

Vortrag Prof. Angenheister, München

Die Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit in der Erdkruste und im oberen Mantel

Freitag, den 11.10.1963

Um Kenntnisse von der Struktur und vom Stoffbestand des Untergrundes zu erhalten, kann man einerseits an oder nahe der Erdoberfläche bestimmte physikalische Größen messen und anhand von Materialkonstanten im Laboratorium unter solchen Bedingungen messen, die denen des Untergrundes entsprechen; anhand theoretischer Betrachtungen (meist durch Extrapolationen) erhält man dann ein Bild von einer wahrscheinlichen Verteilung der Materialkonstanten im Untergrund. Beide Methoden: Messung in situ plus Modellvergleich und Messung im Laboratorium plus theoretische Betrachtungen müssen zu einander verträglichen Ergebnissen führen.

Im folgenden wird für die Erschließung der Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund zunächst der zweite Weg besprochen. Am Ende dieser Abhandlung werden Ergebnisse der zweiten Methode herangezogen und die Übereinstimmung und Diskrepanzen der Ergebnisse beider Methoden für die Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrund herausgestellt.

I. Die Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit mit der Tiefe bis etwa 5 km.

Die elektrische Leitfähigkeit der Sedimente ist fast ausschließlich vom Elektrolytgehalt im Porenraum abhängig. Die Leitfähigkeit der Gesteinsmatrix bei 0°C ist etwa gleich 10^{-12} bis 10^{-11} [$\Omega^{-1} m^{-1}$], bei 150°C - entsprechend einer Tiefe von rund 5 km 10^{-10} bis 10^{-6} [$\Omega^{-1} m^{-1}$]. Die Elektrolyt-Leitfähigkeit der Formationswässer beträgt dagegen 10^{-2} bis 10^2 [$\Omega^{-1} m^{-1}$]. Z.B. läßt sich die Leitfähigkeit der Sande, deren Porenraum teilweise oder ganz mit Formationswässern gefüllt ist, durch folgenden Ausdruck darstellen:

$$\sigma(z) = f(\sigma_{Rw}, S, T_0) \text{ und } \sigma_{Rw} = \varphi(\alpha, c_n, u)$$

(σ_R die Leitfähigkeit der Formationswässer im Porenraum, ξ die Porosität, S die Sättigung der Poren an Flüssigkeit, T_0 Tortuosität, α Dissoziation, c_n Konzentration der Ionen, n Zahl der Ionenarten, u Beweglichkeit). Für die sich anschließende Betrachtung ist es nicht erforderlich, den Einfluß all dieser Faktoren ausführlich zu diskutieren. (Es soll hier auch nicht diskutiert werden, in welchem Teil des Porenraumes sich die Ionen bewegen).

Bei den Tonen, die fast immer eine relativ gute Leitfähigkeit besitzen, sind weitere Größen von Bedeutung: Viele Tone sind nicht nur durch die geringe Korngröße, sondern auch durch besondere Minerale - nämlich durch sogenannte Tonminerale - aufgebaut. Die Kationen-Austauschkapazität und die geringe Beweglichkeit der Anionen in den Porenräumen solcher Tone haben einen Einfluß auf den komplizierten, noch nicht voll verstandenen Leitungsmechanismus der Tone.

Die Porosität ξ , wie auch die Konzentration der Formationswässer an Salzen sind Funktionen der Tiefe z , was sich aus den Ergebnissen der Bohrlochmessungen und den Untersuchungen von Bohrkernen ergibt: $\xi(z) ; c(z)$.

Die Konzentration c , wie auch die Art des Elektrolyten hängen von der Vorgeschichte der Formationswässer ab. Die Formationswässer durchströmen im Laufe geologischer Zeiträume mehrere Sedimentgesteine, durch deren Mineralbestand, Temperatur, Druck und Porenraum der ursprüngliche Salzgehalt der Formationswässer teilweise verändert wird.

Im allgemeinen nimmt der Salzgehalt mit der Tiefe zu; insbesondere ist der Salzgehalt der Formationswässer jüngerer, höher liegender Sedimente im Mittel geringer als der der tieferliegenden und älteren. Diese Zunahme ist aber keineswegs regelmäßig; besonders werden bei Bohrungen in den Sedimenten des Tertiärs (z.B. der Poebene oder der bayerischen Molasse) stark versalzene Formationswässer über weniger versalzene angetroffen.

