

Vortrag Prof. Angenheister, München

"Beziehung zwischen der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit einerseits und den Gesteinen und deren Verhalten andererseits in der Erdkruste und im oberen Mantel"

Die aus der erdmagnetischen Tiefensondierung gefundene Leitfähigkeitsverteilung muß zur Geologie der Erdkruste und zur Geophysik des oberen Erdmantels in Beziehung gebracht werden. Es soll daher geschildert werden, mit welcher Leitfähigkeitsverteilung nach dem gegenwärtigen Stand der Kenntnisse im Bereich von der Erdoberfläche bis etwa 400 km Tiefe gerechnet werden kann. - Hierbei sollen zunächst Inhomogenitäten in horizontaler Richtung ausser acht gelassen werden. Es wird also als erstes die Leitfähigkeitsverteilung mit der Tiefe einer etwa schalenförmigen Erde diskutiert. - Als Beitrag zur Deutung des anomalen inneren Anteils des im Untergrunde induzierten Magnetfeldes werden dann anschließend Inhomogenitäten der Leitfähigkeit in horizontaler Richtung erörtert.

I. a) Die Verteilung der Leitfähigkeit in vertikaler Richtung innerhalb der Sedimente (bis etwa 5 km Tiefe).

Die elektrische Leitfähigkeit der Sedimente ist vorwiegend vom Elektrolyt-Gehalt im Porenraum abhängig, da die Leitfähigkeit der Gesteinsmatrix etwa bei $10^{-10} - 10^{-12} (\Omega^{-1}m^{-1})$ liegt. Ohne die Zusammenhänge im einzelnen zu diskutieren kann man schreiben: $\sigma(z) = f(\sigma_{E1}, \epsilon, T_0)$ und $\sigma_{E1} = \varphi(\alpha, c_n, u)$; [σ_{E1} Leitfähigkeit des Elektrolyten im Porenraum, ϵ Porosität, T_0 Tortuosität, α Dissoziation, c_n Konzentration, u Beweglichkeit.] Für die sich anschließende qualitative Betrachtung ist es kaum erforderlich, den Einfluß aller dieser Faktoren ausführlich zu diskutieren. Es soll auch hier nicht erörtert werden, welcher Teil des Porenraums den Hauptbeitrag zur Leitfähigkeit liefert. - Die Bohrlochmessungen bis 2000 - 3000 m Tiefe haben gezeigt, daß die Porosität ϵ wie auch die Konzentration c von der Tiefe abhängen: $\epsilon(z)$, $c(z)$. Die Konzentration wie auch die Art des Elektrolyten hängen stark von ihrer Vorgeschichte ab. Die Formationswässer durchwandern bekanntlich mehrere Sedimentgesteine

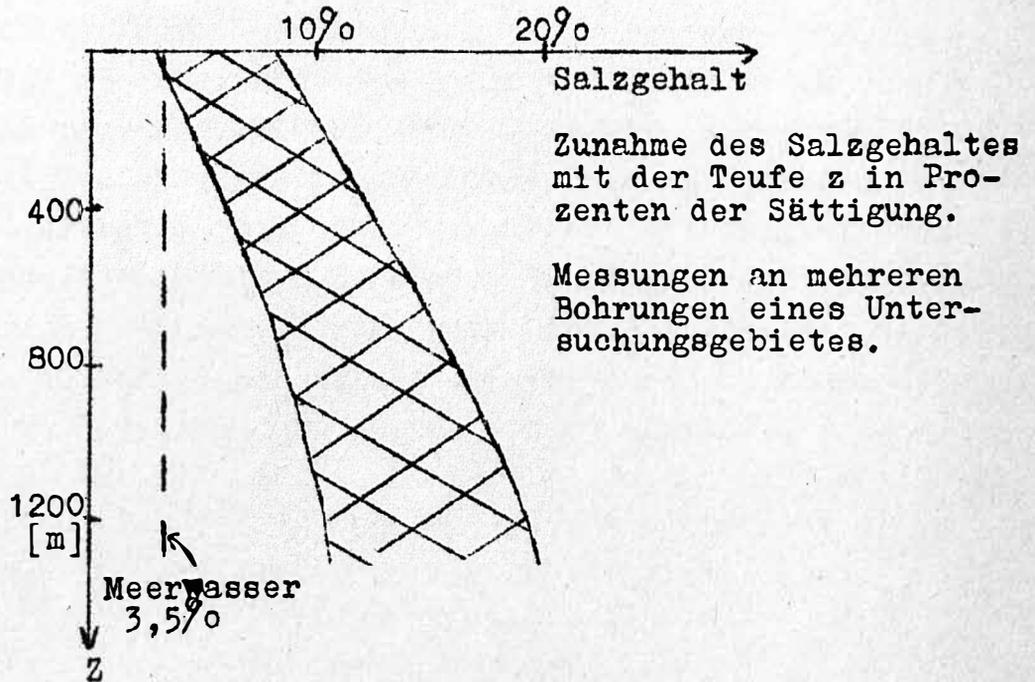
deren Mineralbestand, Temperatur und Porenraum einen entscheidenden Einfluß auf den Elektrolytgehalt der Formationswässer nehmen. Dissoziation und Beweglichkeit hängen über die Temperatur von der Teufe z ab.

