich-punktiert).

therme die Verbindungsgerade wenigstens einmal schneiden. Die durch die eindimensionale Rechnung gewonnene Isotherme schneidet im allgemeinen die Verbindungsgerade ebenfalls einmal.

Aufgrund von Modellrechnungen mit einem plausiblen lateral inhomogenen Krustenmodell von BALLING (1976) zeigt sich, daß der Schnittpunkt zwischen der tatsächlichen Temperaturisolinie (Differenzenverfahren) und der Verbindungsgeraden praktisch die gleiche Lage hat, wie der zwischen der eindimensionalen Temperaturkurve und der Verbindungsgeraden. In dem konkreten Modell der Abb. 6 ist der Lageunterschied beider Schnittpunkte in horizontaler Richtung nicht größer als 20 km, in vertikaler nicht größer als 2 km. Durch die beiden festen Randpunkte und den näherungsweise ermittelten Schnittpunkt wird eine Approximation zur wahren Isotherme durch das arithmetische Mittel zwischen der Verbindungsgeraden und der eindimensionalen Isotherme gewonnen. Wie der obere Teil der Abb. 6 zeigt, verschieben sich auf der einen Seite die Punkte der eindimensionalen Isotherme nach unten, auf der anderen Seite dagegen nach oben. Die gemittelte Kurve zeigt einen flacheren Verlauf als die eindimensionale.

Eine derartige Approximation ist durchaus vertretbar, wenn man bedenkt, daß in einem Untersuchungsgebiet im allgemeinen die Meßpunktdichte für die geothermischen Parameter gering ist und daß die gemessenen Werte selbst eine große Schwankungsbreite aufweisen. Diese einfache Approximation läßt sich im Vergleich zum aufwendigen Differenzenverfahren leicht durchführen. Ein quantitativer Vergleich an einem konkreten Modell zwischen dem Ergebnis des Differenzenverfahrens und dem oben genannten Verfahren zeigt die Abb. 6. Hier wird eine von BALLING (1976) publizierte Temperaturverteilung zwischen Norwegen und Dänemark (Modell A) verwendet, die aufgrund unterschiedlicher Wärmeflußwerte große horizontale Temperaturgradienten aufweist. Der obere Teil der Abb. 6 zeigt die detaillierte Konstruktion für die 300°C Isotherme. Im unteren Teil ist der Vergleich zwischen den Isothermen nach BALLING (gestrichelt) und den näherungsweise ermittelten (strich-punktiert) dargestellt. Die geringen Abweichungen der Isothermen an den Rändern ist darauf zurückzuführen, daß einige Parameter aus Diagrammen mit geringer Ablesungsgenauigkeit entnommen werden mußten. Dieses konkrete Beispiel zeigt, daß die beschriebene Näherungsmethode eine deutliche Verbesserung gegenüber der eindimensionalen Lösung bietet. Aus Abb. 6 ist ersichtlich, daß diese Näherungsmethode eine brauchbare Lösung für den zweidimensionalen Fall bietet, wenn man die relativ große Schwankungsbreite der geothermischen Parameter berücksichtigt.

7. GEOOTHERMISCHE MODELLE

7.1 Schichten-Modelle

Im folgenden wird für das Profil zwischen der südlichen Adria und der Tyrrhenis die Temperatur-Tiefen-Funktion für fünf Regionen mit unterschiedlichem geologischen Aufbau berechnet. Der für diese Berechnung verwendete Krustenschnitt ist im Abschnitt 2 beschrieben worden. Erläuterung für die Wärmeflußwerte befinden sich in den Abschnitten 3.1 und 4.

Die in der Literatur veröffentlichten Wärmeproduktionswerte für Gneise und Granite schwanken zwischen 2 und 12 HGU (ČERMÁK, 1974 und RYBACH, 1973). Um die Abhängigkeit der Temperaturverteilung von der Wärmeproduktion zu zeigen, sind für die obere Kruste die Werte 3, 5 und 7 HGU gewählt worden. Hohe Wärmeproduktionswerte führen hier für das Schichten-Modell in jedem Fall von einer gewissen Tiefe an zu einer Temperaturabnahme. Eine Abnahme der Temperatur mit der Tiefe kann in Gebieten vorkommen, in denen durch tektonische Prozesse eine Temperaturinversion verursacht ist. Die Überlagerung von heißem Material auf kaltes führt zu einer instationären Temperaturverteilung, so daß Wärme auch in der vertikalen Richtung fließt. An der Stelle $dT/dz=0$ herrscht in der Erdkruste und im oberen Erdmantel kein thermisch stabiler Zustand. Da aber die Erdkruste in den Gebieten Südadria, Apulien und Golf von Tarent in sich seit ca. zweihundertmillionen Jahren tektonisch nicht beansprucht wurde, ist hier eine solche Temperaturinversion auszuschließen. Wird dennoch bei der Annahme einer stationären Temperaturverteilung

rechnerisch ein negativer Temperaturgradient in der vertikalen Richtung erhalten, so kann das nur durch eine hohe Wärmeproduktion in der Granitschicht und/oder durch deren große Mächtigkeit verursacht werden. Die nach dem Stufen-Modell berechneten geothermischen Modelle führen für 7 HGU in der Granitschicht zur Abnahme der Temperatur mit der Tiefe. Für alle betrachteten Regionen ist die Berechnung sowohl auf der Grundlage des Schichten- als auch des Exponential-Modells durchgeführt worden. Für die Temperatur an der Erdoberfläche werden 10°C für alle die hier berechneten geothermischen Modelle angenommen.

7.1.1 Südadria

Abbildung 7 zeigt die Temperaturverteilung für den südadriatischen Raum nach dem Schichten-Modell. Hierbei fällt sofort auf, daß die Kurve mit $P(o) = 7 \text{ HGU}$ zu negativen Temperaturgradienten führt, d.h. die tatsächliche Wärmeproduktion muß geringer sein. An der Grenze Kruste-Mantel in 30 km Tiefe kann man mit Temperaturen von 400°C bis 500°C rechnen. Es resultiert an dieser Grenze ein Wärmefluß $q(z=30 \text{ km})$ aus dem oberen Mantel von 0,65 HFU für $P(o) = 3 \text{ HGU}$ und 0,25 HFU für $P(o) = 5 \text{ HGU}$. Zahlenwerte für die berechneten Temperaturen sind in Tabelle 4 eingetragen.

7.1.2 Apulien

Abbildung 8 zeigt den Temperaturverlauf unter der apulischen Plattform. Die Wärmeproduktion von 7 HGU für granitische Gesteine führt hier auch in 30 km Tiefe zum negativen Temperaturgradienten. Da die Existenz eines negativen Wärmeflusses in der Erde physikalisch nicht sinnvoll ist, muß die Wärmeproduktion in Apulien geringer als 7 HGU sein. An der Grenze Kruste-Mantel in 30 km Tiefe dürften Temperaturwerte zwischen 400°C und 500°C herrschen. An dieser Grenze ergeben sich für den Wärmefluß die Werte 0,74 HFU für $P(o) = 3 \text{ HGU}$ und 0,28 HFU für $P(o) = 5 \text{ HGU}$. Zahlenwerte für die berechneten Temperaturen finden sich in Tabelle 4.

7.1.3 Golf von Tarent

In Abbildung 9 ist der Temperaturverlauf für den Golf von Tarent bei Wärmeproduktionen von 5 und 3 HGU dargestellt. In dieser Region führt bereits $P(o) = 5 \text{ HGU}$ zu einem negativen Temperaturgradienten wie die entsprechende Kurve der Abb. 9 zeigt, d.h. die Wärmeproduktion für die Granit/Gneis-Schicht muß geringer als 5 HGU sein. An der Grenze Kruste-Mantel ergeben sich Temperaturen von ca. 300°C . Der berechnete Wärmefluß q_m in 30 km Tiefe beträgt 0,22 HFU für $P(o) = 3 \text{ HGU}$ und die berechneten Temperaturwerte sind in Tabelle 4 eingetragen.

7.1.4 Kalabrien

Auch für Kalabrien wird in der gleichen Weise wie bei den anderen Regionen die stationäre Temperaturverteilung bestimmt. Wärmeproduktionswerte von $P(o) = 5$ und 7 HGU liefern wieder negative Temperaturgradienten. Die Rechnung führt praktisch zu einer konstanten Temperatur von 300°C im Tiefenbereich zwischen 35 und 50 km (Abb. 10). Rechnerisch ergibt sich an der Kruste-Mantel-Grenze in 38 km Tiefe ein Wärmefluß von nahezu Null HFU. Auf dieses Rechenergebnis, das als unwahrscheinlich zu bezeichnen ist, wird im Abschnitt 9 ausführlich eingegangen werden.

7.1.5 Tyrrhenis

Wie im Abschnitt 4 beschrieben wurde, wird für die Temperaturberechnung ein Mittelwert für den Wärmefluß von $q(o) = 2,81 \text{ HFU}$ benutzt. Die Abb. 11 zeigt das Krustenmodell nach FINETTI und MORELLI (1973), die benutzten thermischen Parameter und den resultierenden Temperaturverlauf.

Für die vorangegangenen Temperatur-Profile wurden verschiedene Werte für die Wärmeproduktion

in der Granit/Gneis-Schicht angenommen. Da hier diese Schicht fehlt, wurde nur eine Temperatur-Tiefen-Funktion berechnet.

Geht man vom Schichten-Modell aus, so beträgt an der Grenze Kruste-Mantel in 11,5 km Tiefe die Temperatur 479°C und für q_m ergibt sich ein Wert von 2,75 HFU (Abb. 11). Somit übersteigt dieser Wert den normalen Wert von 0,4 bis 0,6 HFU um das 6- bis 4fache.

Führt man die Rechnung in der bisherigen Weise für größere Tiefen fort, so resultiert für 20 km Tiefe eine Temperatur von 907°C und für 30 km Tiefe eine solche von etwa 1400°C. Rechnerisch ergeben sich also aufgrund des hohen Wärmeflusses und der fehlenden Granitschicht in 30 bis 35 km Tiefe Temperaturen, die deutlich über der Schmelztemperatur von basaltischem Gestein von etwa 1100°C bis 1200°C liegen. Variiert man die thermischen Parameter innerhalb der möglichen Grenzen, so tritt keine grundsätzliche Änderung der starken Temperaturzunahme ein. Eine derart starke Temperaturzunahme wird häufig in der inneren Seite von Orogenbögen beobachtet. So berechnet z.B. ČERMÁK (1975) im Pannonischen Becken bei einem Wärmefluß von 1,89 HFU und einer krustalen Wärmeproduktion von 3 HGU eine Temperatur von 1200°C in 25 km Tiefe. Das Überschreiten der Schmelztemperatur von basaltischen Gesteinen in so geringer Tiefe von nur wenigen Zehner km ist aber äußerst unwahrscheinlich. Eine derartig starke Temperaturzunahme im oberen Mantel kann nur durch eine wesentlich effektivere Art als die konduktive Wärmeübertragung erreicht werden. So können die übernormalen Wärmeflußwerte an der Grenze Kruste-Mantel nur dadurch erklärt werden, wenn man die Wärmeübertragung mit einem aufsteigenden Materienstrom im oberen Mantel verbindet. Dieses Problem wird ausführlich in Abschnitt 8 behandelt.