3 Arten von Kationen und 3 Arten von Anionen liefern den größten Beitrag zum Elektrolytgehalt der Formationswässer. Es sind dies

die 3 Kationen: Na^+ , Ca^{++} und Mg^{++} und die Anionen: Cl^- , SO_4^{--} und $\text{CO}_3^{--} + \text{HCO}_3^-$. Bei allen Formationswässern sind unter den Kationen die Na^+ -Ionen, unter den Anionen die Cl^- -Ionen die häufigsten. Das gilt auch für das Meerwasser. Jedoch ist im Meerwasser der Anteil der Mg^{++} -Ionen und der SO_4^{--} -Ionen relativ größer bei den Formationswässern. - Die Summe der Moläquivalente (Molwertigkeit) dieser 3 Kationen ist annähernd gleich der Summe der Moläquivalente der 3 Anionen. In der folgenden Tabelle 1 sind die Moläquivalente der Kationen und die Moläquivalentprozente (Moläquivalent eines Kations geteilt durch die Summe der Moläquivalente aller 3 Kationen mal 100) der 3 Kationen und der 3 Anionen nach Engelhardt "Der Porenraum der Sedimente", (Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen, 11. Bd., 1960, S. 150-165) angegeben. In Klammern stehen die Mengen in Gramm pro Liter (g/l); sind dies jedoch nur grobe Mittelwerte. - In der Fig. 1 (s. S. 100) ist der spezifische Widerstand wässriger Lösungen von NaCl als Funktion der Konzentration NaCl in g/l aufgetragen. Der spezifische Widerstand der Formationswässer kann aus dieser Figur nur näherungsweise ermittelt werden, da ja außer NaCl noch der Einfluß anderer Salze auf die Leitfähigkeit zu berücksichtigen ist.

Der Temperaturkoeffizient des spezifischen Widerstandes einer wässrigen Lösung von NaCl hat etwa die Größe $0,02 - 0,03/^\circ\text{C}$; doch nimmt der spezifische Widerstand nur bis etwa 240°C ab; weitersteigender Temperatur nimmt er wieder zu. Günstigenfalls nimmt daher der spezifische Widerstand auf $1/5$ bis $1/6$ ab. Allerdings ist der Einfluß des Druckes bei dieser Abschätzung nicht berücksichtigt. - Die Verringerung des spez. Widerstandes der Formationswässer durch die Zunahme der Temperatur innerhalb der 0-5 km dürfte also geringer als $1 : 10$ sein.

Der Zunahme der Leitfähigkeit σ_F der Formationswässer mit der durch die Zunahme der Versalzung und der Temperatur wirkt die Zunahme des Porenraumes und meist damit verbunden die Zunahme der Tortuosität entgegen. Die Abnahme der Porosität $\epsilon = (V_g - V_f) / V_g$ erfolgt für die drei Sedimente: Sande, Tone und Karbonat-Gesteine durch recht unterschiedliche Mechanismen. - Die Abnahme der Porosität ϵ mit der Tiefe z wird bei den Sanden durch Größe und