In den oberen 3 km nehmen alle genannten Größen mit der Teufe z zu - bis auf die Porosität ϵ , die abnimmt. Jedoch ist die Zunahme von σ_{E1} nicht unbeschränkt. Für den starken Elektrolyten beobachtet man bei hinreichend hoher Temperatur, insbesondere bei Annäherung an den kritischen Punkt, wieder eine Abnahme. Die Temperatur der maximalen Leitfähigkeit hängt von der Art des Elektrolyten und der Konzentration ab. - Die Zunahme des Salzgehaltes mit der Teufe z ist im Mittel für ein Untersuchungsgebiet dargestellt in Figur 1, die Abnahme der Porosität mit z in Figur 2. Die zunehmende Versalzung ebenso wie die Abnahme der Porosität mit der Teufe z können als typisch für alle Sedimente der Erde angesehen werden.

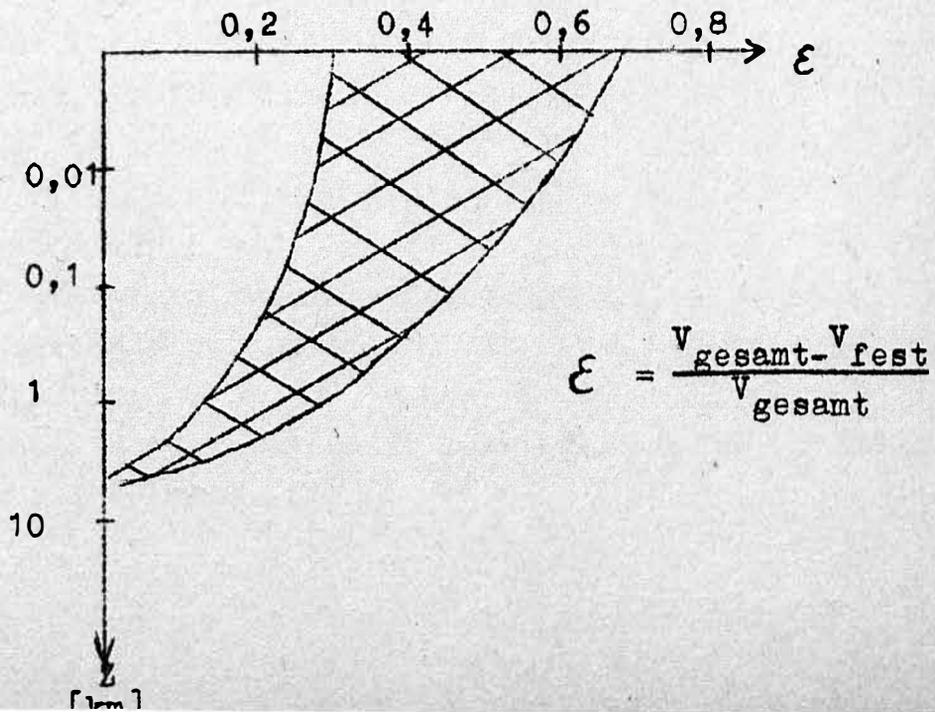
3 Arten von Kationen und 3 Arten von Anionen liefern den größten Anteil des Elektrolyten der Formationswässer. Es sind dies die 3 Kationen: Na^+ , Ca^{++} , und Mg^{++} und die Anionen: Cl^- , SO_4^{--} und $\text{CO}_3^{--} + \text{HCO}_3^-$. Das Meerwasser zeichnet sich durch relativ hohen Mg^{++} -Gehalt aus, während die Formationswässer mehr Ca^{++} -Ionen enthalten.

