

90628 v
NR. 29

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR

GL03825

Forschungsbereich Kosmische Physik

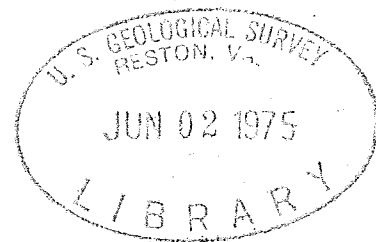
ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde

Nr. 29

*Com
Tropical*

Aufgaben und Ergebnisse
der Forschungsarbeiten des Zentralinstituts
für Physik der Erde



Herausgegeben aus Anlaß des 25. Jahrestages der Gründung der
Deutschen Demokratischen Republik

von H. Kautzleben

Als Manuskript gedruckt

Potsdam 1974

Über Beziehungen zwischen geothermischen und gravimetrischen Anomalien

von

E. HURTIG und H. WIRTH

Zusammenfassung

Einfache Abschätzungen der Temperaturverteilung bis zur Kruste--Mantel-Grenze ergeben, daß in 30 km Tiefe laterale Temperaturdifferenzen bis zu 200 °C über Entfernungen von 50 bis 100 km auftreten können. Bedingt durch den thermischen Ausdehnungskoeffizienten der Gesteine, kann der gravimetrische Effekt derartiger thermischer Inhomogenitäten die Größenordnung von 10 mgal erreichen. In Gebieten wie dem nördlichen Mitteleuropa ist dies bereits ein erheblicher Anteil der Gesamtanomalie. Zusätzliche Dichtevariationen können dadurch entstehen, daß die Isothermen im Untergrund Grenzen von Stabilitätsfeldern gewisser Mineralphasen schneiden.

Summary

Easy evaluations of steady-conduction temperature distribution in the upper crust down to the crust--mantle boundary in 30 km depth have been made, showing that horizontal variations of temperature up to 200 °C over distances of 50 to 100 km may appear. The gravimetric effect produced by the thermal expansion of the rock material is estimated to be 10 mgal of magnitude. In areas such as the northern part of Central Europe this is a considerable share of the entire gravity anomaly. In addition, density variations may occur if the isotherms in the underground are crossing boundaries of stable state of certain minerals.

Резюме

Простые расчёты распределения температуры до границы Кора-Мантии показывают, что на глубине в 30 км могут иметь место различия в температуре до 200 °C на расстоянии в 50 - 100 км. Гравиметрический эффект термических неоднородностей, обусловленный термическим коэффициентом расширения горных пород, может достичь величины порядка 10 мгал. В областях, как например, в северной Центральной Европе эта величина является значительной частью всей аномалии. Добавочные вариации плотности могут возникать от того, что изотермы в подпочве пересекают границы полей стабильности некоторых минеральных фаз.

1. Einführung

Die Untersuchungen über Beziehungen der verschiedenen geophysikalischen Anomalienfelder zur Struktur und zum stofflichen Aufbau der Erdkruste nehmen im Rahmen der geophysikalischen Forschungen einen breiten Raum ein. Dabei besitzen die Anomalien des Schwerfeldes eine bevorzugte Stellung, zum einen wegen des relativ geringen Vermessungsaufwandes und der präzisen, hochauflösenden Meßgeräte und Meßverfahren, zum anderen, weil gerade eine Aussage über Massendichtedifferenzen für die geologische Interpretation sehr wichtig ist. Eine gewünschte Substanzaussage ist jedoch allein aus gravimetrischen Anomalienfeldern nicht eindeutig möglich. Um reale Ergebnisse zu erzielen, müssen Erkenntnisse und Modelle, die aus anderen geophysikalischen Verfahren gewonnen wurden, herangezogen werden.

Von großer Bedeutung sind z.B. die Korrelationen zur Tiefenlage der MOHORoviČIĆ-Diskontinuität (s. WOLLARD [16], KARATAEV [8], ANDREEV [1], OESBERG [10]), zum Verlauf geomagnetischer Anomalien (s. BALAVADZE [2], WIRTH [15]) und auch zu Anomalien des Wärmeflusses (s. RUSKOL [12]). So werden z.B. einfache Regressionsgleichungen zur Bestimmung der Tiefenlage der MOHORoviČIĆ-Diskontinuität aus Werten der BOURGUER-Anomalien angegeben. Würden dabei die Zusammenhänge zwischen den Schwerevariationen und magnetischen und thermischen Anomalien nicht vernachlässigt, so könnte eine Verbesserung der Resultate bei der Anwendung derartiger Regressionsgleichungen erwartet werden.