Tabelle 1

Mengen

in Moläquivalentprozenten

Formation Ort	Teufe in km (Mittel angenäh.)	(in g/l angenäh.) Kationen			Anionen			der Kationen in Äquival. pro Liter (und in g/l)
		Na ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻ +CO ₃ ⁼⁼	SO ₄ ⁻⁻	
Meere (Mittel)	-	78,7 (10,6)	3,5 (0,42)	17,8 (1,29)	90,3	9,3	0,4	0,595 (12,51 g/l) Äquival. Liter
Tertiär Ober- rheintal	0,4-1,7 (1,0)	70-82 (22)	7-19 (4)	3-10 (1,2)	96-99	0-5	0,1-0,2	1,1-1,4 (27)
Roebene	0,5-3,5 (2,0)	77-98 (31)	2-12 (2,2)	0-14 (1,5)	82-100	0-17	0-2	0,2-3,0 (35)
Kreide, NW- Deutschl.	0,7-1,2 (1,0)	71-74 (38)	17-21 (8)	6-10 (2,2)	99-100	0-0,2	0	1,4-3,1 (49)
Malm NW- Deutschl.	0,4-1,4 (0,9)	55-69 (64)	20-38 (27)	6-8 (4)	99-100	0	0,1-0,3	3,5-5,4 (95)
Dogger NW- Deutschl.	0,5-1,6 (1,0)	85-92 (57)	6-12 (5)	2-7 (1,5)	99-100	0	0	2,3-3,4 (64)
Lias NW- Deutschl.	1,5-1,9 (1,7)	78-86 (61)	11-12 (8)	2-9 (2,4)	99-100	0	0,5	2,9-3,6 (71)
Trias + Perum NW- Deutschl.	2,1-3,2 (2,6)	51-87 (71)	11-28 (23)	2-20 (8)	99-100	0-0,2	0	5,5-5,8 (102)

teilung der (mechanischen) Spannungen und der Temperatur in der Gesteinsmatrix bestimmt. An den Kornkontakten herrschen die größten Normal- und Scherspannungen (τ_1, τ_2). Der Druck $p_g = (\tau_1 + \tau_2 + \tau_3)/3$ ($\tau_{1,2,3}$ Hauptspannungen) in einem differentiellen Volumen des festen Gesteins, insbesondere an den Kontaktstellen in einer Tiefe z ist größer als der hydrostatische Druck in den Formationswässern p_{Fw} , der meist recht genau gleich dem Druck einer Wassersäule von der Höhe z ist. Nach dem Rieckeschen Prinzip geht ein Teil der Gesteinsmatrix in Lösung, wobei $\Delta p = p_g - p_{Fw}$ abnimmt. Die Kontaktfläche wird vergrößert; der Porenraum verringert. - Wenn beim Versenken eines Sedimentpaketes die Scherspannungen an den Kontaktflächen der Körner die Nachgabe-Spannungen τ_N überschreiten, rutschen die Körner aneinander vorbei, so daß sich der Porenraum verringert. - Diese beiden Mechanismen, chemische und mechanische Diagenese, reichen nicht aus, um in 5 bis 6 km Tiefe den Porenraum der jungen, also relativ schnell in die Tiefe abgesunkenen, sandigen Sedimente zum Verschwinden zu bringen, was sich aus der Untersuchung von Bohrkernen aus Tiefbohrungen ergibt. -

Der große Porenraum der Tonsedimente rührt zum größten Teil von der Plättchenstruktur der Tonminerale her. Dies ist überraschend, da dünne trockene Plättchen besonders dicht, also mit äußerst geringem Porenraum im Laboratoriumsexperiment gepackt werden können. Bei der Sedimentation der Tonbestandteile im Meer sind aber die Tonteilchen mit einer diffusen Doppelschicht von Ionen umgeben. Bei der Sedimentation dieser Teilchen spielen daher die elektrostatischen Kräfte an der Oberfläche eine viel größere Rolle als die Volumenkräfte (Schwerkraft). Demzufolge legen sich die Teilchen bei der Sedimentation in äußerst lockerer Form aufeinander. - Die Porosität der Tone nimmt mit zunehmender Tiefe z stark ab: z.B. haben etwa gleichaltrige Lias-Tone aus NW-Deutschland in einer Tiefe von 100 bis 500 m eine Porosität von 0,6 bis 0,5, in Tiefen, die größer als 2000 m sind, ist die Porosität dieser Tone kleiner als 0,1. Es ist bekannt, daß auch bei relativ geringem Druck aus gesättigten Tonen Wasser ausgepreßt werden kann.

Die jungen, diagenetisch nicht verfestigten Karbonat-Gesteine können - ähnlich wie die Tone - eine sehr hohe Porosität besitzen. Über die Abnahme der Porosität mit der Tiefe liegen nur wenige Er-

fahrungen vor. Sicher spielt die chemische Diagenese eine bedeutende Rolle. (Eine besondere Erscheinung ist die Dolomitisierung, bei der möglicherweise die Porosität der Karbonat-Gesteine zunimmt).