Tabelle 4

Wärmeproduktionswerte von Granit/Gneis

in HGU				3				5				7			
Südadria				Apulien				Tyrrhenis							
Tiefe km	T°C	T°C	T°C	Tiefe km	T°C	T°C	T°C	Tiefe km	T°C	Tiefe km	T°C				
3,5	105	105	105	2,0	52	52	52	3,0	10						
8,5	201	197	193	5,0	120	118	117	5,0	122						
13,5	285	269	254	10,0	223	213	204	8,0	287						
18,5	358	323	288	15,0	315	289	263	11,5	478						
23,5	419	357	296	20,0	396	346	296	15,5	680						
28,5	476	381	286	25,0	464	383	302	20,0	907						
33,5	535	403	271	30,0	530	410	290	30,5	1435						
39,0	601	428	255	35,0	598	436	274								
				40,0	667	462	257								

Golf von Tarent

Kalabrien

Tiefe km	T°C	T°C	T°C	Tiefe km	T°C	T°C	T°C
3,5	78	78	78	5,0	83	79	75
8,5	145	141	137	10,0	144	128	113
15,0	214	194	173	15,0	193	159	124
20,0	254	212	170	18,5	221	169	116
24,5	280	212	144	25,0	266	174	81
29,0	301	202	102	29,0	289	172	54
34,0	323	185	47	36,0	311	146	
				38,5	314	128	

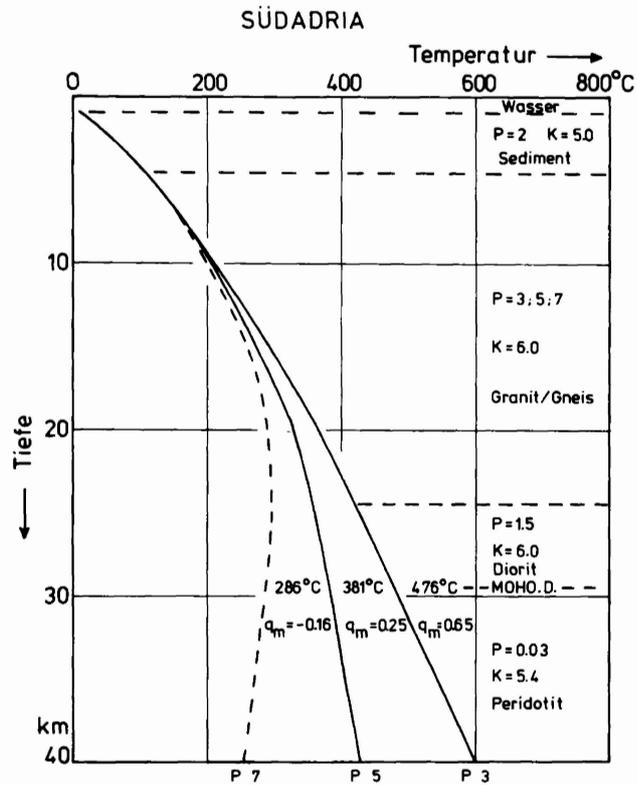


Abb. 7: Temperaturverteilung für den südadriatischen Raum nach dem Schichten-Modell bei einem oberflächennahen Wärmefluß von 1,39 HFU.

K : $10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
P : HGU

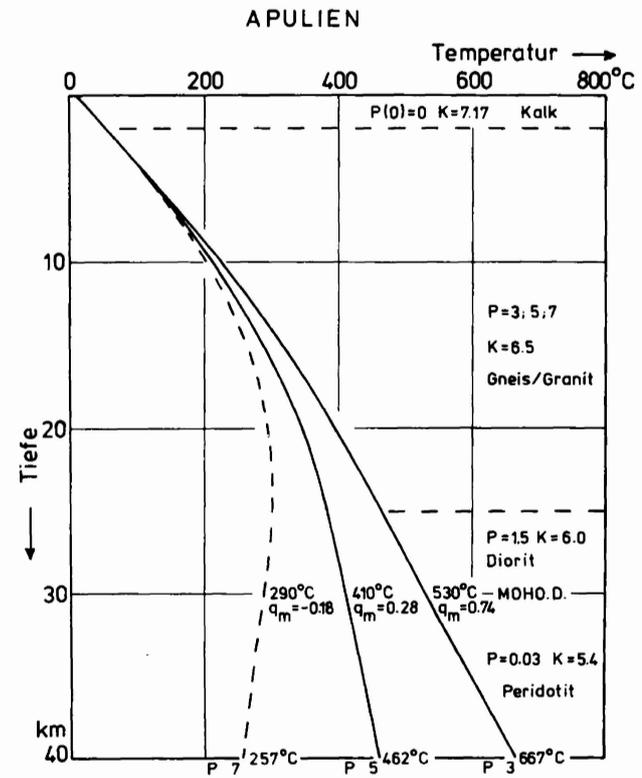


Abb. 8: Temperaturverlauf unter der apulischen Plattform nach dem Schichten-Modell bei einem oberflächennahen Wärmefluß von 1,51 HFU.

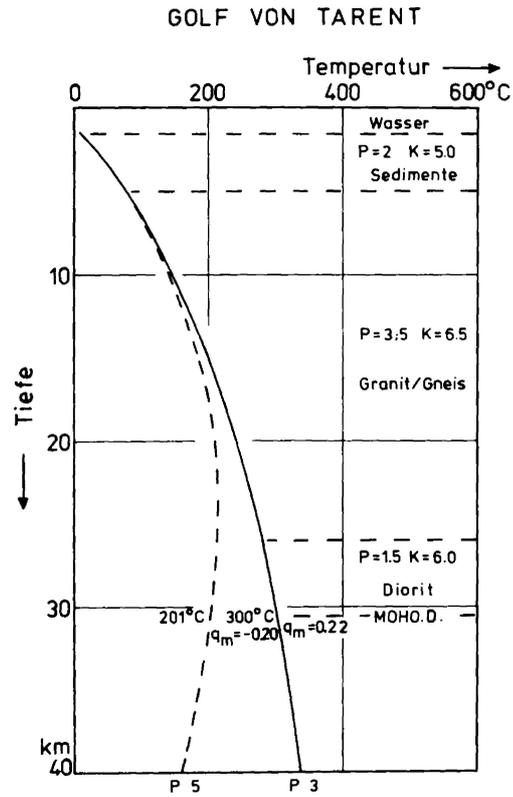


Abb. 9: Temperaturverlauf für den Golf von Tarent nach dem Schichten-Modell bei einem oberflächennahen Wärmefluß von 1,01 HFU.

K : $10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ °C}^{-1}$
P : HGU

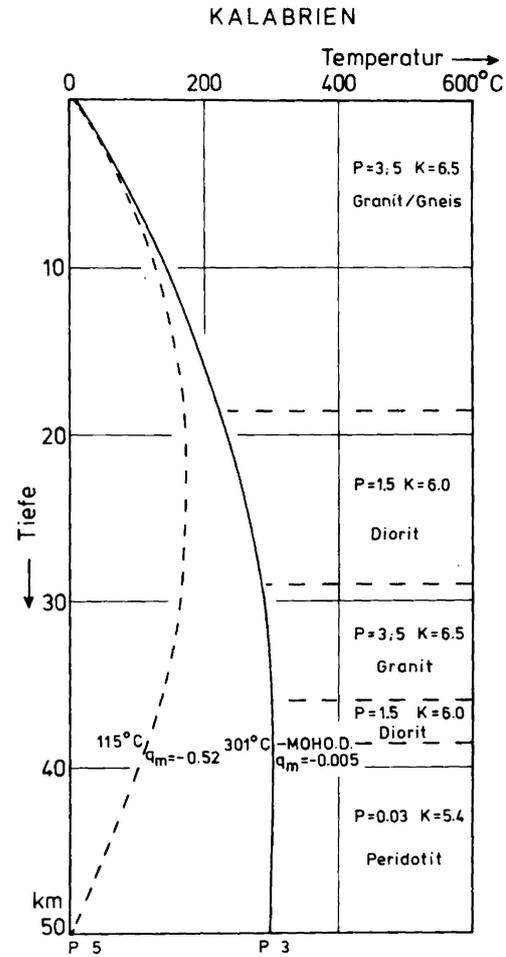


Abb. 10: Temperaturverteilung für Kalabrien nach dem Schichten-Modell bei einem oberflächennahen Wärmefluß von 1,02 HFU.

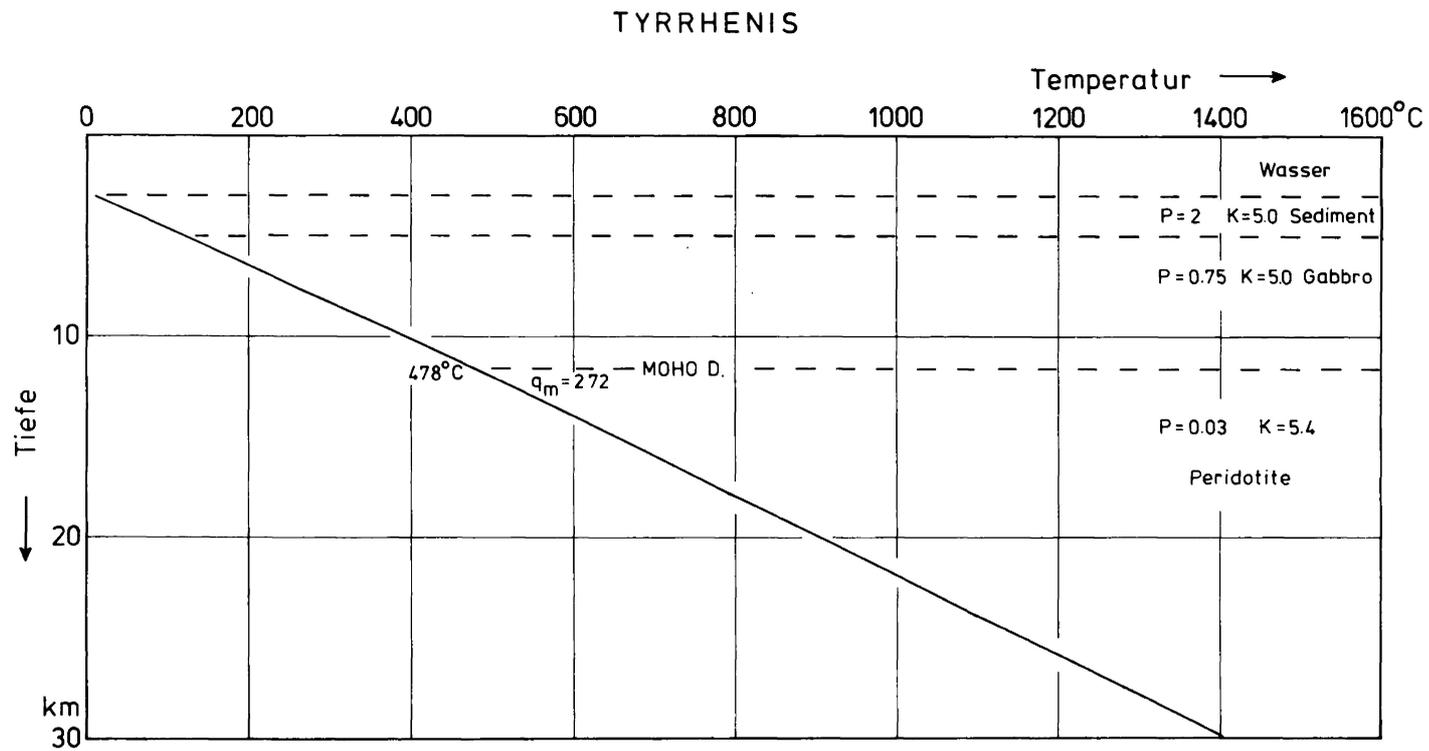


Abb. 11: Temperaturverteilung unter der Tyrrhenis nach dem Schichten-Modell bei einem oberflächennahen Wärmefluß von 2,81 HFU.

K : $10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
P : HGU

7.2 Exponential-Modelle

Um die Temperaturverteilung nach dem Exponential-Modell zu berechnen, ist die lineare Beziehung

$$q(z) = q^* + P(z) \cdot D$$

von grundlegender Bedeutung. Da weder q^* noch das Produkt $P(z) \cdot D$ im einzelnen festgelegt sind, kann man diese beiden Anteile derart variieren, daß ihre Summe immer konstant bleibt. Grundsätzlich werden hier für die Wärmeproduktion die Werte 3, 5 und 7 HGU verwendet. Für die erste Gruppe der Modelle (s. Tabelle 5) wird für das Produkt $P(z) \cdot D = 3 \text{ HGU} \cdot 10,5 \cdot 10^5 \text{ cm} = 0,315 \text{ HFU}$ gewählt. Hier ist für die Größe D der Werte 10,5 km aufgrund eines Vorschlages von ROY et al. (1971) verwendet worden. Innerhalb dieser Gruppe wird nun die Verteilung der radiogenen Wärmequellen auf der Grundlage des Exponential-Modells so geändert, daß das Produkt $P(z) \cdot D$ konstant bleibt. Die Temperatur-Tiefen-Funktion ist für die folgenden Wertepaare berechnet worden (3 HGU, 10,5 km; 5 HGU, 6,3 km; 7 HGU, 4,5 km). Die Abbildungen 12 (a,b,c), 13 (a,b,c), 14 (a,b,c) und 15 (a,b,c) zeigen die resultierenden Temperaturkurven für die Südadria, Apulien, den Golf von Tarent und Kalabrien.