Welche Bedeutung speziell den Beziehungen zwischen geothermischen und gravimetrischen Anomalien zukommt, zeigen u.a. die Hinweise von KHAN [9] und GROEN [5]. Für die Erzeugung der aus Satellitenbeobachtungen erhaltenen großräumigen Schwereanomalien würden Dichteanomalien der Größenordnung $10^{-3} \text{ g cm}^{-3}$ in einer 100 km mächtigen Schicht ausreichen. Solche geringen Dichteänderungen können bereits durch laterale Temperaturvariationen im oberen Erdmantel von weniger als 100°C hervorgerufen werden. Es ist jedoch noch ungeklärt, welche Amplituden und räumlichen Dimensionen derartige Temperaturinhomogenitäten in verschiedenen Tiefenbereichen besitzen.

Die folgenden Betrachtungen sind ein Beitrag zur Klärung dieser Fragestellung für den Tiefenbereich bis zur Kruste-Mantel-Grenze und zur Abschätzung des durch laterale Temperaturvariationen zu erwartenden gravimetrischen Effektes.

2. Die statistischen Beziehungen zwischen Wärmefluß und Schwere

Das Datenmaterial für diese Untersuchungen stammt aus dem Gebiet des nördlichen Mitteleuropa, in dem das Schwere- und Wärmestromfeld hinreichend gut bekannt sind. Die wesentlichen Strukturen des Schwerfeldes in diesem Gebiet sind das Bramscher Massiv, das Pritzwalker Massiv, das Magdeburger Schwererhoch und die Berliner Schweresenke. Diese relativ großräumigen Anomalien mit maximalen Amplituden von ca. 40 mGal werden überlagert von zahlreichen kleineren Strukturen mit Amplituden bis 10 mGal.

Das thermische Feld (s. HURTIG & SCHLOSSER [6]) wird durch Wärmeflußmaxima in einer E-W streichenden Zone (Holland-Altmark-Vorsudetén-Zone), in Nordostmecklenburg und in einer N-S-Zone, die vom Oberrheintalgraben bis in den Raum der Altmark zieht, beschrieben.

Zur statistischen Beurteilung des Zusammenhanges der Schwereanomalien mit den Anomalien des Wärmeflusses wurden fünf Teilgebiete ausgewählt. Es sind dies der Bereich des Dranscher Massivs (B.M.), ein Teil der Mittelmeer-Mjüsen-Zone (M.M.Z.), das Magdeburger Schwererhoch (M.S.), die Ostflanke des Pritzwalker Massivs (P.M.) und die Berliner Schweresenke (B.S.S.) unter Einschluß des östlichen Teils des Magdeburger Schwererhochs. Es ist zu erwarten, daß zwischen den einzelnen Anomaliengebieten genetische Unterschiede bestehen.

Erste Anhaltspunkte über den Zusammenhang der gravimetrischen und der geothermischen Anomalienfelder gibt eine lineare Regressionsanalyse (Korrelationsanalyse). In Tab. 1 sind die Regressionskoeffizienten des Schwerfeldes bezüglich des Wärmestromfeldes für die genannten Teilgebiete zusammengefaßt. Die entsprechenden Regressionsgeraden zeigt Abb. 1.

Tab. 1. Regressionskoeffizienten des Schwerfeldes bezüglich des Wärmestromfeldes

Gebiet	Freiheitsgrade n	Regressionskoeffizienten		Signifikanz von a_1
		a_0 [mGal]	a_1 [mGal cm ² s] [grad]	
B.M.	179	- 6,8	6,6	-
M.M.Z.	206	- 0,45	- 0,16	-
M.S.	74	178,2	- 99,3	hochsignifikant
B.S.S.	227	87,7	- 50,1	hochsignifikant
P.M.	204	17,7	- 6,4	-

Bei der Ermittlung der statistischen Sicherheit der berechneten Regressionskoeffizienten ist - wie bei fast allen geophysikalischen Daten - die Erhaltungsneigung zu berücksichtigen (TAUBERWITZ [14]). Dadurch wird eine entsprechende Reduktion der Anzahl der Freiheitsgrade n der untersuchten Meßdaten auf n_{eff} unabhängige Daten notwendig. Um die Erhaltungsneigung beurteilen zu können, müssen die Autokorrelationsfunktionen (AKF) der betrachteten Zufallsvariablen herangezogen werden. Für die Gebiete B.M. und M.S. sind die AKF zusammen mit den Kreuzkorrelationsfunktionen (KKF) zwischen den beiden Anomalienfeldern in Abb. 2 dargestellt. Aus den Abbildungen ist ersichtlich, daß bei diesen Beispielen eine drastische Reduktion der Freiheitsgrade zu erfolgen hat. Zur Festlegung der Signifikanzschranken für den t-Test bei der üblichen Vorgabe von 5 % Irrtumswahrscheinlichkeit sind offensichtlich nur effektive Freiheits-

grade in einer Anzahl von 10 bis 15 zu vertreten. Dadurch werden jedoch die Signifikanzaussagen in Tab. 1 nicht gefährdet. Für die Beurteilung der KKF bedeutet diese Herabsetzung der Zahl der Freiheitsgrade, daß nur Werte der KKF statistisch gesichert sind, wenn ihr Betrag größer als 0,6 (0,2 ohne Reduktion) ist.