In denjenigen Teilen der oberen Erdkruste, die Tone enthalten und die sich senken, ist im Mittel über eine hinreichend große Fläche mit einem Aufwärtsstrom der Formationswässer zu rechnen, da mit Absenkung in die Tiefe der Porenraum der Gesteine abnimmt und die Formationswässer bei der chemischen Diagenese und Metamorphose von den neugebildeten Gittern nicht vollständig aufgenommen werden. Dies könnte auch Anlaß zu vertikal verteilten Potentialdifferenzen geben, da ein Teil der Ionen durch Absorption an diffusen Doppelschichten festgehalten wird und Tonschichten wie eine Anionensperre wirken.

Gelangt ein Sedimentpaket in immer größere Tiefe, so schreitet der Zusammenbruch der Porenräume immer weiter voran. Die Verbindung der Porenräume wird immer schlechter; der Druck in der Flüssigkeit steigt und nähert sich immer mehr dem Druck in der Gesteinsmatrix. Mit der Metamorphose wird der Inhalt der nunmehr sehr kleinen Poren teilweise in die neu sich bildenden Minerale eingebaut.

Der Porenraum der kristallinen Gesteine ist bedeutend kleiner als der der Sedimente. Bei den metamorphen Gesteinen und den magmatischen Tiefengesteinen, die heute an oder nahe der Erdoberfläche liegen, ist die Porosität $\leq 0,1$, oft sogar $\leq 0,01$. In diesen Fällen kann für die Leitfähigkeit des Gesteins die Kluftporosität nicht mehr wie bei den Sedimenten vernachlässigt werden.

Am Rand der mehr oder weniger regelmäßigen Poren und an den Kontaktstellen der Körner sandiger Gesteine treten Scherspannungen τ_s auf, die im allgemeinen zwar kleiner, aber doch von der gleichen Größenordnung wie der Druck in der Gesteinsmatrix sind und die mit der Tiefe zunehmen. Überschreiten diese Scherspannungen die Nachgebepannung τ_N , die vermutlich mit der Tiefe abnimmt, so schließen sich die Poren. Nimmt man für τ_N etwa den Wert $1-4 \cdot 10^9$ [dyn/cm²], so ist zu erwarten, daß auch bei Sanden in der Tiefe der Mohorovičić-Diskontinuität, in der ein Druck von $9 \cdot 10^9$ [dyn/cm²]

herrscht, mit Poren sicher nicht mehr zu rechnen ist. Fast alle durch Diagenese und Metamorphose veränderten, alten Gesteine, die früher einmal in einer Teufe von 5-15 km über hinreichend lange Zeiträume gelegen haben, zeigen, daß das Verschwinden der Poren meist sogar weit oberhalb der Mohorovičić-Fläche erfolgt.

Das Schichtenpaket über der Conrad-Fläche kann grob in 4 Einheiten gegliedert werden, für die in der Tabelle 2 geschätzte Mittelwerte der spezifischen Widerstände aufgeführt sind.

Tabelle 2

	Teufe [km]	ϵ	ρ_{FW} [Ωm]	ρ/ρ_{FW}	ρ [Ωm]
Grundwasser	0-0,1	-	-	-	20-100
Meer	0-6	-	-	-	0,2-2
junge Sedimente (z.B. Tertiär- Becken)	0-7	0,9-0,2	0,3-2	1,3-15	0,4-30
Mesozoikum	0-7	0,05-0,4	0,2-1	3-150	0,6-150
Palaeozoikum (auch archimeta- morph)	0-10	0,01-0,2	0,2-1	15-500	3-500
Kristallin (Gneis, Granit)	0-15	0,001- 0,01	0,2-1	500- 10 000	100- 10 000

Die hier angegebenen Zahlen umfassen den gesamten, möglichen Streubereich des spezifischen Widerstandes. Der effektive spezifische Widerstand, der für die Auswertungen der erdmagnetischen Tiefensondierung bei Messungen in einem Sedimentbecken, wie z.B. das norddeutsche, als repräsentativ angenommen werden könnte, scheint aber eine wesentlich geringere Streuung aufzuweisen. Flathe hat bereits bei dem Kolloquium über erdmagnetische Tiefensondierung in Kassel 1962 und in Salzgitter-Lebenstedt 1963 erneut darauf hingewiesen, daß die Längsleitfähigkeit (parallel zur Erdoberfläche) zwischen etwa 1 bis 10 Ωm liegt, während die Querleitfähigkeit (senkrecht zur Erdoberfläche) um 1 bis 2 Größenordnungen größer ist.