Die erste Gruppe aller hier betrachteten Gebiete ist dadurch charakterisiert, daß die radiogene Wärmeproduktion im wesentlichen in der oberen Kruste konzentriert ist ($D \leq 10,5 \text{ km}$). Wie die Kurvenscharen der ersten Gruppe zeigen, hat die spezielle Verteilung der Wärmequellen innerhalb der ersten 10 km einen praktisch unbedeutenden Einfluß auf die Temperatur an der Kruste-Mantel-Grenze. Für alle Gebiete ist hier der Unterschied nicht größer als 35°C . Die zweite und dritte Gruppe sind durch das Produkt

$$P(z) \cdot D = 5 \text{ HGU} \cdot 10,5 \cdot 10^5 \text{ cm} = 0,525 \text{ HFU bzw.}$$

$$P(z) \cdot D = 7 \text{ HGU} \cdot 10,5 \cdot 10^5 \text{ cm} = 0,735 \text{ HFU}$$

charakterisiert. Innerhalb jeder Gruppe ist analog verfahren worden wie in der ersten Gruppe. In den Gruppen zwei und drei divergieren die Temperaturkurven in zunehmender Weise. Die Ursache dafür ist auf das wachsende D zurückzuführen. Dies bedeutet, daß auch in größeren Tiefen ein nicht vernachlässigbarer Anteil der Wärmeproduktion vorhanden ist. Betrachtet man das sich aus der linearen Beziehung ergebende q^* , so nimmt diese Größe von Gruppe eins zu Gruppe drei ab (z.B. in Südadria von 1,01 HFU in der Gruppe eins auf 0,59 HFU in der Gruppe drei). In der Tabelle 5 sind die berechneten Werte für T , q^* und q_m aufgeführt. In der ersten Gruppe ist q_m praktisch unabhängig von $P(z)$ und gleich q^* . In der dritten Gruppe dagegen ist q_m von $P(z)$ abhängig und unterscheidet sich von q^* .

7.3 Temperaturverteilung längs des Profils Südadria - Tyrrhenis

Im Abschnitt 6.2 ist eine Näherungsmethode für die Bestimmung von lateral inhomogenen Temperaturverteilungen beschrieben worden. Profil a in Abb. 16 zeigt den Verlauf der Isothermen, der sich aus der Verbindung der fünf eindimensional berechneten (Schichten-Modell) Temperaturfunktionen ergibt. Aus dieser Darstellung ist im Profil b das durch die Näherungsmethode gewonnene Temperaturfeld wiedergegeben. Eine deutliche Anhebung der Isothermen gegenüber denen im Profil a ist bei höheren Temperaturen und hier insbesondere unter dem Golf von Tarent und Kalabrien zu erkennen. Die Ursache hierfür beruht auf den starken horizontalen Temperaturgradienten zwischen der Tyrrhenis und Kalabrien. So resultiert unter Kalabrien anstatt einer Temperatur von 300°C an der Kruste-Mantel-Grenze eine solche von 400°C . Im Profil c der Abb. 16 sind die Temperaturisolinien, die aus der Exponentialverteilung und der Anwendung der Näherungsmethode ermittelt wurden, dargestellt.

Lediglich die 400°C -Isotherme zeigt eine größere Abweichung gegenüber der entsprechenden Isotherme im Profil b. Die Temperaturverteilung im Bereich Kalabriens wird aufgrund seiner jungen tektonischen Entwicklung auch unter dem Gesichtspunkt des instationären Zustandes untersucht.

Tabelle 5

Südadria

$q(z=3,5 \text{ km}) = 1,32 \text{ HFU}$				$T(z=3,5 \text{ km}) = 105^\circ\text{C}$					
Gruppe	I			II			III		
P HGU	3	5	7	3	5	7	3	5	7
D km	10,5	6,3	4,5	17,5	10,5	7,5	24,5	14,7	10,5
Tiefe km	$T(z) \text{ }^\circ\text{C}$								
5	209	206	204	209	206	203	209	206	202
10	306	298	293	304	294	286	302	291	281
15	398	386	378	392	373	358	388	366	348
20	486	471	463	474	448	431	467	434	409
25	573	556	547	553	519	499	540	496	465
30	659	640	630	628	589	567	609	554	518
35	744	724	714	701	627	634	674	610	570
q^* HFU		1,01			0,80			0,59	
q_m HFU	1,03	1,01	1,01	0,92	0,84	0,81	0,85	0,72	0,65

Apulien

$q(z=2 \text{ km}) = 1,51 \text{ HFU}$				$T(z=2 \text{ km}) = 52^\circ\text{C}$					
5	172	170	167	172	169	166	172	169	165
10	285	277	272	283	273	264	282	270	260
15	393	381	374	386	368	355	383	361	344
20	497	482	474	485	459	441	478	444	420
25	600	582	573	579	546	526	567	522	492
30	701	682	673	670	631	609	652	596	561
35	802	782	773	759	715	692	732	668	628
38	862	842	832	812	765	741	779	709	668
q^* HFU		1,20			0,99			0,78	
q_m HFU	1,20	1,20	1,20	1,04	1,00	0,99	0,93	0,83	0,79

Golf von Tarent

$q(z=3,5 \text{ km}) = 0,94 \text{ HFU}$

$T(z=3,5 \text{ km}) = 78^\circ\text{C}$

Gruppe	I			II			III		
P HGU	3	5	7	3	5	7	3	5	7
D km	10,5	6,3	4,5	17,5	10,5	7,5	24,5	14,7	10,5
Tiefe km									
5	151	148	146	151	147	145	150	147	144
10	216	208	203	214	204	195	213	201	191
15	276	264	257	270	252	238	267	244	227
20	333	318	310	321	295	277	314	280	256
25	388	371	362	367	334	314	355	311	280
30	442	423	414	411	372	350	392	337	302
35	492	476	466	452	409	385	426	361	322
q^* HFU		0,63			0,42			0,21	
q_m HFU	0,64	0,63	0,63	0,51	0,45	0,43	0,42	0,30	0,25

Kalabrien

$q(o) = 1,02 \text{ HFU}$

$T(o) = 10^\circ\text{C}$

5,0	90	87	85	89	86	83	89	86	82
10,0	161	154	149	159	149	141	158	146	137
15,0	228	216	209	222	204	190	219	196	179
18,5	273	259	251	263	239	223	257	227	204
25,0	354	336	327	333	300	280	321	276	245
29,0	402	383	374	373	335	314	356	303	268
36,0	486	466	457	441	396	372	412	346	305
38,5	516	495	486	464	417	393	431	360	318
45,0	593	572	562	523	472	447	476	395	351
50,0	652	631	621	567	514	488	509	422	375
q^*		0,71			0,50			0,29	
q_m	0,71	0,70	0,71	0,55	0,51	0,50	0,44	0,34	0,30

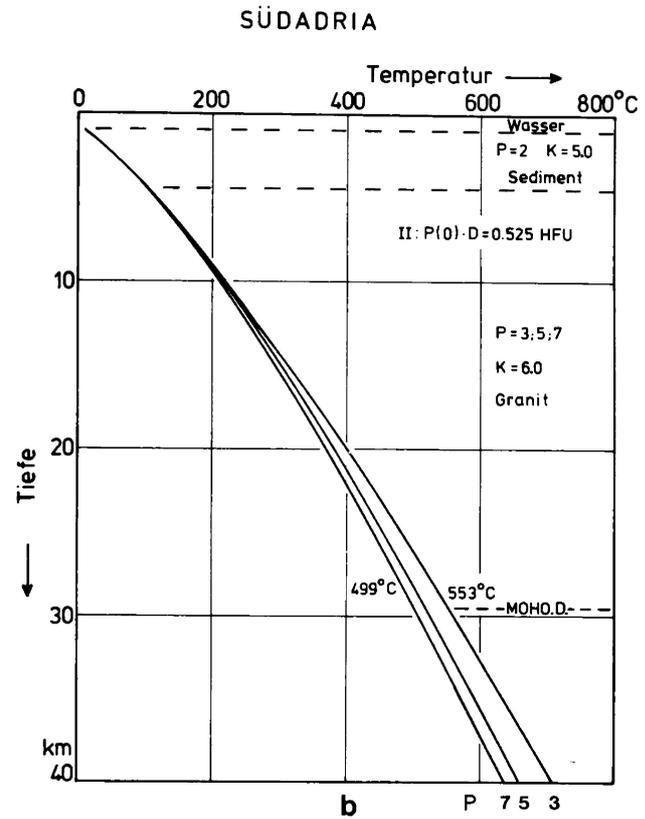
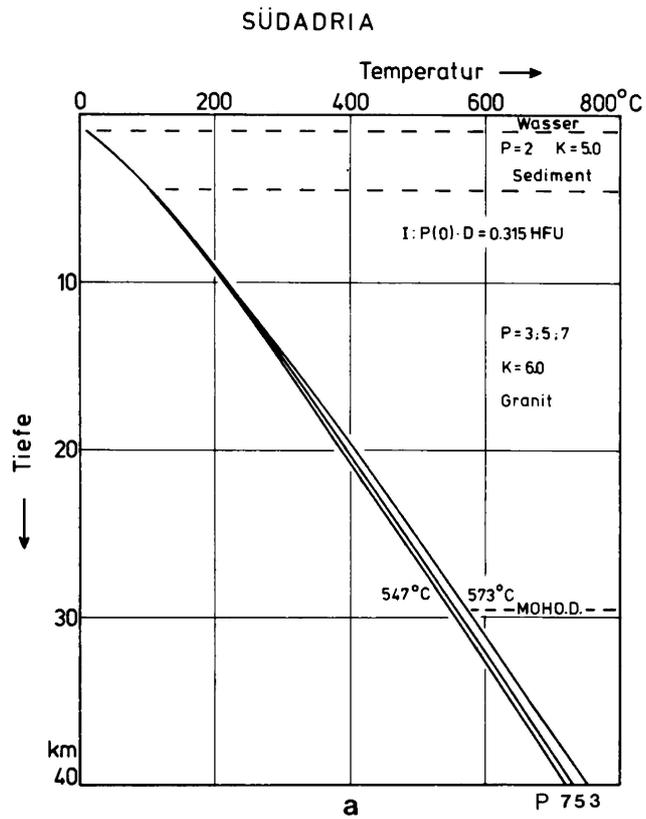
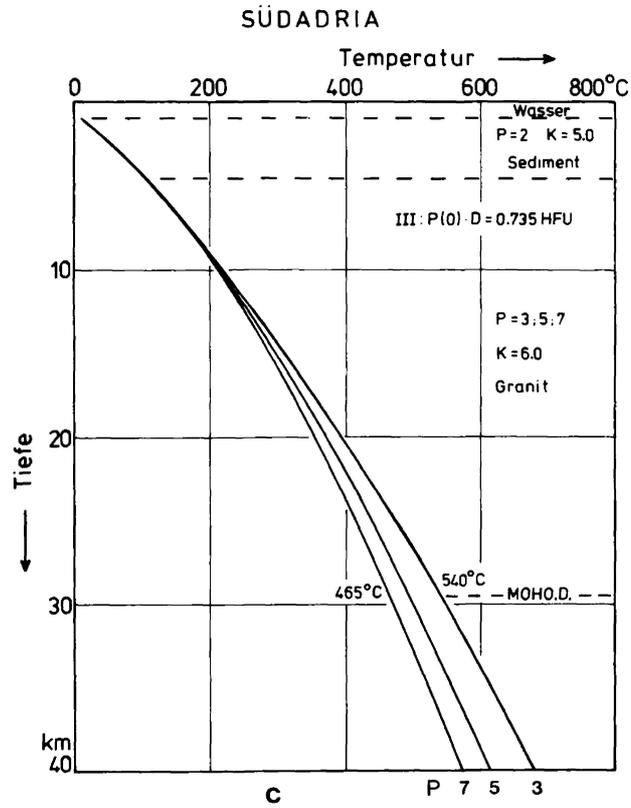
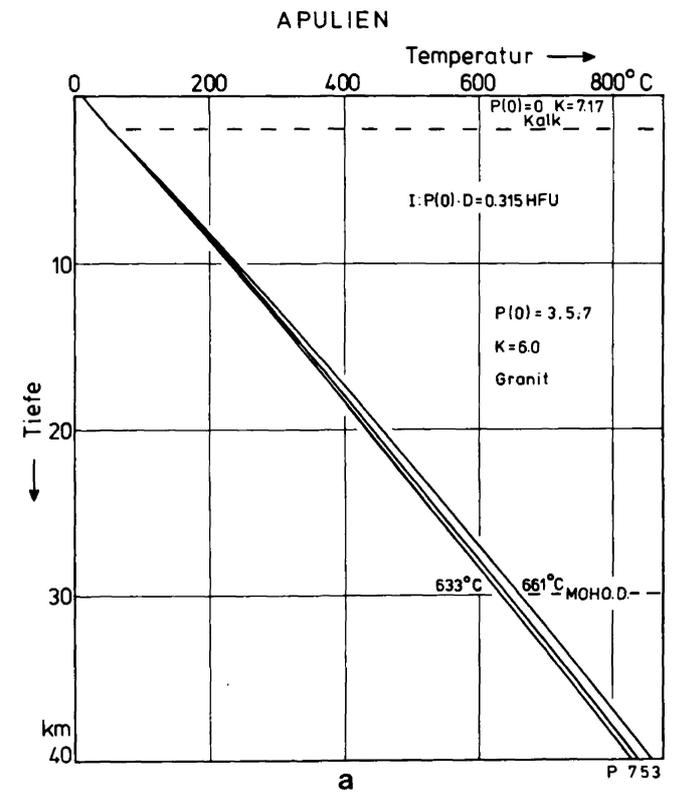


Abb. 12 (a,b,c): Temperaturverlauf für den südadriatischen Raum bei exponentieller Verteilung der Wärme-
produktion in der Granitschicht.