Korrelationsbeträge von 0,6 werden in den Gebieten M.S. und B.S.S. ausschließlich bei geringfügigen Verschiebungen (ca. 10 km) der Ausgangsdaten gegeneinander überschritten. In diesem Falle kann ein quellennaher Zusammenhang zwischen Wärmefluß- und Schwereanomalien angenommen werden. Im Gebiet B.M. wird dieser Wert erst bei einer großen Verschiebung (40 km) in Südostrichtung erreicht, wodurch die Wahrscheinlichkeit für einen Zusammenhang der Quellen sehr gering ist. Die vielen kleinen gravimetrischen Anomalien im Gebiet M.M.Z. zeigen bei beliebigen Verschiebungen keine signifikante Korrelation zu den Wärmeflußwerten.

Diese drei - deutlich unterschiedlichen - Typen von Zusammenhängen zwischen gravimetrischen und geothermischen Anomalien, wie sie sich in den KKF ausdrücken, können zur Klassifizierung von Krustenbereichen anhand der Beziehungen zwischen geophysikalischen Anomalienfeldern herangezogen werden.

3. Abschätzung der Temperatur (steady conduction temperature) in der Erdkruste

Die Untersuchungen von HURTIG & SCHLOSSER [7] zeigen, daß die Variationsbreite der Temperatur nach der Tiefe hin zunimmt. In ca. 7 km Tiefe treten im Norddeutsch-Polnischen Becken bereits laterale Temperaturunterschiede von 60 °C und mehr auf. Aus den in 4 km Tiefe gemessenen Temperaturwerten und dem für diesen Tiefenbereich ermittelten Wärmefluß wurde die Temperaturverteilung nach der Tiefe bei Vorgabe eines Modells der vertikalen Verteilung der Wärmeleitfähigkeit und der Wärmeproduktion nach folgender Beziehung berechnet (steady conduction temperature):

$$T_u = T_o + \frac{q \cdot z}{\lambda} - \frac{H \cdot z^2}{2\lambda};$$

darin bezeichnen T_u und T_o die Temperatur an der Unter- bzw. Oberkante der betrachteten Schicht, q den Wärmefluß, z die Mächtigkeit der Schicht, H die Wärmeproduktion und λ die Wärmeleitfähigkeit.

Für die Berechnung der Wärmeproduktion wurde folgendes Modell verwendet:

	U [ppm]	Th [ppm]	^{40}K [%]	Wärmeproduktion [cal/cm ³ s x 10 ⁻¹³]
Sedimente	1,0	8,0	2,0	2,37
Granit	4,0	18,0	2,0	5,93
Untere "Granitschicht"	2,3	9,0	2,0	3,50
Untere Kruste	0,8	5,0	1,0	1,50

Die Berechnung der Temperatur erfolgte für einige Bohrungen, die auf einem NE-SW verlaufenden Profil (Nordrügen - nördliches Harzvorland) liegen. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten (Sedimente, granitische Kruste, untere intermediäre bis basische Kruste) wurde vorliegenden Tiefenseismischen Angaben entnommen. Die Ergebnisse sind in Abb. 3 dargestellt. Es ergibt sich, daß in Tiefen von 30 km mit lateralen Temperaturdifferenzen in der Größenordnung bis zu 200 °C bereits auf Entfernungen von 50 bis 100 km gerechnet werden kann. Auch andere Autoren (s. z.B. SUGIMURA & UYEDA [15]) weisen auf ähnliche beträchtliche laterale Temperaturänderungen in der Kruste hin.

4. Thermisch bedingte Dichtedifferenzen

Der Zusammenhang zwischen thermischen und gravimetrischen Anomalien wird über den thermischen Ausdehnungskoeffizienten $\alpha(T, p)$ hergestellt. Es gelten folgende Beziehungen:

$$\Delta\rho = \rho_0 \alpha(T_0, p) \Delta T,$$

$$\alpha(T, p) = (\alpha_0 + a T)(1 - \beta p);$$

hier bezeichnen $\Delta\rho$ die Dichteänderung, ρ_0 die Bezugsdichte, T die Bezugstemperatur, $\alpha(T, p)$ den Ausdehnungskoeffizienten als Funktion von T und p , β die Kompressibilität, p den Druck und ΔT die Temperaturdifferenz. Bei kleinen Temperaturdifferenzen kann der thermische Ausdehnungskoeffizient α als konstant angesehen, bei größeren muß jedoch die Temperaturabhängigkeit berücksichtigt werden. Die Druckabhängigkeit kann man dagegen auf Grund von Abschätzungen für die betreffenden Tiefenbereiche vernachlässigen.