II Die Verteilung der Leitfähigkeit in vertikaler Richtung unterhalb der Sedimente

Mit Verschwinden der elektrolytischen Leitfähigkeit kommt die

Leitfähigkeit der Ionenkristalle als Halbleiter ins Spiel. Von Bedeutung sind hier die Halbleitung durch Verunreinigung (Mangel- und Überschubhalbleitung) und Eigenhalbleitung. Ferner kann Ionenleitung in Kristallen durch Schottky- oder Frenkeldefekte von Bedeutung sein. Diese 3 Leitfähigkeitsmechanismen können durch die folgende Temperaturabhängigkeit beschrieben werden

$$\sigma = \sigma_i(p) e^{-\frac{E_i(p)}{kT}}$$

$i = 1$: Halbleitung durch Verunreinigung; $i = 2$: Eigenhalbleitung;
 $i = 3$: Ionenleitung; k = Boltzmann-Konstante.

In der Literatur sind einige Werte der Konstanten σ_i und E_i veröffentlicht worden. (S.K. Runcorn und D.C. Tozer 1955; H. Hughes 1955; K. Noritomi 1961, dort auch weitere Literatur; R.S. Bradley, A.K. Jamil, D.G. Munro 1962). Besonders haben Hughes und Noritomi (1961) auch die Druckabhängigkeit dieser Materialkonstanten für einige gesteinsbildende Minerale untersucht. - Aus diesen Daten kann die Verteilung des spez. Widerstandes $\rho(z)$ mit der Tiefe z abgeschätzt werden, sofern die Temperatur- und Druckfunktionen $T(z)$ und $p(z)$ bekannt sind. Da einerseits $p(z)$ einigermaßen gut bekannt ist und andererseits nach den Angaben in der Literatur die Abhängigkeit des spezifischen Widerstandes der Halbleiter vom Druck zwar nicht zu vernachlässigen, jedoch nicht übermäßig stark ist, wird die Unsicherheit der Werte $\rho(z)$ vorwiegend durch die Unsicherheit in der Kenntnis der Temperaturabhängigkeit bestimmt. In Fig. 2 (s.S. 108) ist $\rho(z)$ für 2 extreme Temperaturfunktionen $T_I(z)$ und $T_{II}(z)$ aufgezeichnet. Die quer und weit schraffierten Bereiche I und II geben die Streuung von $\rho(z)$ an. Der Streubereich, der mindestens eine Zehnerpotenz umfaßt, ist nicht nur durch die Unsicherheit der Materialkonstanten σ_i und E_i bestimmt; er ergibt sich vielmehr auch aus der Tatsache, daß bei dieser Darstellung die Leitfähigkeit mehrerer Minerale und Gesteine berücksichtigt wurde. Dies ist erforderlich, da der Stoffbestand des oberen Mantels nicht genügend bekannt ist. Es wurden Werte folgender Minerale und Gesteine verwendet: Olivin, Enstatit, Diopsid, Serpentin und Basalt. - Keines der bisher untersuchten Minerale oder Gesteine dürfte im Mantel allein und ausschließlich vorkommen. Möglicherweise wird der Mantel zu einem großen Teil von Olivin aufgebaut. Die in der Figur schraffiert eingezeichneten Bereiche des

spezifischen Widerstandes der genannten Minerale und Gesteine vermitteln noch kein befriedigendes Bild von der Verteilung des mittleren spezifischen Widerstandes in der Kruste und im oberen Mantel. -

III Vergleich der Ergebnisse der Messungen in situ mit denen der Messungen im Laboratorium