Die Abnahme der Porosität mit der Tiefe beruht auf dem hydrostatischen Druck, der durch die Gesteinsmassen im Hangenden erzeugt wird. Am Rand der mehr oder weniger unregelmäßigen Poren treten Scherspannungen τ auf, die im allgemeinen zwar kleiner, aber doch von gleicher Größenordnung wie der hydrostatische Druck in der Gesteinsmatrix sind. Überschreitet diese Scherspannung die Nachgebe-Scherspannung τ_N , so verengt sich der Porenraum. Nimmt man für τ_N etwa den Wert 10^9 (dyn/cm²), so ist zu erwarten, daß als größte Tiefe, in der Poren noch gerade existieren können, etwa die Tiefe der Mohorovičić-Diskontinuität anzunehmen ist, in der ein Druck von etwa $9 \cdot 10^9$ (dyn/cm²) herrscht. Alle der Metamorphose unterworfenen Gesteine, die früher einmal in einer Tiefe von etwa 4 - 10 km gelegen haben mögen, zeigen aber, daß das Verschwinden der Poren schon in sehr viel geringerer Tiefe erfolgt. - Gelangt ein Sediment-

Figur 1



Figur 2



paket in immer größere Tiefen, so wird beim Zusammenbruch des Porenraumes die Porenflüssigkeit zum Teil nach oben ausgequetscht, so daß ein vertikaler Flüssigkeitsstrom auftritt. Dieses könnte auch Anlaß zu einer vertikal verteilten, elektrokinetischen Potentialdifferenz geben, da ein Teil der Ionen durch Adsorption in diffusen Doppelschichten festgehalten wird. Bei fortschreitendem Zusammenbruch des Porenraums unterliegt die Flüssigkeit immer mehr dem hydrostatischen Druck, der in der Gesteinsmatrix herrscht, während in geringeren Teufen die Flüssigkeit dem hydrostatischen Druck der Wassermassen im Hangenden unterliegt. - Die elektrolytische Leitfähigkeit der Porenflüssigkeit wird mit zunehmender Teufe an Bedeutung verlieren, da durch den hohen Druck neue Minerale gebildet werden, wobei auch teilweise der Inhalt der Poren in die neuen Gitter eingebaut wird. - Das durch Metamorphose gebildete Kristallin hat demnach eine bedeutend geringere Porosität und Leitfähigkeit. Es gilt etwa $0,5 \geq \epsilon(\text{Sediment}) \geq 0,05 > \epsilon(\text{Kristallin}) \approx 0,005$. Die mittlere Leitfähigkeit der Sedimente beträgt etwa 10^{-2} bis $10^{-1} \Omega^{-1} \text{ m}^{-1}$.