K : $10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
D : cm
P : HGU



zu Abb. 12



zu Abb. 13

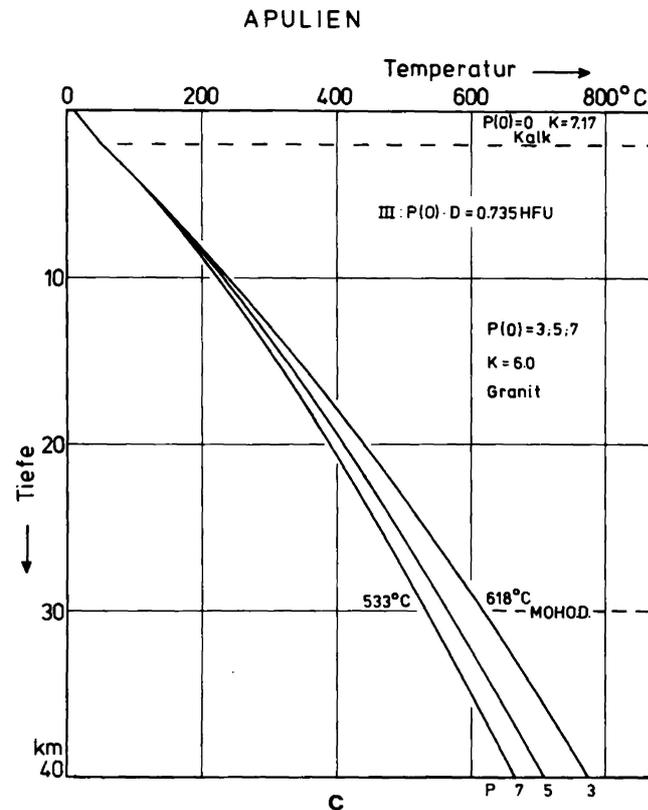
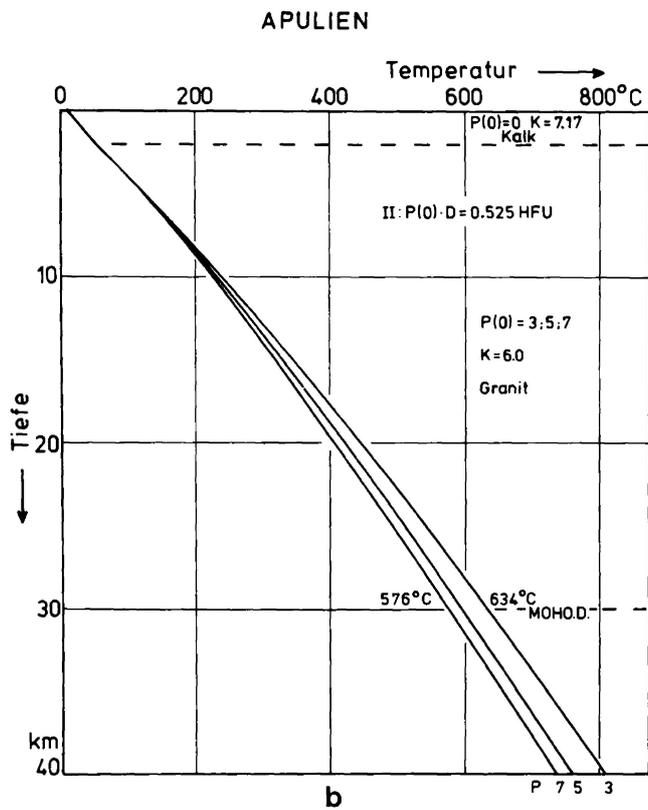


Abb. 13 (a,b,c): Temperaturverlauf unter der apulischen Plattform bei exponentieller Verteilung der Wärme-
produktion in der Granitschicht.

K : $10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
 D : cm
 P : HGU

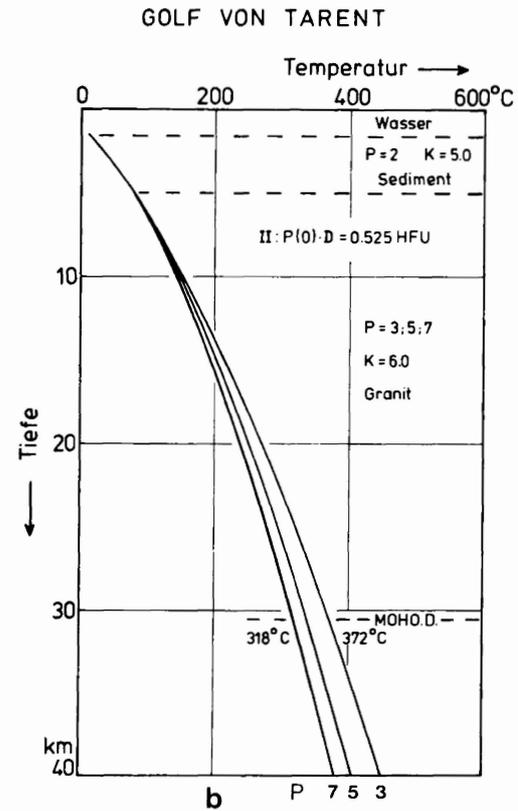
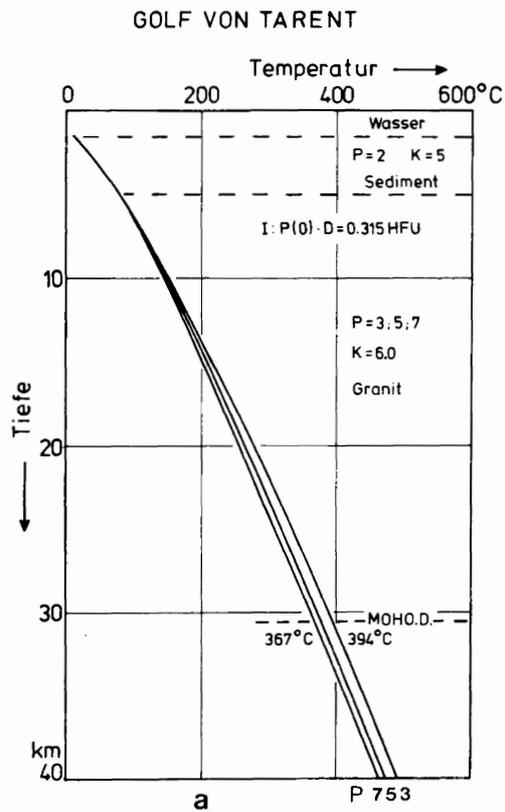
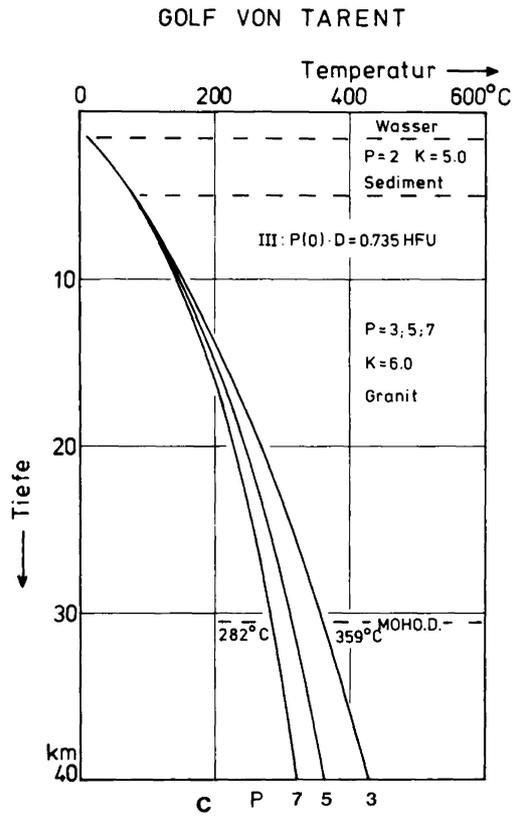
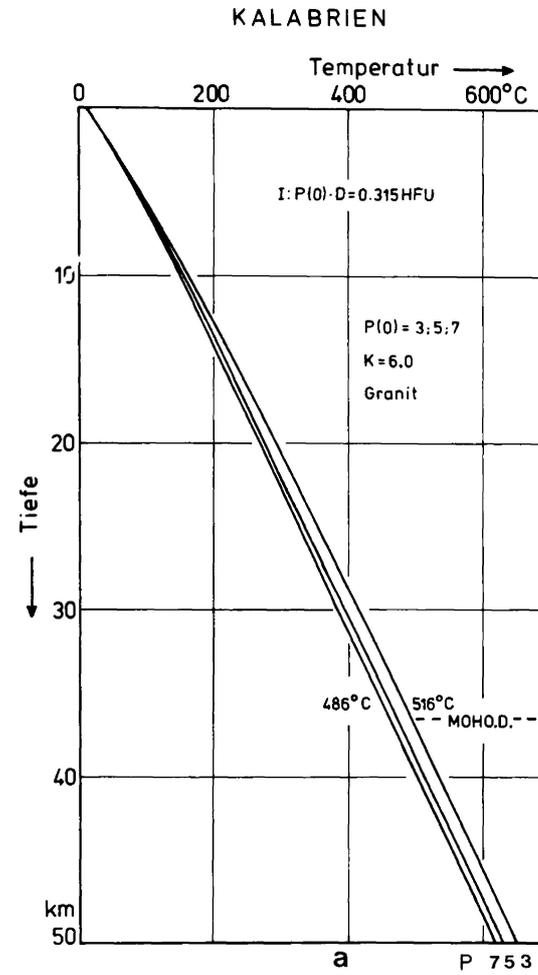


Abb. 14 (a,b,c): Temperaturverlauf für den Golf von Tarent bei exponentieller Verteilung der Wärmeproduktion in der Granitschicht.

K : $10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
 D : cm
 P : HGU



zu Abb. 14



zu Abb. 15

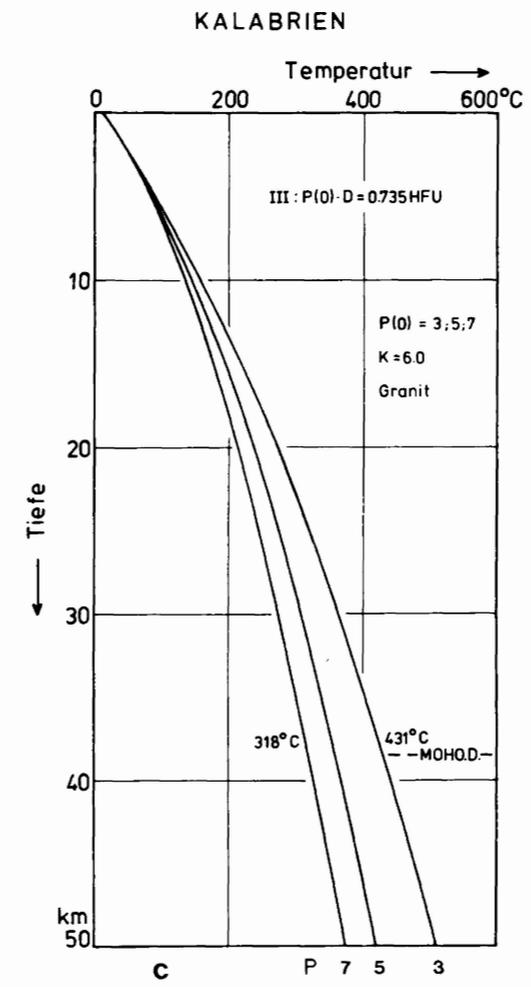
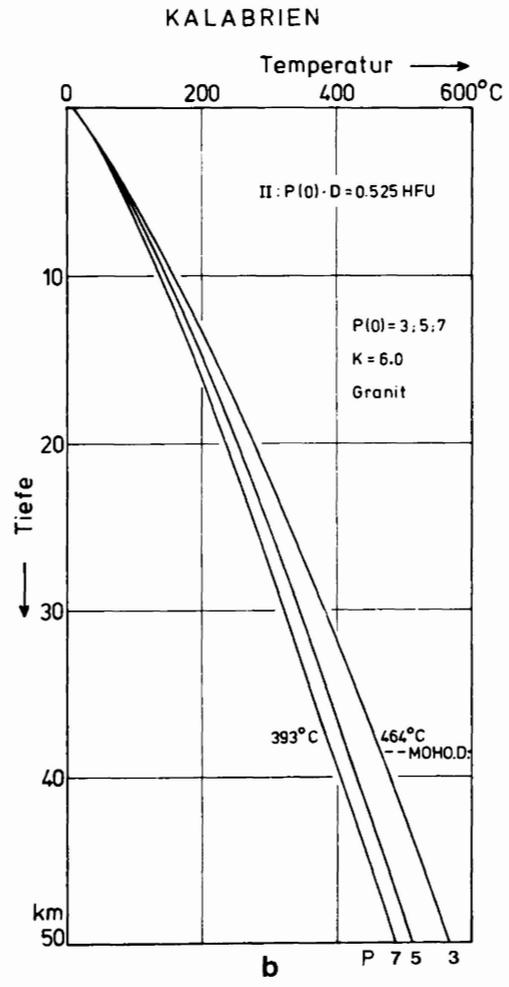


Abb. 15 (a,b,c): Temperaturverlauf für Kalabrien bei exponentieller Verteilung der Wärmeproduktion in der Granit/Gneis-Schicht.