Mißt man an einzelnen Punkten der Erdoberfläche die zeitliche Variation des elektrischen Feldes \vec{E} und des magnetischen Feldes \vec{H} , so kann das Verhältnis E_x/F_y und E_y/F_x berechnet und hieraus der scheinbare spezifische Widerstand $\rho_s(T)$ als Funktion der Periode T der zeitlichen Variation bestimmt werden. Dies ist von mehreren Autoren für einige Punkte innerhalb von Kontinenten ausgeführt worden. Es liegt nahe, für die Interpretation dieser $\rho_s(T)$ -Kurven 3-Schichten-Modelle heranzuziehen. Macht man dies, so zeigt sich, daß für etwa die Hälfte der wenigen bisher veröffentlichten Messungen ein 3-Schichten-Modell zur Interpretation verwendet werden kann. In der Figur 2 ist durch die senkrechten Begrenzungen A und B der Bereich abgegrenzt, innerhalb dessen die Werte der spezifischen Widerstände $\rho(z)$ aller oben genannten Modelle liegen.

Für die Tiefenbereiche von 0 - 5 km (Sediment) und für die Tiefen größer als 50 km stimmen die mit Hilfe dieser 3-Schichten-Modelle ermittelten Werte des spezifischen Widerstandes $\rho(z)$ etwa mit denjenigen überein, die sich - entsprechend den oben erörterten - aus den Materialeigenschaften ableiten lassen. Dagegen liegen im Tiefenbereich von 10 bis 50 km die Werte des spezifischen Widerstandes des Krusten- und Mantelmaterials, die sich aus den Messungen der Magnetotellurik ergeben, zwischen denjenigen des Fayalits und denjenigen der übrigen bisher untersuchten Minerale.

Aufgrund dieser Darstellung läßt sich vermuten, daß der effektive (nicht scheinbare) spezifische Widerstand ρ des obersten Mantels, der aus den spezifischen Widerständen der einzelnen Mineralkomponenten resultiert, geringer ist als bisher vermutet, daß er aber doch größer ist als der effektive spezifische Widerstand ρ des Sediments im Hangenden und des Materials im oberen Mantel unter 100 km. Ein 3-Schichten-Modell scheint eine grobe oder doch mög-

liche Näherung für die Verteilung von $\rho(z)$ zu sein.