Die Berechnungsergebnisse sind im unteren Teil der Abb. 3 dargestellt. Die unterschiedliche thermische Ausdehnung verursacht im Mittel bei homogener Gesteinsausbildung eine Dichteveränderung von $0,01 \text{ g cm}^{-3}/100 \text{ }^\circ\text{C}$. Für diese Dichteveränderungen läßt sich die Schwerewirkung berechnen. In Abb. 4 sind die Ergebnisse für ebene Dreischichtmodelle dargestellt, die sich nur hinsichtlich der Breite des in die Schwereberechnung einbezogenen Streifens unterscheiden. Es ergibt sich, daß durch die unterschiedliche thermische Ausdehnung in Abhängigkeit von den lateralen Temperaturvariationen Schwereanomalien bis zu 10 mGal hervorgerufen werden können. Ähnliche Ergebnisse erhält BURGERARTH [3] für den Alpenraum. Allerdings geht die dort berechnete thermisch bedingte Schwereanomalie nur mit etwa 5 % in die starke gravimetrische Gesamtanomalie der Alpen ein. In nördlichen Mitteleuropa kann dagegen der thermisch bedingte Anteil an den BOUGUER-Anomalien über 25 % ausmachen.

5. Temperaturverteilung und Phasentransformationen

Neben der Einwirkung der Temperatur auf die Dichteverteilung über den thermischen Ausdehnungskoeffizienten sind Beziehungen zwischen den lateralen Temperaturvariationen und der Tiefenlage von Phasentransformationsgrenzen zu erwarten.

- [3] BUNTEBARTH, C. Über die Größe der thermisch bedingten Bouguer-Anomalie in den Alpen.
Z. Geophysik 39 (1973), S. 109-114
- [4] GREEN, D.H.; LAMBERT, I.B. Experimental crystallization of anhydrous granite at high pressures and temperatures.
J. geophys. Res. 70 (1965) 20, S. 5259-5268
- [5] GROTEN, E. On the masses necessary to produce the anomalous gravitational geopotential ...
Boll. Geofis. teor. ed appl. 10 (1968) 39, S. 235
- [6] HURTIG, E.; SCHLOSSER, P. Der Wärmefluß in Mitteleuropa.
Z. geol. Wiss. 1 (1973) 4, S. 461-466
- [7] HURTIG, E.; SCHLOSSER, P. Vertical changes of the heat flow in boreholes in the North-German sedimentary basin. In: KARG-Monographie; Geoelectrical and geothermal studies in the central and eastern Europe.
Im Druck
- [8] KARATAJEV, G.I. O korreljacionnom linejnom prognozirovanii glubinnogo stroenija zemnoj kory ...
Geol. i Geofiz. 12 (1963), S. 137-140
- [9] KHAN, M.A. Some geophysical implications of the satellite-determined geogravity field.
Geophys. J. roy. astron. Soc. 23 (1971), S. 19-43
- [10] OESBERG, R.-P. Über den Stand und die Aufgaben bei der geologisch-geophysikalischen Erforschung der Erdkruste und des oberen Erdmantels in Mitteleuropa.
Diplomarbeit, Leipzig 1965 (unveröff.)
- [11] RINGWOOD, A.E.; GREEN, D.H. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications.
Tectonophysics 3 (1966) 5, S. 383-427
- [12] RUSKOL, J.I. O prirode temperaturnych neodnorodnostej v nedrach zemli.
Fiz. Zemli (1965) 4, S. 1-3
- [13] SUGIMURA, A.; UYEDA, S. Island arcs - Japan and its environs. In: Developments in Geotectonics, Vol. 3.
Amsterdam, London, New York: Elsevier 1973
- [14] TAUBENHEIM, J. Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten.
Leipzig: Akadem. Verlagsges. Geest & Portig 1969

[15] WIRCH, H.

Komplexe Analyse der geomagnetischen und gravimetrischen Potentialfelder ...
Vermessungstechnik 18 (1970) 12, S. 457-459

[16] WOLLARD, G.F.

Crustal structure from gravity and seismic measurements.
J. geophys. Res. 64 (1959), S. 1521-1544