K : $10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ °C}^{-1}$
 D : cm
 P : HGU

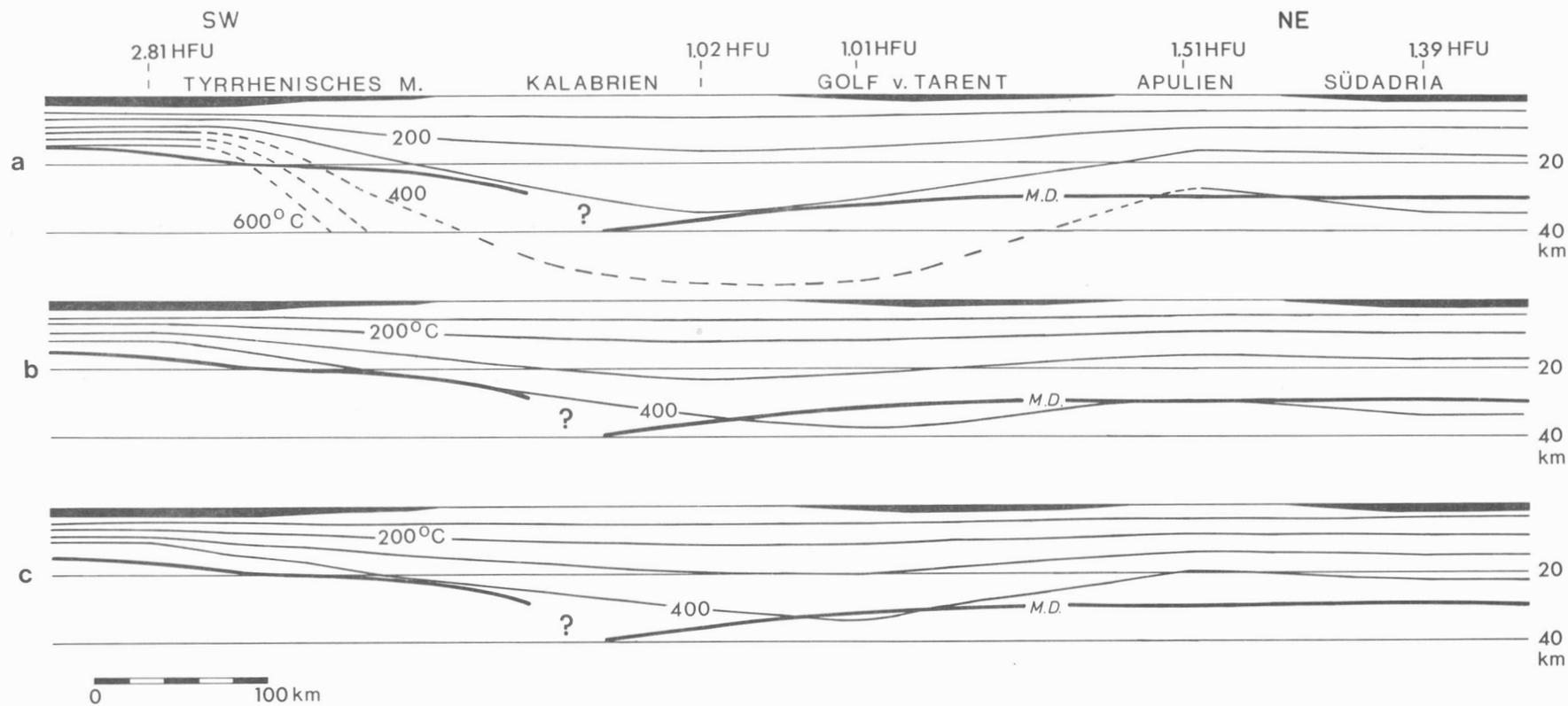


Abb. 16: a) Isothermenverlauf gewonnen aus den Verbindungen der für jedes Meßgebiet eindimensional errechneten Temperaturverteilung nach dem Schichten-Modell, b) , c) Isothermenverlauf bei der Anwendung der Näherungsmethode auf das Schichten-Modell bzw. auf das Exponential-Modell.

7.4 Ionisches Meer

Zur Ergänzung des geothermischen Bildes Süditaliens wird hier auch das Ionische Meer betrachtet. Geothermische Messungen wurden hier von ERICKSON (1970) durchgeführt (s. Tabelle 6). Aus den vorliegenden fünf Meßpunkten ergibt sich für den Wärmefluß ein Mittelwert von 0,87 HFU. Refraktionsseismische Messungen im zentralen Teil des Ionischen Meeres liefern Kenntnisse über den Aufbau der Erdkruste (HINZ, 1974). Die geologische Lage der Meßpunkte und des seismischen Profils ist in Abb. 17 dargestellt. Hier wird die Temperaturverteilung auf der Basis des Schichten-Modells berechnet. An der Kruste-Mantel-Grenze resultiert eine Temperatur von 241°C und ein Wärmefluß $q_m = 0,67$ HFU (Abb. 18). Die berechneten Temperaturwerte sind in Tabelle 7 aufgetragen. Ein Vergleich zwischen dieser Temperaturverteilung mit der des Tyrrhenischen Meeres bestätigt den grundsätzlichen Unterschied im Aufbau und der zeitlichen Entwicklung beider Meeresregionen. Der niedrige Wärmefluß und die geringen Temperaturen im Ionischen Meer bekräftigen die Vorstellung, daß diese Region wesentlich älter sein muß als die Tyrrhenis. Der an der Kruste-Mantel-Grenze auftretende Wärmefluß von 0,67 HFU ist als normal zu betrachten und daher ist es hier nicht erforderlich, eine konvektive Wärmeübertragung im oberen Mantel zu postulieren.

Tabelle 6

Ionisches Meer (ERICKSON, 1970)

Station	geograph. Breite φ	geograph. Länge λ	Wärmefluß HFU
C9-129	38°11'	17°58'	0,32±0,07
C9-127	38°52'	19°39'	0,72±0,21
C9-126	35°48'	19°25'	1,76±0,48
C9-125	36°11'	19°31'	0,88±0,12
CH43-25	35°47'	17°29'	0,64*

*BIRCH and HALUNEN, 1966

Tabelle 7

Tiefe km	T°C
8,0	44
13,0	122
16,5	172
21,5	241
23,0	259
28,0	321
33,0	382
38,0	443
43,0	505

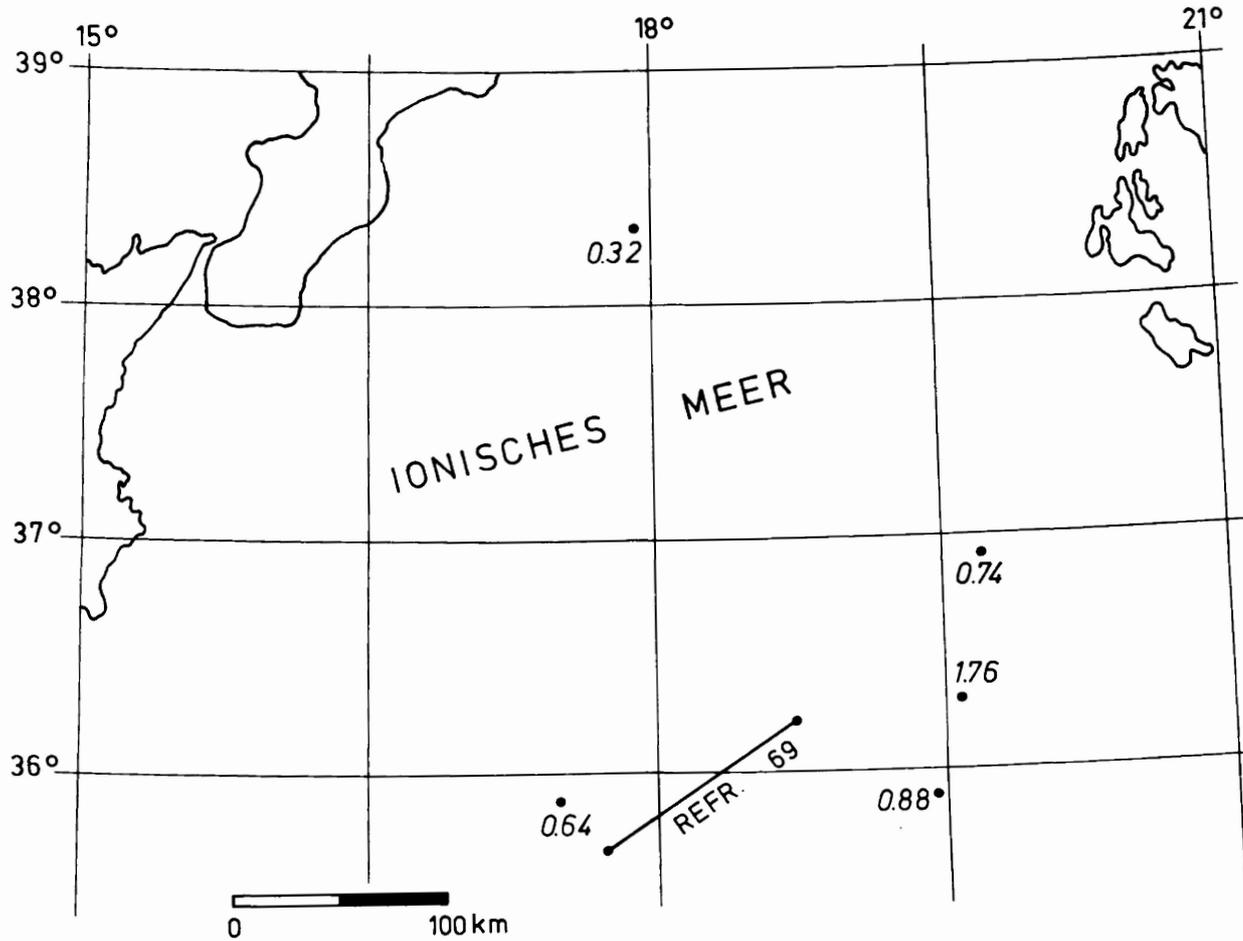


Abb. 17: Lage der geothermischen Meßpunkte und des seismischen Profils im Ionischen Meer.

- : ERICKSON (1970)
- * : BIRCH und HALUNEN (1966)
- : HINZ (1974)

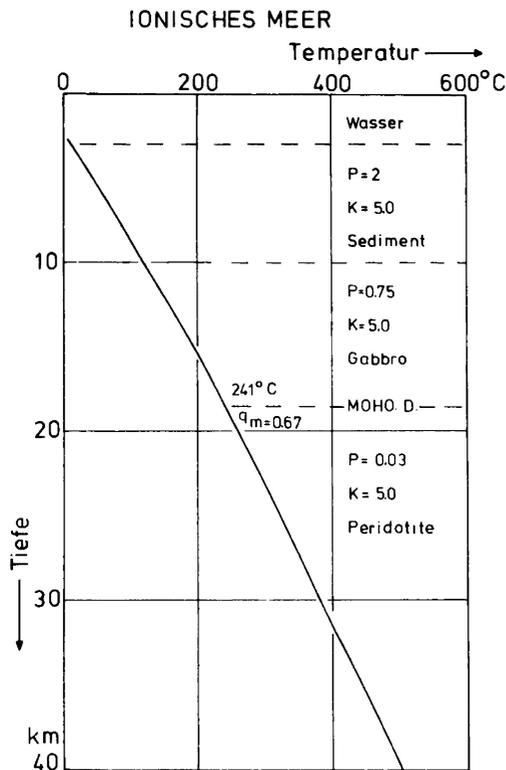


Abb. 18: Temperaturverteilung unter dem Ionischen Meer nach dem Schichtenmodell bei einem oberflächennahen Wärmefluß von 0,87 HFU.

$$K : 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$$

P : HGU

8. WÄRMETRANSPORT IN DER TYRRHENIS

8.1 Wärmeleitung und Massentransport

Aufgrund der Ausführungen in Abschnitt 7.1.5 muß gefordert werden, daß sich der Wärmefluß durch die Kruste-Mantel-Grenze aus einem konduktiven und einem konvektiven Anteil zusammensetzt. Das Problem des konvektiven Wärmetransportes kann unter verschiedenen Aspekten behandelt werden. Ohne auf spezielle physikalische Transportmodelle einzugehen, läßt sich aus einer einfachen Bilanzbeziehung die minimale Aufstiegs geschwindigkeit des die Wärme transportierenden Mediums abschätzen.