b) 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

$$\sigma = \sigma_1 e^{-\frac{E_1}{kT}}$$

i = 1 : Halbleitung durch Verunreinigung

i = 2 : Eigenhalbleitung

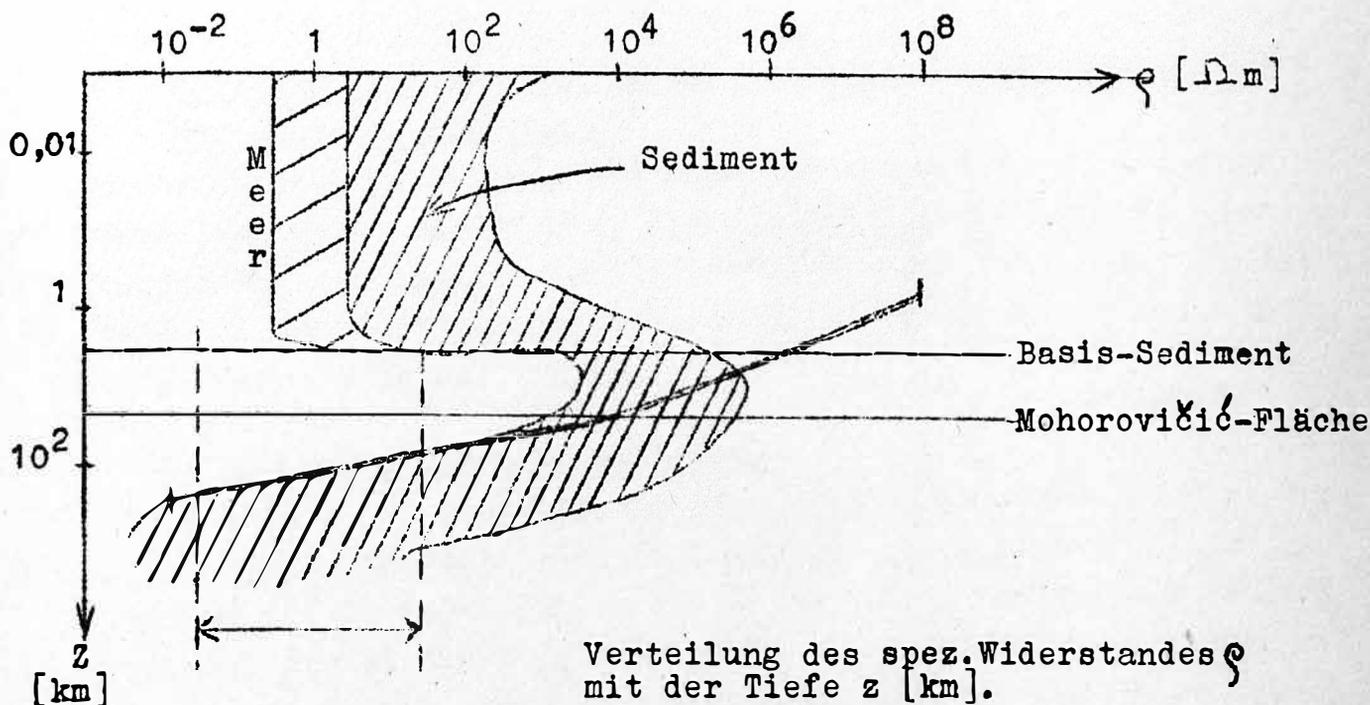
i = 3 : Ionenleitung

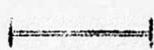
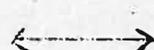
Laut S.K. Runcorn und D.C. Tozer gelten für σ_1 und E_1 etwa die Werte der Tabelle 1:

Halbleitung:	E_i (eV)	σ_i ($\Omega^{-1}m^{-1}$)	$G(T) \geq 10^{-4} (\Omega^{-1}m^{-1})$	
			T ($^{\circ}C$)	z (km)
a) Verunreinigung Olivin und Ortho-Pyroxene	$\frac{0,5}{2}$ bis $\frac{1}{2}$	10^{-2} bis 10^{-4}	970	38
b) Eigenhalb- leitung				
Olivin	$\frac{3}{2}$	$10^2 - 5 \cdot 10^2$	870	32
Enstatit Diopsid	42	10	730	28
Ionenleitung:				
Olivin	3,0	$5 \cdot 10^8$	920	35
Enstatit	2,8	10^6	1130	48
Diopsid	4,0	10^{12}	980	37

Laboratoriumsmessungen zeigen, daß die trockenen Gesteine eine Leitfähigkeit $\sigma \ll 10^{-6} (\Omega^{-1}m^{-1})$ haben. Erste Messungen des spezifischen Widerstandes mit einer 4-Punkt-Anordnung mit großen Elektroden- und Sondenabständen (einige 10 km) machen es wahrscheinlich, daß das Kristallin etwa eine Leitfähigkeit hat von $\sigma \leq 10^{-4} (\Omega^{-1}m^{-1})$. Es soll daher als mittlere Leitfähigkeit des Kristallins und tiefer liegender großer Gesteinseinheiten zwischen Kristallin und Mohorovičić-Fläche etwa $10^{-4} (\Omega^{-1}m^{-1})$ angenommen werden. - In der Tabelle ist die Temperatur T eingetragen, bei der die Leitfähigkeit σ der verschiedenen Materialien $> 10^{-4} (\Omega^{-1}m^{-1})$ ist. Wird über die Temperaturverteilung in der Erde verfügt, so ist auch die Tiefe festgelegt, unterhalb derer die Leitfähigkeit größer als $\sigma = 10^{-4} (\Omega^{-1}m^{-1})$ wird. Man erkennt, daß unterhalb der Mohorovičić-Fläche mit einem Anstieg der Leitfähigkeit zu rechnen ist. - Dieses Ergebnis bleibt auch erhalten, wenn eine andere mögliche Temperaturverteilung zugrunde gelegt wird. - Der Einfluß des Druckes scheint nicht so groß zu sein, daß das Ergebnis in Frage gestellt wird. (Nach H. Hughes ist $dE/dp \approx 5 \cdot 10^{-6}$ eV/bar für Olivin).