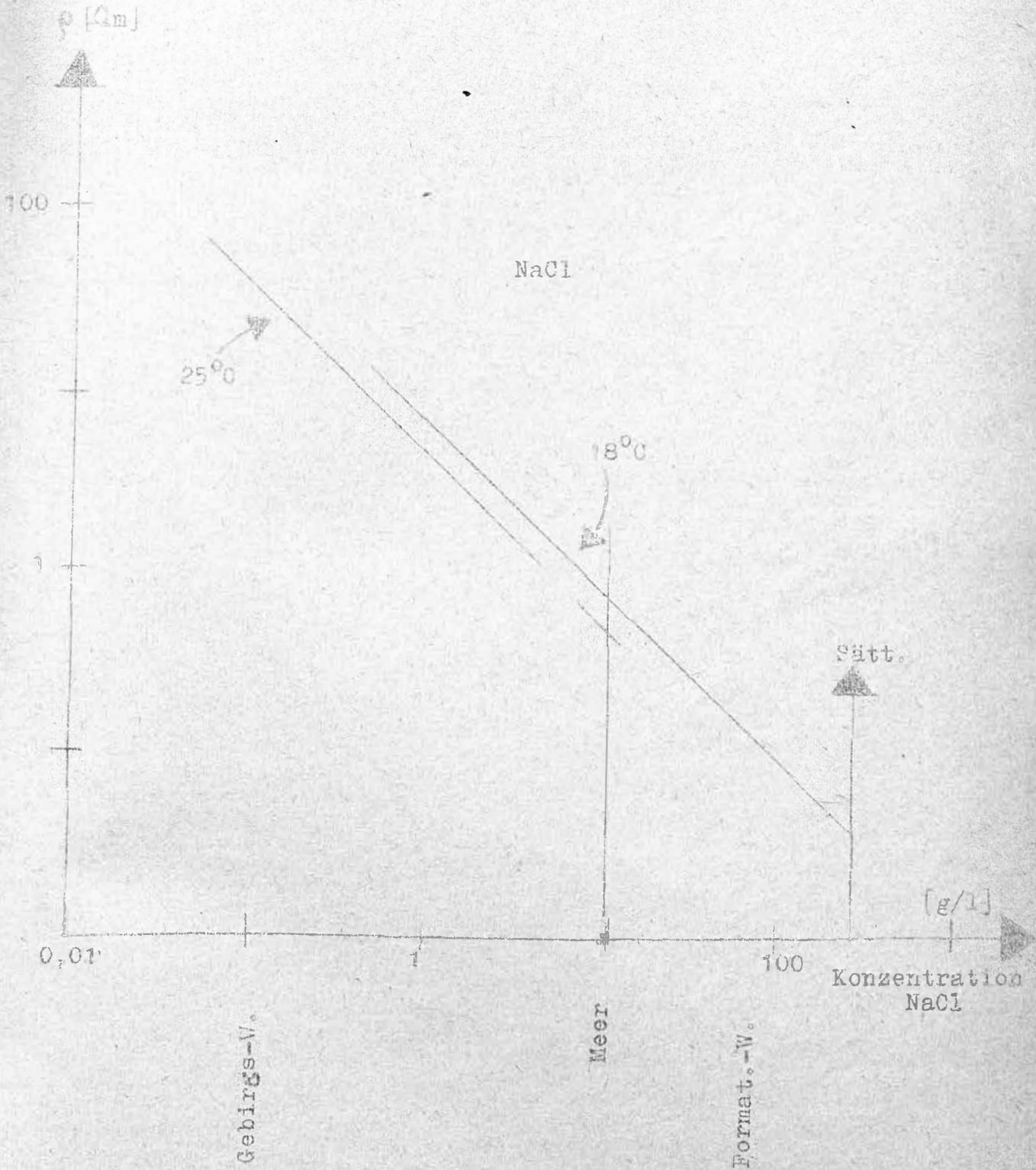
Inhomogenitäten des spezifischen Widerstandes $\rho(x, y, z)$ in horizontalen Richtung sind gekoppelt mit Variationen der Temperatur T , des Druckes p und des Stoffbestandes in horizontaler Richtung. Der Einfluß von T und p auf die Leitfähigkeit ist aber ein doppelter: für ein Mineral ist die Leitfähigkeit $\sigma = \sigma_1 \cdot e^{-E_1/kT}$, wobei E_1 und möglicherweise auch σ_1 vom Druck abhängen; zum anderen kann sich die Mineralmodifikation mit einer Variation von p und T ändern; damit ändern sich aber aller Wahrscheinlichkeit nach auch die Materialkonstanten σ_1 und E_1 . Eine Steigerung der Temperatur bis nahe an den Schmelzpunkt dürfte einen Einfluß auf die Leitfähigkeit haben; analoges ist zu erwarten, wenn der Schmelzpunkt bedeutsam durch eine Druckvariation verändert wird.