Es wird ein mit der Geschwindigkeit v aufsteigender Massenstrom der Temperatur T_1 , der Dichte ρ und der spezifischen Wärme c betrachtet. Dieser Massenstrom soll sich momentan an einer Grenzfläche, der Kruste-Mantel-Grenze, auf die Temperatur T_0 abkühlen. Der dadurch an der Grenzfläche verursachte Wärmefluß q_k ergibt sich aus der folgenden Beziehung:

$$q_k = v \cdot \rho \cdot c \cdot \Delta T$$

Bei vorgegebenen Werten für die Größen T_1 , T_0 , c , q_k und ρ läßt sich die unbekannte Aufstiegs geschwindigkeit v abschätzen.

Da nach GEBRANDE (1975) gut zwei Drittel des Wärmeflusses unter den Ozeanen konvektiv transportiert werden müssen, so ergibt sich für die Tyrrenis ein konvektiver Wärmefluß $q_k = 1,83 \text{ HFU}$.

Für die übrigen Parameter können folgende Werte angenommen werden:

T_1 : 1100°C Schmelztemperatur für Basalt
 T_0 : 500°C
 ρ : 3,3 g cm⁻³ mittlere Dichte
 c : 0,2 cal g⁻¹°C⁻¹ mittlere spezifische Wärme

Setzt man diese Zahlenwerte in die obigen Beziehungen ein, so erhält man für v den Wert 0,15 cm/Jahr.

Dieses Modell setzt einen momentanen und vollständigen Wärmeaustausch an der Grenzfläche voraus. Diese idealen Bedingungen sind mit Sicherheit nicht realisiert. Um den geforderten Wärmestrom zu erreichen, muß die reale Aufstiegs geschwindigkeit größer sein als die hier berechnete Geschwindigkeit, die als die minimale anzusehen ist. Abschließend sei bemerkt, daß Vertikalbewegungen in der Größenordnung von einigen mm/Jahr durchaus realistisch sind.

8.2 Rayleigh-Zahl

Beschäftigt man sich mit konvektiven Vorgängen, so erhebt sich sofort die Frage nach der Größe der Rayleigh-Zahl

$$R = \frac{\alpha \beta g D^4}{\kappa \nu}$$

Dabei ist:

α : Ausdehnungskoeffizient
 g : Erdbeschleunigung
 D : Dicke der Schicht
 κ : Temperaturleitfähigkeit
 ν : kinematische Viskosität
 β : mittlerer überadiabatischer Temperaturgradient

Eine ausführliche Diskussion der Problematik der Rayleigh-Zahl und der sie bestimmenden Größen findet sich bei GEBRANDE (1975). Damit eine Konvektion zustande kommt, muß die Rayleigh-Zahl einen kritischen Wert erreichen. Die kritische Rayleigh-Zahl hängt von der Art der Grenzbedingungen (spannungsfrei oder nicht spannungsfrei) ab.

In der Rayleigh'schen Beziehung sind zwei Parameter von entscheidendem Einfluß. Die Schichtdicke D und die kinematische Viskosität ν . Geht man davon aus, daß unter der Tyrrhenis eine Konvektion stattfindet, so kann man fragen, bei welcher Schichtdicke und kinematischen Viskosität die kritische Rayleigh-Zahl von 10^3 erreicht wird. In Anlehnung an GEBRANDE werden für die folgenden Größen Zahlenwerte benutzt, die als Mittelwerte gelten können.

α : $2 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
 g : 10^3 cm s^{-2}
 κ : $1,5 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$
 β : $3 \text{ } ^\circ\text{C km}^{-1}$

Soll sich die Konvektion in einer 80 km dicken Lithosphäre abspielen, so wird der Wert 10^3 bei einer kinematischen Viskosität von $2 \cdot 10^{20}$ Poise erreicht. Dieser Wert liegt unterhalb der heute diskutierten Grenze von 10^{22} - 10^{24} Poise für den oberen Mantel in geothermisch normalen Arealen.

Im allgemeinen wird für eine Konvektionszelle zwischen Schichtdicke und Durchmesser ein Verhältnis von 1 zu 2 angenommen. In grober Annäherung läßt sich der Tiefseebereich der Tyrrhenis durch ein Rechteck mit der Seitenlänge von 200 und 400 km beschreiben. Somit fällt die doppelte

Schichtdecke von $2 \cdot 80 = 160$ km in die Größenordnung der horizontalen Erstreckung des betrachteten Gebietes, d.h. die angenommene Schichtdecke erscheint aufgrund dieser Überlegung realistisch.

8.3 Erzwungener Massentransport durch Subduktion

Die Tyrrhenis und der Kalabrische Bogen weisen eine Reihe von geologischen und geophysikalischen Eigenschaften auf, die für die sogenannten "marginal seas" (Randmeere) typisch sind. Hierzu gehören eine dünne, junge ozeanische Kruste und ein hoher Wärme fluß im Randmeer selbst, Vulkane, Inselbögen, Tiefseegraben und Tiefherdbeben.

Betrachtet man das Tyrrhenische Meer, so sind zwar nicht alle charakteristischen Erscheinungen vollentwickelt, doch vertreten sind sie in mehr oder minder deutlicher Ausbildung alle. Zur Erklärung dieser Erscheinungen wird die Theorie der Plattentektonik herangezogen. Auf der Grundlage dieser Theorie wird von ANDREWS und SLEEP (1974) die Entstehung der Randmeere mit ihrem hohen Wärme fluß in einem stark idealisierten Modell quantitativ untersucht. Diese beiden Autoren gehen von einer abtauchenden Lithosphärenplatte als primäre Ursache für die oben genannten Erscheinungen aus. In früheren Arbeiten wurde die an der Oberseite auftretende Reibungswärme als Energiequelle für den hohen Wärme fluß in Randmeeren angesehen. ANDREWS und SLEEP sind jedoch der Ansicht, daß diese Reibungswärme nicht die entscheidende Ursache für den hohen Wärme fluß in Randmeeren sein kann, da die erzeugte Energiemenge zu gering ist. Die abtauchende Platte und die von ihr aufgrund der Scherspannungen an der Oberseite mitgeschleppten Bereiche führen in der Tiefe zu einem Verdrängungseffekt. Beschränkt man sich auf ein endliches Volumen für das betrachtete Areal, so induziert dieser Verdrängungseffekt einen aufsteigenden Materiestrom in der Asthenosphäre. An der Grenze zur starren Lithosphäre biegt dieser Strom in die Horizontale in Richtung der abtauchenden Platte um und wird schließlich durch die Platte in die Tiefe geführt. Durch die horizontale Bewegung tritt an der Unterseite der Lithosphäre eine Scherspannung auf, die eine kontinuierliche Verdünnung und schließlich ein Aufreißen der Lithosphäre zur Folge hat. Durch diesen Prozess wird heißes Material auf konvektivem Wege immer näher zur Erdoberfläche gebracht und damit werden die Isothermen angehoben und der Wärme fluß erhöht. ANDREWS und SLEEP (1974) haben ein derartiges Modell durchgerechnet, das den Verhältnissen des Tyrrhenischen Meeres entsprechen kann. In der Modellrechnung lassen die Autoren den Prozess über 10 Millionen Jahre laufen. Die Abbildungen 19 und 20 geben die Temperaturverteilung für 5 bzw. 10 Millionen Jahre an. 5 Millionen Jahre nach dem Beginn des Prozesses zeigt sich noch keine deutliche Veränderung in den geothermischen Verhältnissen in der Nähe der Erdoberfläche. Im zweiten Zeitabschnitt dagegen vollzieht sich eine völlige Umstellung der Isothermen. Nach 10 Millionen Jahren tritt in 11 km Tiefe eine Temperatur von 1100°C auf. Für die Tyrrhenis wurde eine Temperatur von 1100°C in 24 km Tiefe ermittelt. Aus geologischen Befunden ist bekannt (SELLI und FABRI, 1971), daß die Entstehung der Tyrrhenis als Tiefmeer etwa vor 4 Millionen Jahren stattfand. Somit sind neben den geothermischen Dimensionen auch die zeitliche Entwicklung und die Temperaturverteilung des Tyrrhenischen Meeres mit denen des Modells von ANDREWS und SLEEP vergleichbar.

Im Abschnitt 8.1 wurde die minimale Aufstiegsgeschwindigkeit des die Wärme transportierenden Mediums zu $0,15$ cm/Jahr abgeschätzt. Auch für diesen Aspekt bietet das Modell von ANDREWS und SLEEP (1974) eine Vergleichsmöglichkeit. Setzt man voraus, daß im Zentrum der Anomalie die Wärmeübertragung rein konvektiver Art ist, so läßt sich aus der Anhebung der 1100°C Isotherme um 50 km innerhalb von 5 Millionen Jahren die durchschnittliche Aufstiegsgeschwindigkeit des heißen Massenstromes zu 1 cm/Jahr berechnen (Abb. 19 und 20). Beide Abschätzungen führen zu Werten, die in derselben Größenordnung liegen.

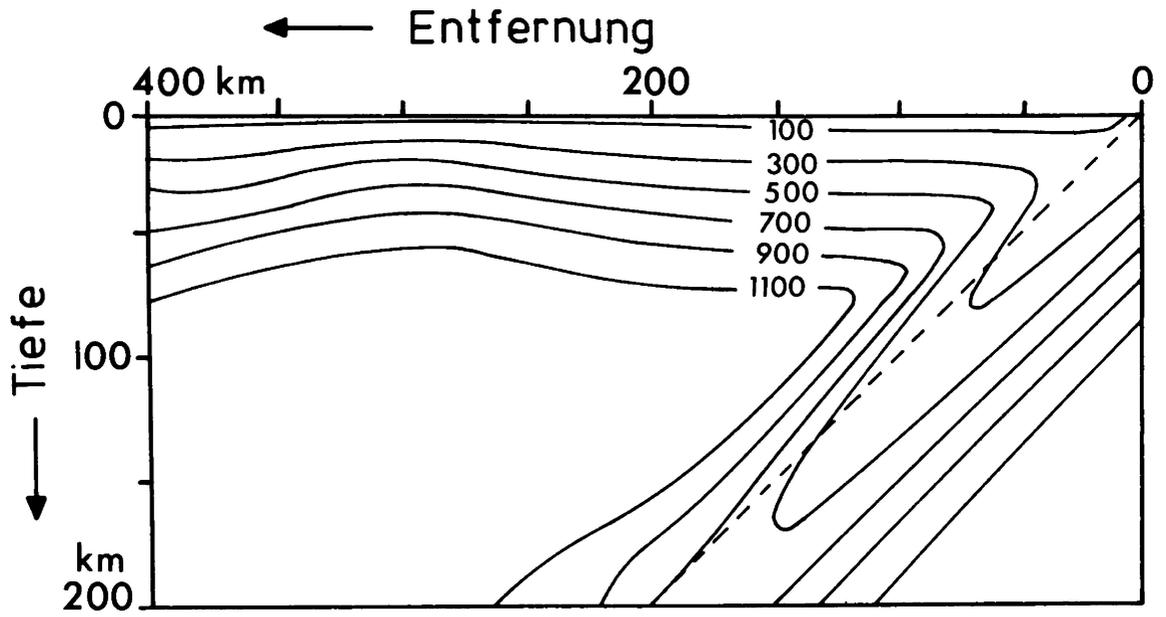


Abb. 19: Isothermen nach 5 Millionen Jahren in °C (ANDREWS und SLEEP, 1974).