Figur 3



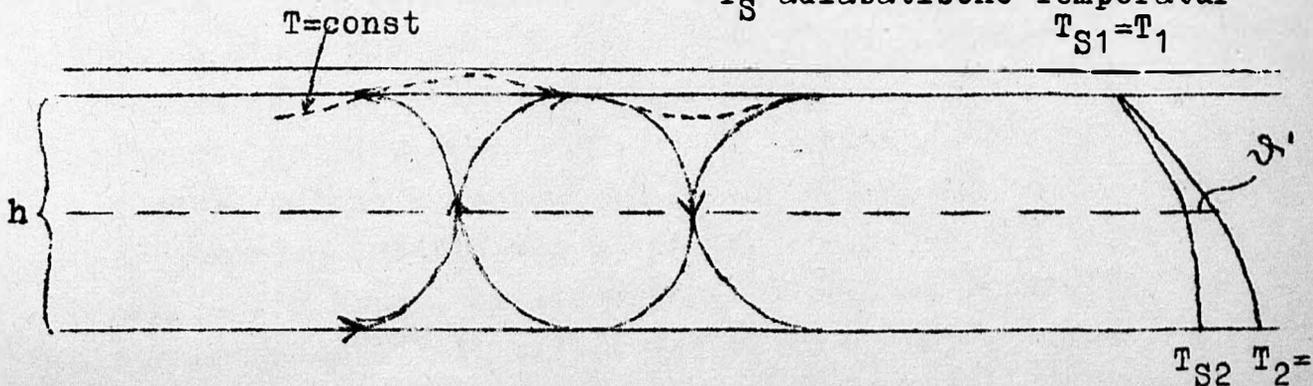
- 
 dick eingezeichnet: Kleinster, möglicher spez. Widerstand der nicht-elektrolytischen Leitung.
- 
 Intervall von ρ der Anomalie in N-Deutschland für Perioden von 1 min bis 1000min nach U. Schmucker.

Figur 4

Aufwölbung der Isothermenfläche während des Halbzyklus.

Über adiabatische Temperaturverteilung vor Beginn der Konvektion

T_S adiabatische Temperatur
 $T_{S1} = T_1$



In der Figur 3 ist die Abnahme des spezifischen Widerstandes ρ unterhalb der Mohorovičić-Fläche angegeben, so wie sie etwa vermutet werden kann. Die untere Grenze von ρ (obere Grenze von σ) (dich eingezeichneter Strich) ergibt sich aus den Werten der Tabelle und der zugrunde gelegten Temperaturverteilung. - Während im Bereich des Sedimentes die gezeichnete Streubreite sich aus Messungen an verschiedenen Sedimentgesteinen ergibt, soll die gezeichnete Streubreite im Bereich unter der Mohorovičić-Fläche die Unsicherheit der Kenntnisse charakterisieren.

II) Mögliche Ursachen der Inhomogenitäten der Leitfähigkeit in horizontaler Richtung.

Die räumliche Verteilung des anomalen inneren Anteils des Magnetfeldes weist darauf hin, daß die Leitfähigkeitsanomalien die Ausdehnung von einigen Zehner-Kilometern haben. - Inhomogenitäten in horizontaler Richtung sind innerhalb des Sedimentes in genügender Anzahl bekannt.

a) Inhomogenitäten im Sediment.

Die Prozesse der Metamorphose sind weitgehend irreversibel. Gelangen metamorphosierte Gesteine wieder an die Oberfläche, so bleiben die Gesteine arm an Porenraum. Wir können daher erwarten, daß die mittlere Leitfähigkeit von Sedimentpaketen etwa ein bis drei Zehnerpotenzen größer ist als die des Kristallins.