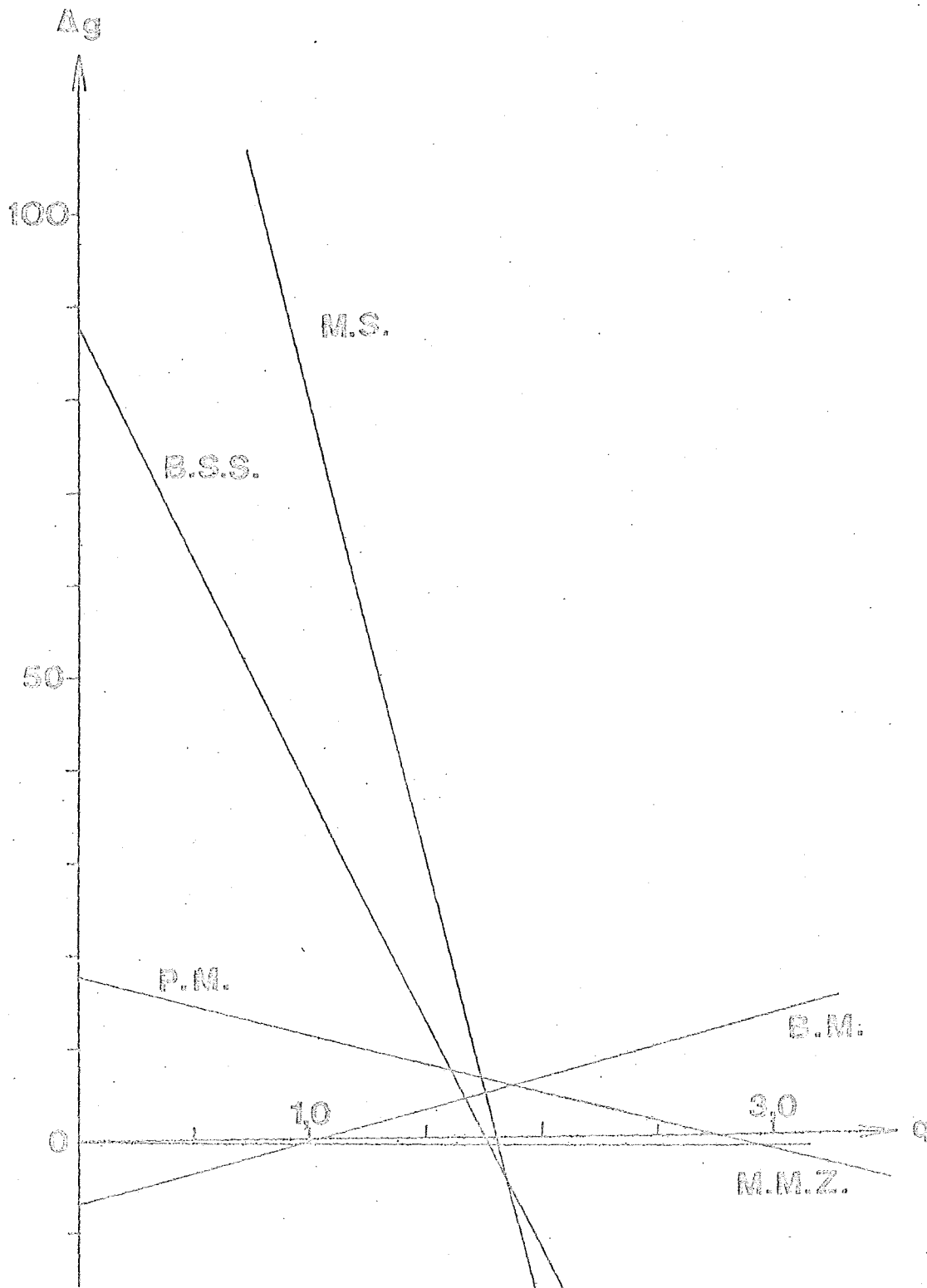


Abb. 1. Regressionsgeraden für die fünf untersuchten Teilgebiete

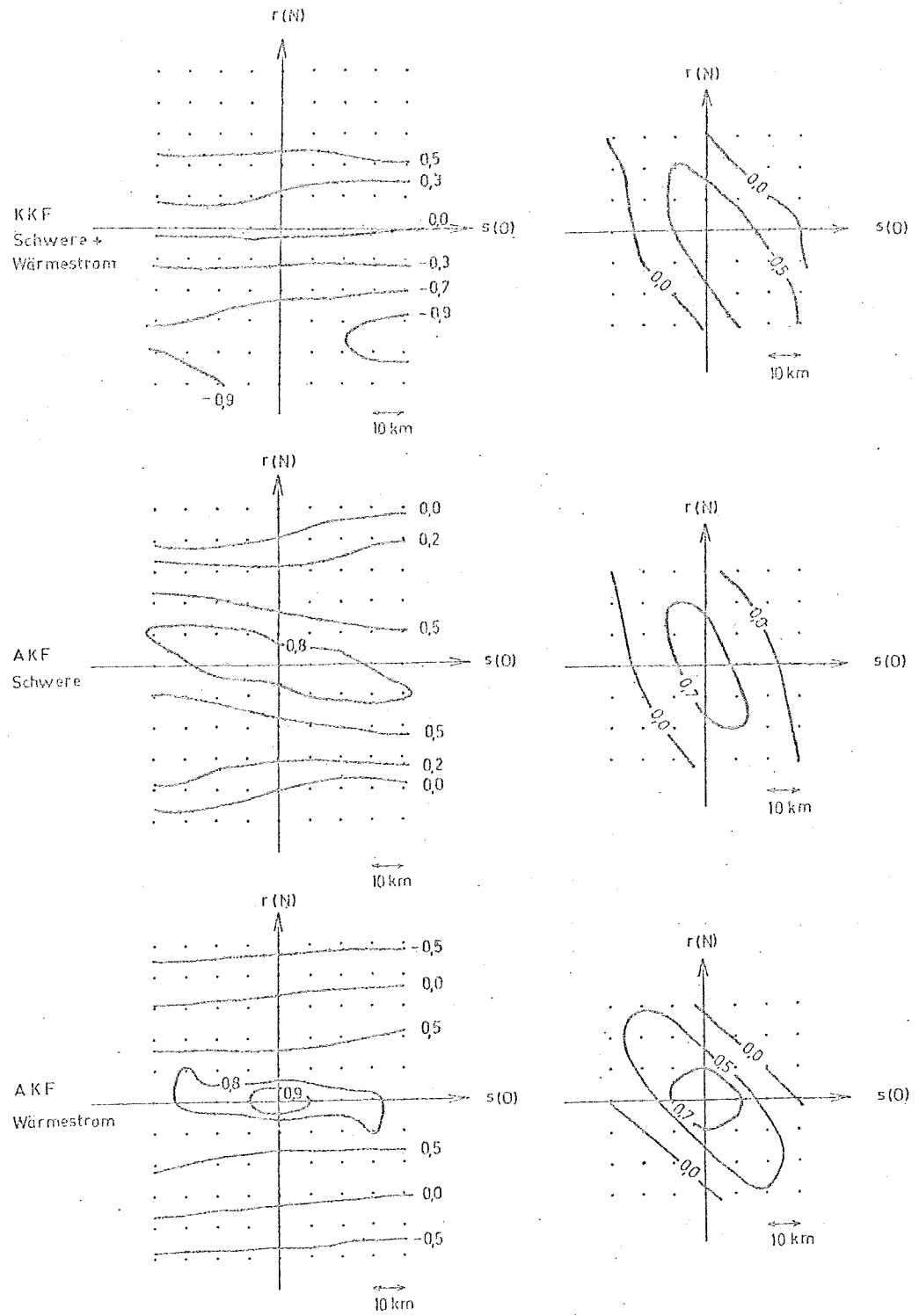


Abb. 2. Auto- und Kreuzkorrelationsfunktion von Schwere und Wärmestrom für zwei Teilgebiete; links: Braunschiger Massiv, rechts: Magdeburger Schwerehoch