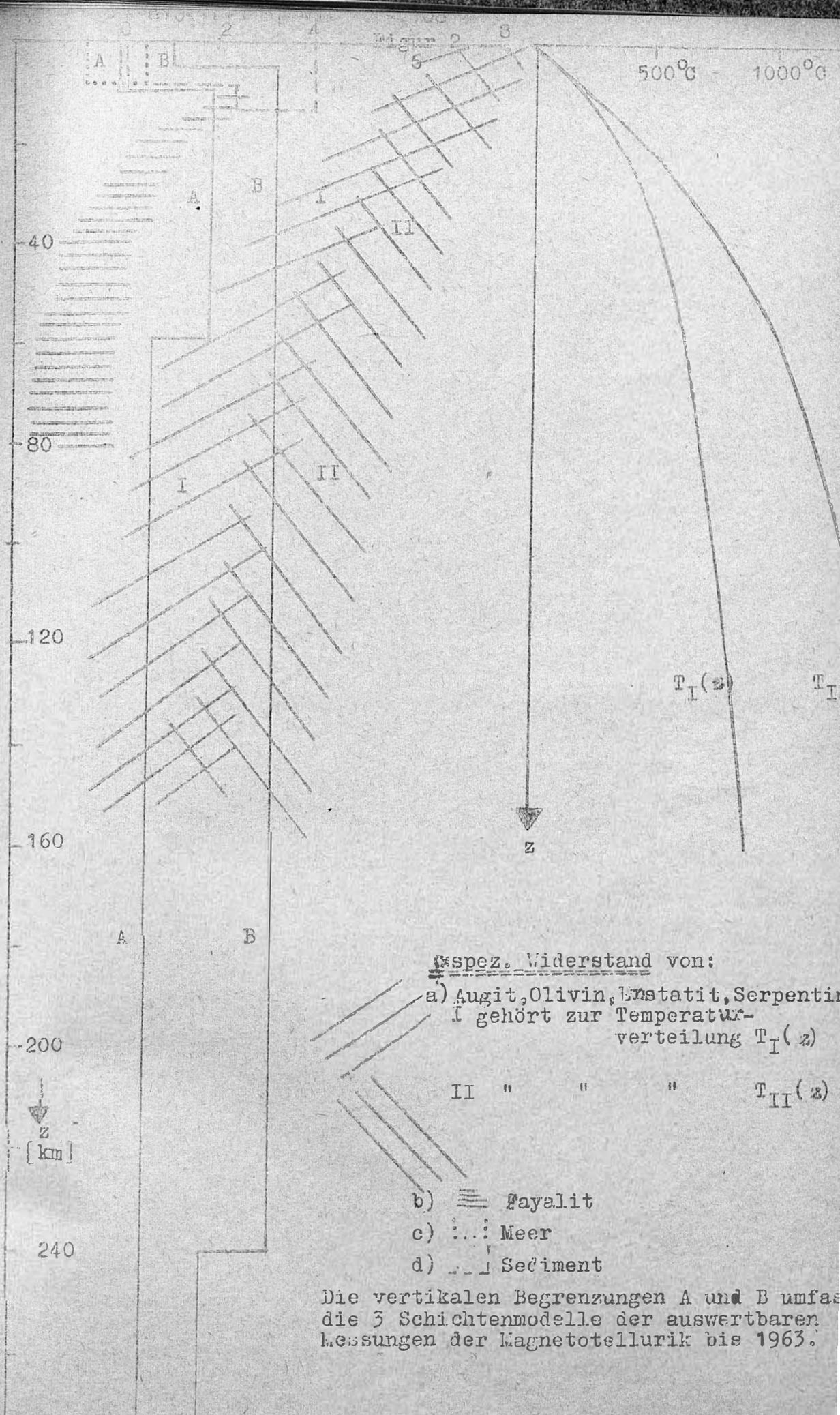
Da unter den Ozeanen eine andere Temperaturverteilung und möglicherweise auch ein anderer Stoffbestand vorliegt als unter den Kontinenten oder unter Orogenen scheint es unwahrscheinlich, daß unter diesen 3 Arealen gleiche Verteilung der Leitfähigkeit vorliegt.

Literatur:

- R.S. Bradley, A.K. Jamil, D.C. Munro: Electrical conductivity of fayalite and spinell; Nature, Vol. 193, Heft 4819, S. 965-966 (1962)
- W.v. Engelhardt: Der Porenraum der Sedimente; Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen, Bd. II, Springer Verlag Berlin, Göttingen, Heidelberg (1960)
- H. Hughes: The pressure effect on the electrical conductivity of peridot; Jour. Geophys. Res., 60, S. 187 (1955)
- K. Noritomi: The electrical conductivity of rock and the determination of the electrical conductivity of the earth interior; Jour. of the Mining College, Akita Univ., series A, Mining Geology, Vol. I, No. 1, S. 27-59 (1961)
- S.K. Runcorn, D.C. Tozer: The electrical conductivity of olivine at high temperatures and pressures; IAGA Bulletin No. 15a (Extrait des Ann. de Géophys. (1955) t. 11, no. 1, pages 49-108)

Figur 1





500°C - 1000°C

40

80

120

160

200

240

z
[km]

$T_I(z)$

T_{II}

z

spez. Widerstand von:

a) Augit, Olivin, Kristallit, Serpentin
I gehört zur Temperatur-
verteilung $T_I(z)$

II " " " $T_{II}(z)$

b) ≡ Fayalit

c) ... Meer

d) ... Sediment

Die vertikalen Begrenzungen A und B umfassen die 3 Schichtenmodelle der auswertbaren Messungen der Magnetotellurik bis 1963.