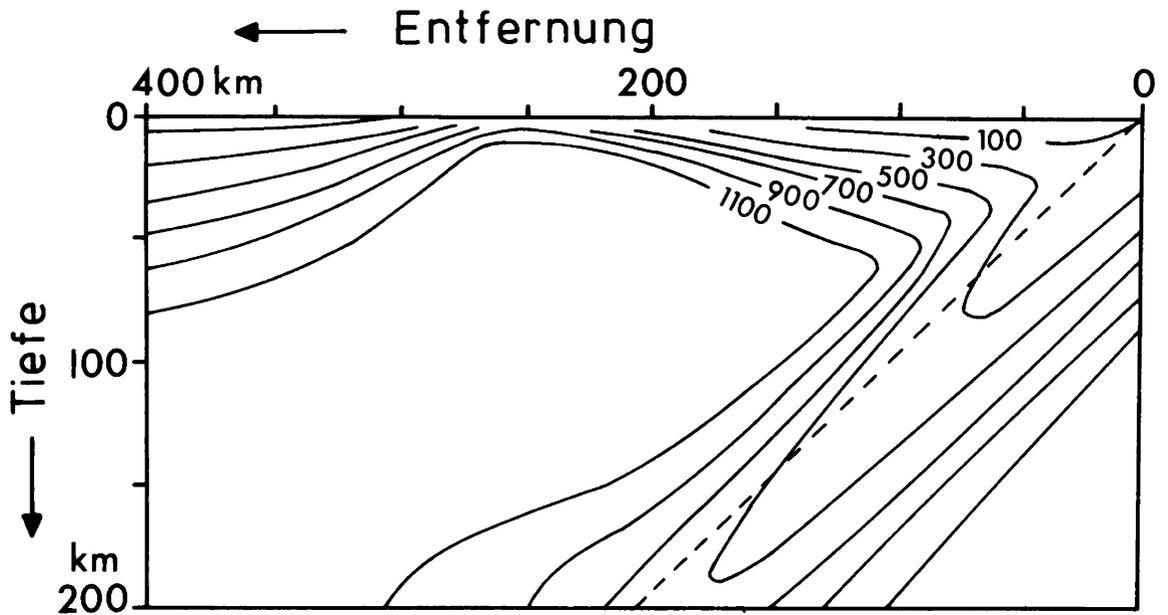


Abb. 20: Isothermen nach 10 Millionen Jahren in °C (ANDREWS und SLEEP, 1974).

9. INSTATIONÄRER WÄRMEFLUSS

9.1 Theoretische Grundlagen

Da in Kalabrien die berechneten Temperaturen für den stationären Zustand im Tiefenbereich von 30 bis 40 km noch unterhalb der Schmelztemperatur für Granit von ca. 700°C liegen, wurden auch instationäre Zustände mit folgender Fragestellung untersucht: Kann durch eine Temperaturerhöhung auf 700°C an der Unterseite der Kruste vor einigen Millionen Jahren eine heute signifikante Erhöhung des Wärmeflusses an der Erdoberfläche verursacht werden? Die Diskussion instationärer Modelle in Kalabrien ist wegen der jungen tektonischen Bewegungen und der schlechten Wärmeleitfähigkeit gerechtfertigt. Dieses sehr stark vereinfachte Modell stützt sich auf die Vorstellung, daß eine Gesteinsplatte durch tektonische Prozesse innerhalb kurzer Zeit an ihrer Unterseite einer zusätzlichen Erwärmung unterliegt. In dem hier behandelten Modell wird angenommen, daß die untere Seite einer Gesteinsplatte plötzlich eine Temperaturerhöhung um T^* erfährt. Für diesen eindimensionalen Fall lautet die Wärmeleitungsgleichung:

$$\frac{\partial T(z,t)}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (8)$$

mit den Anfangs- und Randwerten

$$\begin{aligned} T &= 0 & \text{für } t &= 0, & 0 &\leq z \leq m \\ T &= 0 & \text{für } t &\geq 0, & z &= 0 \\ T &= T^* & \text{für } t &> 0, & z &= m \end{aligned}$$

m : die Mächtigkeit der betrachteten Gesteinsplatten, durch die sich die Temperatur ausbreitet
 $\kappa = \frac{K}{\rho c}$: die konstante Temperaturleitfähigkeit
 T^* : Temperaturerhöhung auf der unteren Seite der Platte.

Unterwirft man die Temperaturfunktion hinsichtlich der Variablen t der Laplace-Transformation, so hat man bei der Transformation die Variable z als konstanten Parameter zu behandeln. Es entsteht dann aus $T(z,t)$ durch die Transformation die Funktion

$$\tilde{T}(z,P)$$

und zwar ist

$$\tilde{T}(z,P) = \int_0^{\infty} T(z,t) e^{-Pt} dt. \quad P \text{ ist hier der Transformationsparameter.}$$

$$\text{Aus } \frac{\partial^2 T(z,t)}{\partial z^2} \text{ wird } \frac{\partial^2 \tilde{T}(z,P)}{\partial z^2},$$

$$\text{aus } \frac{\partial T}{\partial t} \text{ wird } P \tilde{T}(z,P) - T(z,0).$$

Die partielle Differentialgleichung (8) geht demnach durch die Transformation über in:

$$\kappa \tilde{T}'' - P \tilde{T} = 0 \quad (9)$$

Das ist hinsichtlich der Abhängigkeit der Funktion \tilde{T} von z eine gewöhnliche lineare Differentialgleichung für jedes P .

Die Anwendung der Laplace-Transformation auf die Randbedingungen ergibt:

$$\tilde{T}(0, P) = \int_0^{\infty} T(0, t) e^{-Pt} dt = 0 \quad (10)$$

$$\tilde{T}(m, P) = \int_0^{\infty} T(m, t) e^{-Pt} dt = \frac{T^*}{P} \quad (11)$$

Eine allgemeine Lösung der Gleichung (9) ist

$$\tilde{T}(z, P) = c_1(P) e^{-zs} + c_2(P) e^{zs} \quad (12)$$

Dabei ist $s = \sqrt{P/\kappa}$.

Die Integrationskonstanten $c_1(P)$, $c_2(P)$ müssen so gewählt werden, daß die Randbedingungen erfüllt sind.

Aus 10, 11 und 12 lassen sich c_1 und c_2 zu

$$c_1 = -\frac{T^*}{P} \frac{1}{e^{ms} - e^{-ms}}$$

$$c_2 = +\frac{T^*}{P} \frac{1}{e^{ms} - e^{-ms}} \quad \text{bestimmen.}$$

Durch Einsetzen in Gleichung (12) und einige Umformungen folgt daraus:

$$\tilde{T}(z, P) = \frac{T^*}{P} \left\{ \frac{e^{zs}}{e^{ms} (1 - e^{-2ms})} - \frac{e^{-zs}}{e^{ms} (1 - e^{-2ms})} \right\}$$

Der Quotient $\frac{1}{1 - e^{-2ms}}$ läßt sich in $\sum_{n=0}^{\infty} e^{-2smn}$

entwickeln.

$$\tilde{T}(z, P) = \frac{T^*}{P} (e^{-s(m-z)} - e^{-s(m+z)}) \sum_{n=0}^{\infty} e^{-2smn}$$

$$\frac{\partial \tilde{T}}{\partial z} = T^* \cdot \frac{s}{P} (e^{-s(m-z)} + e^{-s(m+z)}) \sum_{n=0}^{\infty} e^{-2smn} \quad (13)$$

Damit hat man das Laplace-Bild des Temperaturgradienten gefunden. Es muß jetzt noch die zugehörige Originalfunktion hergeleitet werden.

Aus $P = s^2 \cdot \kappa$ und einigen Umformungen ergibt sich

$$\frac{\partial \tilde{T}}{\partial z} = \frac{T^*}{\kappa} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{1}{s} e^{-s} [(2n+1)m-z] + \frac{1}{s} e^{-s} [(2n+1)m+z] \right) \quad (14)$$

Aus der Tabelle der Laplace-Transformation (CARSLAW and JAEGER, 1959 Anhang V) entnimmt man für

$$\frac{e^{-sx}}{s}$$

die Originalfunktion

$$\left(\frac{\kappa}{\pi t}\right)^{1/2} \cdot e^{-x^2/4\kappa t}$$

Dadurch geht Gleichung (14) in

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{T}{\kappa} \left(\frac{\kappa}{\pi t}\right)^{1/2} \sum_{n=0}^{\infty} \left(e^{-[(2n+1)m-z]^2/4\kappa t} + e^{-[(2n+1)m+z]^2/4\kappa t} \right) \quad (15)$$

über.

Das ist die Originalfunktion des Temperaturgradienten. Durch Multiplikation mit der Wärmeleitfähigkeit K der entsprechenden Schicht erhält man unmittelbar den Wärmefluß $q(z)$.

An der Erdoberfläche vereinfacht sich die Gleichung (15) zu:

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} = \frac{T^*}{\kappa} \left(\frac{\kappa}{\pi t}\right)^{1/2} \sum_{n=0}^{\infty} 2e^{-[(2n+1)m]^2/4\kappa t} \quad (16)$$

9.2 Konkrete Modelle

Aufgrund der seismischen Ergebnisse kann davon ausgegangen werden, daß in Kalabrien die maximal mögliche Plattendicke bei 40 km liegt. Um den Einfluß der Plattendicke auf den Wärmefluß an der Erdoberfläche zu demonstrieren, wird die Rechnung für Plattenmächtigkeiten von 40, 30 und 20 km durchgeführt. Die zeitliche Abhängigkeit des Wärmeflusses wird für die geologisch interessierenden Zeiten von 10, 15 und 20 Jahrmillionen untersucht. Damit ein deutlicher Effekt an der Erdoberfläche erreicht wird, muß die Temperaturdifferenz möglichst groß gewählt werden. Diese maximal mögliche Temperaturdifferenz wird bestimmt durch die Schmelztemperatur für Granit von etwa 700°C und die Temperatur von etwa 300°C an der Unterseite einer 30 bis 40 km mächtigen Kruste im thermisch-stationären Zustand. Tabelle 9 zeigt die Ergebnisse der Rechnung. Bei einer Plattendicke von 40 km ergibt sich nach 10 Millionen Jahren ein zusätzlicher Wärmefluß von 0,38 HFU. Dieses Resultat basiert auf einen Temperatursprung von 400°C, der als recht groß bezeichnet werden kann. Die Erhöhung des Wärmeflusses von 0,4 bis 0,6 HFU beträgt weniger als die Hälfte des durchschnittlichen kontinentalen Wärmeflusses von etwa 1,3 bis 1,5 HFU. Betrachtet man die Wärmeflußwerte aus einer im großen als geologisch homogen anzusehende Region z.B. Fossa Bradanica, so können sich die Einzelwerte um den Faktor 2 unterscheiden. Auch in Kalabrien beträgt der Unterschied zwischen dem größten und kleinsten Wert 0,3 HFU. Die drei aus Kalabrien vorliegenden Maßwerte sind als niedrig zu bezeichnen. Da nur drei Werte existieren und sich der kleinste und der größte Wert erfahrungsgemäß um den Faktor 2 unterscheiden, gibt es keine Gewähr dafür, daß diese Werte für Kalabrien unbedingt repräsentativ sind. Der aufgrund des Modells einer einseitig erwärmten Gesteinsplatte errechnete zusätzliche Wärmefluß liegt also noch innerhalb der möglichen Schwankungsbreite eines Meßwertes. Die aufgrund der seismischen Ergebnisse geforderten Temperaturen von ca. 700°C in 30 bis 40 km Tiefe können vorhanden sein, ohne daß sich der Wärmefluß an der Erdoberfläche innerhalb der in Betracht kommenden Zeiträume deutlich von den Werten einer ungestörten Kruste heraushebt.

Tabelle 8

Die theoretisch berechneten Werte für den Wärmefluß an der Erdoberfläche bei einem Temperatur-
sprung von 400°C.

Zeit $t = 10 \cdot 10^6$ Jahre		
Plattendicke	$\frac{dT}{dz} \Big _{z=0}$	$q=K \frac{dT}{dz} \Big _{z=0}$
km	$10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C cm}^{-1}$	HFU
20	1,99	1,29
30	1,17	0,76
40	0,58	0,38

Zeit $t = 15 \cdot 10^6$ Jahre		
20	2,00	1,30
30	1,29	0,84
40	0,81	0,53

Zeit $t = 20 \cdot 10^6$ Jahre		
20	2,00	1,30
30	1,32	0,86
40	0,91	0,59

Die Rechnung wurde nach Formel (16) für die Parameter

Temperaturleitfähigkeit $\kappa : 8,0 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$
Wärmeleitfähigkeit $K : 6,5 \cdot 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$

durchgeführt.

10. SCHLUßFOLGERUNG

Es war u.a. das Ziel der vorliegenden Arbeit zu untersuchen, ob die einzelnen geologischen Zonen in Südtalien sich hinsichtlich der geothermischen Verhältnisse unterscheiden. Wie bereits von LODDO und MONGELLI (1974) erkannt, nimmt der Wärmefluß von der Außenzone des Adriatischen Meeres zur Innenzone Kalabriens schwach ab. Die einzige Zone, die sich deutlich heraushebt, ist die Tyrrhenis mit ihrem extrem hohen Wärmefluß. Die schwache Differenzierung bezüglich des Wärmeflusses zwischen der Adria und Kalabrien hat keinen signifikanten Einfluß auf die Temperaturverteilung, wenn man die große Schwankungsbreite der Wärmeproduktion der Gesteine in der Oberkruste mit in Betracht zieht. Selbst eine Entnahme von Proben kristalliner Gesteine aus diesem Gebiet, so weit sie überhaupt möglich ist, zur Wärmeproduktionsbestimmung, würde keine grundlegende Verbesserung der Situation hinsichtlich der Temperaturbestimmung zur Folge haben. Da die Wärmeproduktionswerte selbst für ein und denselben Gesteinstyp sehr stark variieren, ist es sehr riskant, einen Mittelwert mit kleiner Fehlerbreite aus wenigen Proben für ein großes Areal abzuleiten. BUNTEBARTH (1974) nimmt $\pm 20\%$ als maximale Variation für die Wärmeproduktion an. Doch dürfte aufgrund publizierter Werte eine Variation von ca. 50% realistischer sein. Diese Unsicherheit wird auch in Zukunft bestehen bleiben, wenn es nicht gelingt, durch indirekte Methoden und Kriterien die Schwankungsbreite zu verringern. Führt zum Beispiel bei der Temperaturberechnung ein zu hoher Wärmeproduktionswert zu einem negativen Temperaturgradienten, so muß man dieses Resultat für zumindest geologisch ruhige Gebiete als unrealistisch ansehen. So konnte für das betrachtete Gebiet die Wärmeproduktion von 7 HGU ausgeschieden werden.