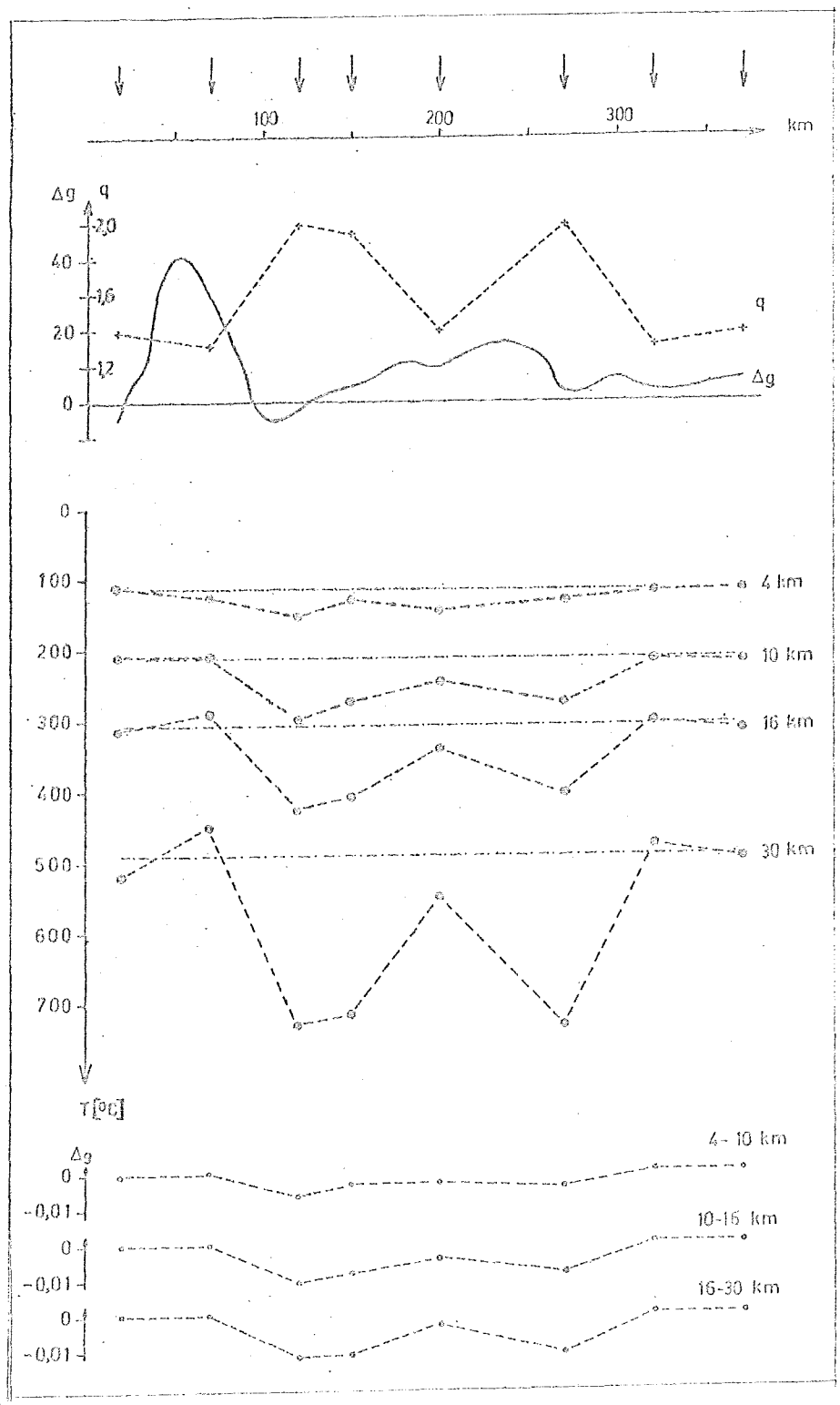
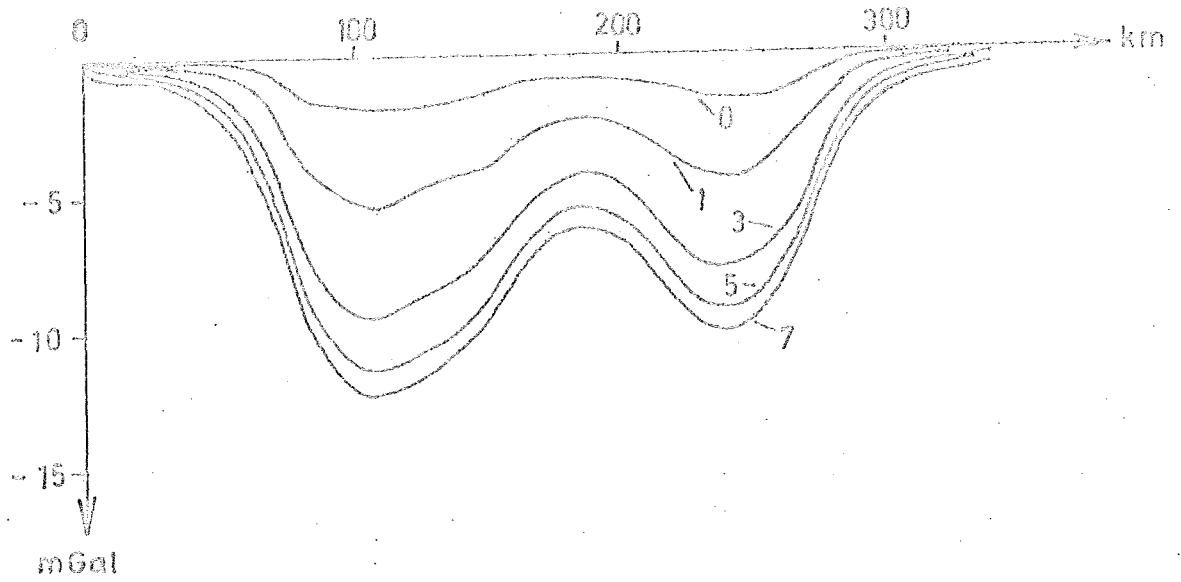
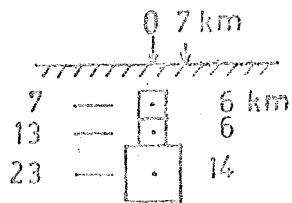


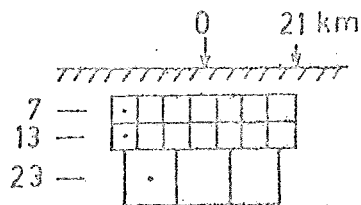
Abb. 3. SW-NE-Profil durch die Norddeutsch-Polnische Senke: BOUCQUER-Schwarz Δg [μGal], Wärmefluss q [$\mu\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ s}$], Temperaturverteilung und thermisch bedingte Dichteveränderung $\Delta \rho$ [g/cm^3]