Der Kontakt von zwei der 3 großen Einheiten: Tiefsee ($\rho \approx 0,3 \Omega m$) Sedimentbecken ($\rho \approx 10 \Omega m$), Kristallin ($100 - 1000 \Omega m$) liefert sicher einen hinreichend großen Sprung in der Leitfähigkeit, so daß mit anomalem inneren Anteil des Magnetfeldes im Periodenbereich der Pulsationen gerechnet werden kann. - Die Flachsee mit Sediment im Liegenden wird sich vom Sediment des Küstenlandes möglicherweise in der mittleren Leitfähigkeit nur wenig unterscheiden. - Als Kontakte zwischen Sediment und Kristallin sind in West-Deutschland zu nennen: 1) Rheintalgraben gegen Odenwald und Schwarzwald (Diskussionsbemerkung von Dr. Flathe) und 2) Bayerische Molasse gegen Kristallin des Bayerischen Waldes. - Wie weit Aufwölbungen des Kristallins unter dem Sediment durch einen anomalen inneren Anteil des Magnetfeldes erkannt werden können, ist schwer zu beurteilen. Es sei aber daran erinnert, daß die Arbeitsgruppe um Cagniard und Schlumberger glaubt, solche Aufwölbungen durch Vermessung eines etwa entsprechenden Anteils des elektrischen Feldes nachweisen zu können. - Die Frage, ob die Grenze Diluvium - Mesozoikum durch einen anomalen Anteil erfaßt werden kann, bleibt zunächst offen.

b) Inhomogenitäten im tieferen Untergrund.

Die geringe Leitfähigkeit zwischen Kristallin-Oberkante und Mohorovičić-Fläche legt die Vermutung nahe, daß in diesem Raum die Ursache des anomalen inneren Anteils nicht zu finden ist. Es ist indessen allgemein bekannt, daß im Raum oberhalb der Conrad-Fläche Granitintrusionen mit Volumen von mehreren km^3 erfolgt sind und auch noch erfolgen. Auch Magmenherde basischer Gesteine sollen sich nach Ansicht vieler Geologen im Raum zwischen Mohorovičić-Fläche und Kristallin-Oberkante befinden. Die Erniedrigung von Schmelzpunkt und Viskosität durch leichtflüchtige Bestandteile hat hier einen bedeutsamen Einfluß. Wie weit die Schmelzpunktvariation oder Änderung des Aggregatzustandes eine Änderung in der elektrischen Leitfähigkeit σ zur Folge haben, läßt sich gegenwärtig wegen mangelnder Kenntnisse nicht übersehen. Es sei jedoch vermerkt, daß die Ausdehnung solcher geologischer Körper mit Dimensionen der Anomalie des induzierten Anteils, wie sie in N-Deutschland gefunden wurde, etwa übereinstimmen könnte. - Hinsichtlich der Inhomogenitäten in horizontaler Richtung unterhalb der Mohorovičić-Fläche können nur Vermutungen genannt werden. Es sollen an dieser Stelle 3 Möglichkeiten zur Diskussion gestellt werden:

1) Unterströmungen, 2) partielle Druckentlastung, 3) Hochdruckmodifikationen.

1) Unterströmungen werden allgemein angenommen, um die großräumigen Strukturen und Bewegungen der Erdkruste zu deuten. Meist wird angenommen, daß Konvektionsströme existieren, die den ganzen Erdmantel durchsetzen. Hess hat den Vorschlag für ein Modell gemacht, bei dem zwischen mittlerem Erdmantel und Erdkruste eine Etage mit sogenannten "Rollern" eingeschoben ist. Es sei angenommen, daß sich diese Kugelschale von 40 - 400 oder 600 km wie ein Bingham-Körper verhält und daß die Nachgebenspannung τ_N für langsame Bewegung (Größenordnung: 1 cm/Jahr) bedeutend kleiner als $3 \cdot 10^9 \text{ dyn/cm}^2 = 3 \text{ k bar}$ ist. (3k bar entspricht dem Wert, der für die Oberfläche oder für Erdbeben etwa richtig ist.) Der Bingham-Körper kann dann für Rechnungen durch eine Newton'sche Flüssigkeit ersetzt werden. Wenn Konvektionsströme existieren sollen, muß folgende Ungleichung erfüllt sein:

$$\frac{h^3 g \alpha \rho_0^2 c_p}{\eta \cdot \lambda} \frac{(\frac{\partial T}{\partial z})_2 - (\frac{\partial T}{\partial z})_1}{2} > 16e \frac{(\frac{\partial T}{\partial z})_2 - (\frac{\partial T}{\partial z})_1}{1}; \text{ (Figur 4)}$$