Sowohl der elektrische Widerstand als auch die seismische Geschwindigkeit in den Gesteinen sind von der Temperatur abhängig. Eine deutliche Geschwindigkeitsverringern bis zu etwa 50% tritt ein, wenn ein Gestein teilweise bis vollständig aufgeschmolzen ist. In solchem Fall besteht die Möglichkeit, die Tiefe, in der die Schmelztemperatur z.B. für Granit von 700°C bis 750°C herrscht, anzugeben. Diese Überlegung wurde im Fall von Kalabrien angestellt. Am Beispiel Kalabriens wurde damit ein weiteres geothermisches Problem angeschnitten, nämlich die Frage des stationären oder instationären Zustandes.

In tektonisch jungen Gebieten kann durchaus die Möglichkeit bestehen, daß bei normalem Wärmefluß an der Erdoberfläche eine anomal hohe Temperatur in einigen Zehner Kilometern Tiefe vorhanden ist. Dies kann nur über indirekte Methoden wie z.B. elektrische oder seismische Messungen erkannt werden. Für die Zukunft ist eine sichere Temperaturbestimmung sowohl für den stationären als auch instationären Zustand nur zu erwarten, wenn indirekte Methoden und Kriterien für zusätzliche Hinweise zu Hilfe genommen werden.

Abschließend sei noch ein Vergleich mit entsprechenden Untersuchungen in den Alpen und Karpaten angeführt. Im Gegensatz zu Kalabrien nimmt nach HAENEL und ZOTH (1973) der Wärmefluß vom Vorland in Richtung auf die Zentralzone der Alpen zu. Hier werden an der Kruste-Mantel-Grenze je nach Grad der benutzten Trendfläche und der Art der Korrekturen Temperaturen zwischen 600°C und 1100°C für den stationären Zustand errechnet. RYBACH (1973) gibt eine Spanne von 870°C bis 1000°C an. Diese gegenüber Kalabrien höhere Temperatur ist im wesentlichen auf den größeren Wärmefluß zurückzuführen.

Die geothermischen Verhältnisse längs einer Linie vom Böhmischem Massiv über die Karpaten zur ungarischen Tiefebene sind denen in Südtalien sehr ähnlich. Auch die ungarische Tiefebene als Rückland der Karpaten zeichnet sich ähnlich wie die Tyrrhenis durch einen hohen Wärmefluß aus. Damit wird eine analoge Entwicklung beider Gebiete unterstrichen.

LITERATURVERZEICHNIS

- ANDREWS, D.J. & SLEEP, N.H. Numerical Modelling of Tectonic Flow behind Island Arcs. Geophys. J. R. astr. Soc., 38, 237-251, 1974.
- BALLING, N.P. Geothermal Models of the Crust and Uppermost Mantle of the Fennoscandian Shield in South Norway and the Danish Embayment. J. Geophys., 42, 237-256, 1976.
- BIRCH, F.S. & HALUNEN, A.J.jr. Heat-Flow Measurement in the Atlantic Ocean, Indian Ocean, Mediterranean Sea and Red Sea. J. Geophys. Res., 71, 583-586, 1966.
- BUNTEBARTH, G. Geophysikalische Untersuchungen über die Verteilung von Uran, Thorium und Kalium in der Erdkruste sowie deren Anwendung auf Temperaturberechnungen für verschiedene Krustentypen. Diss. an der Technischen Universität Clausthal, 1975.
- CARSLAW, H.S. & JAEGER, I.C. Conduction of Heat in Solids. Oxford University Press, London 1959.
- ČERMÁK, V. Temperature-Depth Profiles in Czechoslovakia and some adjacent Areas derived from Heat-Flow Measurements, Deep Seismic Sounding and other Geophysical Data. Tectonophysics, 26, 103-119, 1975.
- ČERMÁK, V. Thermal Structure of the Crust in Czechoslovakia. Veröffentlich. des Zentralinstitutes für Physik der Erde, 31, 347-354, Potsdam 1975.
- CLARK, S.P. Handbook of Physical Constants. Geol. Soc. of America, Inc., New York 1966.
- ERICKSON, A.J. The Measurement and Interpretation of Heat-Flow in the Mediterranean and Black Sea. Ph. D. Thesis, Massachusetts Inst. Technology, Cambridge 1970.
- FINETTI, I. & MORELLI, C. Geophysical Exploration of the Mediterranean Sea. Boll. Geof. teor. appl., XV, 263-341, 1973.
- GEBRANDE, H. Ein Beitrag zur Theorie thermischer Konvektion im Erdmantel mit besonderer Berücksichtigung der Möglichkeit eines Nachweises mit Methoden der Seismologie. Diss. an der Ludwig-Maximilian-Universität München, 1975.
- GIESE, P. & MORELLI, C. General Remarks to the Seismic Crustal Studies in Southern Italy in 1972. Boll. Geof. teor. appl., XVII, 184-191, 1975.
- GÖRLER, K. Kalabrisches Massiv und Ionisches Meer. Pressedienst Wissenschaft, FU Berlin, 3, 1971.
- HAENEL, R. & ZOTH, G. Heat-Flow Measurements in Austria and Heat-Flow Maps of Central Europe. Z. Geophys., 39, 425-439, 1973.
- HINZ, K. Results of Seismic Refraction and Seismic Reflection Measurements in the Ionian Sea. Geol. Jahrb., Reihe Geophysik, 2, 33-65, 1974.
- KAPPELMEYER, O. & HAENEL, R. Geothermics with Special Reference to Application. Geophysical Monographs, Series 1 - No. 4, Gebrüder Bornträger, Berlin - Stuttgart 1974.
- LACHENBRUCH, A.H. Preliminary Geothermal Model of the Sierra Nevada. J. Geophys. Res., 73, 6977-6989, 1968.
- LAVENIA, A. Heat-Flow Measurements through Bottom Sediments in the Southern Adriatic Sea. Boll. Geof. teor. appl., IX, 323-332, 1967.

- LODDO, M. & MONGELLI, F. Heat-Flow in Southern Italy and Surrounding Areas. Bericht auf der EGS-Tagung, Triest 1974.
- LODDO, M. & MONGELLI, F. Heat-Flow in Calabria, Italy. Nature, 244, 1973.
- MONGELLI, F. & RICCHETTI, G. The Earth's Crust and Heat-Flow in the Fossa Bradanica. Tectonophysics, 10, 103-125, 1970.
- POLLACK, H.N. Steady Heat Conduction in Layered Mediums: The Half-Space and Sphere. J. Geophys. Res., 70, 5645-5648, 1965.
- ROY, R.F., BLACKWELL, D.D. & BIRCH, F. Heat Generation of Plutonic Rocks and Continental Heat-Flow Provinces. Earth Planet. Sci. Letters, 5, 1-12, 1968.
- RYBACH, L. Wärmeproduktionsbestimmungen an Gesteinen der Schweizer Alpen. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. 51, Kümmerly und Frei, Bern 1973.
- SCHEUCH, J. Zur Geothermik des Roten Meeres und seines Soletiefs. Marine Wärmestromdichtemessungen und ihre geologisch-geophysikalische Deutung. Diss. an der Freien Universität Berlin, 1974.
- SELLI, R. & FABBRI, A. Geologia-Tyrrhenian: A Pliocene Deep Sea. Accademia Nazionale dei Lincei Estratto dai Rendiconti della Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, Serie III, Vol. L, 1971.

Diese Arbeit wurde am Institut für Geophysikalische Wissenschaften, Fachrichtung Geophysik, unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. P. Giese angefertigt. Herrn Prof. Dr. P. Giese danke ich herzlich für das rege Interesse am Fortgang dieser Arbeit und für die hilfreichen anregenden Diskussionen. Dank gilt ebenfalls Herrn Prof. K. Görler vom Geologischen Institut der Freien Universität Berlin bei der Beratung von Fragen zur Geologie Süditaliens. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft hat im Rahmen des Schwerpunktprogramms "Geodynamik des Mediterranen Raumes" einen finanziellen Beitrag für diese Untersuchungen zur Verfügung gestellt. Allen Angehörigen des Instituts danke ich für Ihre freundliche Unterstützung.

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Freie Universität Berlin – Technische Universität Berlin – Technische Fachhochschule Berlin

Bisher sind erschienen:

Reihe A

Band 1 / Götz Knoche: Zur Stratigraphie und Petrographie paläozoischer Sedimente am Ost-
rand der Serra S. Bruno (Kalabrien, Süditalien), 67 S., 48 Abb., 3 Taf. 1977. DM 19,-.

Band 2 / Peter Eggert: Sedimentpetrographisch-stratigraphische Untersuchungen in den Unter-
kreide-Serien und dem Bolgenkonglomerat (Oberkreide) der Feuerstätter Decke im Allgäu
und Vorarlberg. 167 S., 38 Abb., 18 Taf. 1977. DM 35,-.

Band 3 / Horst Grotjohann: Die Korrelation von Geochemie und Faziesdifferenzierung im erz-
höflichen Muschelkalk (Mitteltrias) der Ostalpen. 70 S., 34 Abb., 5 Taf., 10 Tab. 1978.

Friedrich F. Helmdach: Nichtmarine Ostrakoden aus der spanischen Oberkreide. 8 S.,
5 Abb., 1 Tafel. 1978. DM 23,-.

Band 4 / Christian Preller: Trend- und Spektralanalysen von Grundwasserstandsganglinien und
klimatologischen Reihen zur Ermittlung der Grundwasserneubildung in drei Gebieten von
Berlin (West). 84 S., 27 Abb., 22 Taf., 3 Tab., 1978. DM 19,-.

Band 5 / Mohamed Alwashe: Luftbild- und Satellitenbild-Interpretation des Lithologischen und
Tektonischen Baus im Nördlichen Tibesti-Gebirge (Ehi Méché und Tirenno), Tschad.
110 S., 26 Abb., 31 Taf., 22 Tab., 8 Kart., 1978. DM 38,-

Band 6 / Nigem Yusuf: Mikropaläontologische und geochemische Untersuchungen an Bohr-
kernen aus dem Roten Meer. 77 S., 23 Abb., 9 Tab., 1978. DM 19,-.

Reihe B

Heft 1: Joachim Steinbeck, Modellseismische Untersuchungen von Rayleighwellen unter beson-
derer Berücksichtigung einer Deckschicht von variabler Mächtigkeit. 128 S., 58 Abb., 1965.
DM 25,-.

Heft 2: Peter Giese, Versuche einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, in
den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions-Laufzeit-
Kurven sowie eine geologische Deutung. 218 S., 83 Abb., 1965. DM 40,-.

Heft 3: Joachim Meyer, Zur Modulation der erdmagnetischen Aktivität. 72 S., 26 Abb., 1973.
DM 18,-.

Heft 4: Kurt Bram, Zum Aufbau der Kruste und des oberen Mantels im Bereich des westlichen
Grabens des ostafrikanischen Grabensystems und im östlichen Zaire-Becken. Ergebnisse ei-
ner Untersuchung der Raumwellen von Nah-Erdbeben. 65 S., 32 Abb., 1975. DM 25,-.

Heft 5: Detlef Damaske, Der Weltzeitgang der erdmagnetischen Aktivität als magnetosphäri-
scher Modulationseffekt. 75 S., 33 Abb., 1976. DM 20,-.

Heft 6: Michael Leppin, Modellversuche zur erdmagnetischen und magnetotellurischen Tiefen-
sondierung mit Hilfe eines elektrolytischen Troges. 68 S., 39 Abb., 1977. DM 19,-.

Heft 7: Hussein El-Ali, Geothermische Modelle für ein Profil zwischen Südadria und Tyrrhenis.
51 S., 20 Abb., 1978. DM 18,-.

Hefte 1–6: Vormalis „Geophysikalische Abhandlungen“ des Instituts für Geophysikalische Wissen-
schaften der FU Berlin

VERLAG VON DIETRICH REIMER IN BERLIN

Berlin 45, Unter den Eichen 57