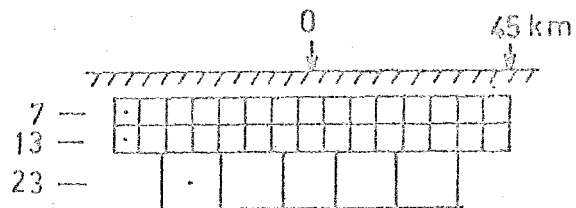
zugehörige Modelle b zum Profil



Modell 0



Modell 3



Modell 7

Abb. 4. SW-NE-Profil durch die Norddeutsch-Polnische Senke: thermisch bedingte Schwereanomalie

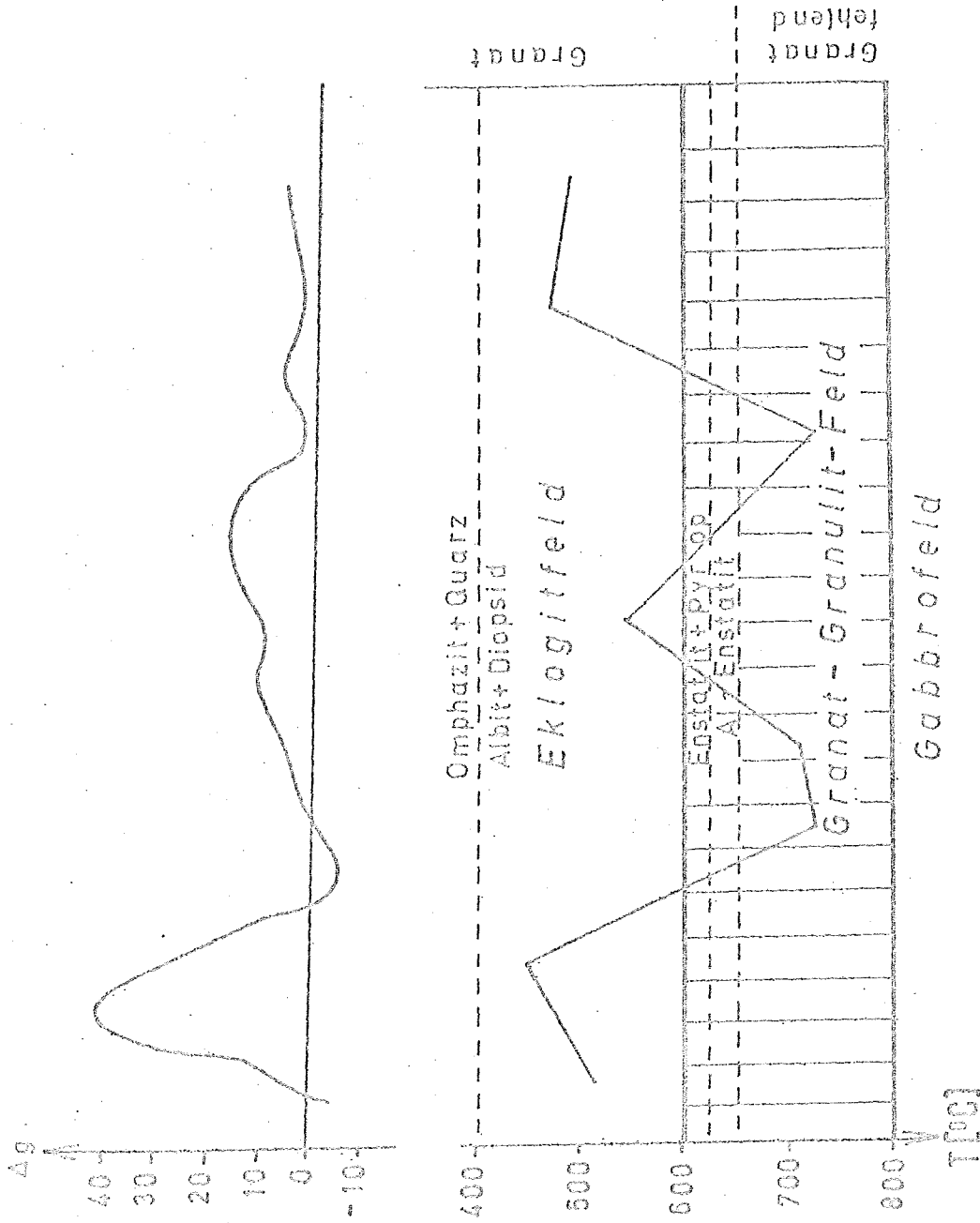


Abb. 5. ST-NE-Profil durch die Norddeutsch-Polnische Senke: BOETTNER-Schwere Δg [mgal], Temperatur in 30 km Tiefe und Stabilitätsfelder nach KINGWOOD & GREEN [11] sowie GREEN & LAMBERT [4]