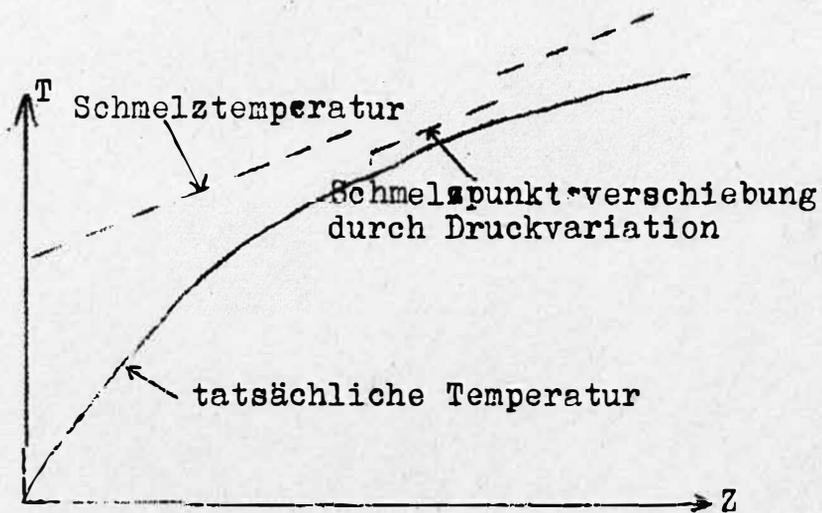
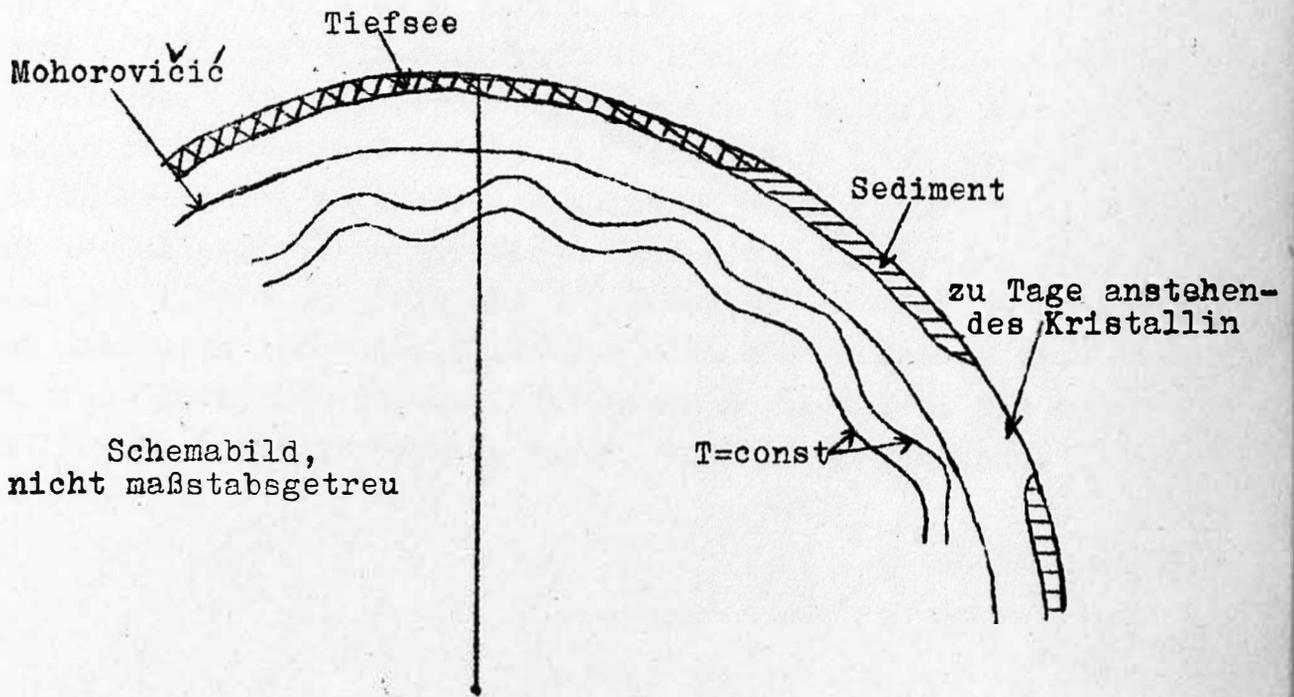
(h Mächtigkeit der Schicht, also etwa 500 - 50km = 450 km, g Schwere, ρ_0 Dichte, α Koeffizient der thermischen Volumende-
 hnung, c_p spez. Wärme, η Viskosität, λ Wärmeleitfähigkeit, $e \approx 2$, T' überadiabatische Temperatur in der Mitte der Schicht, der Index 2 bezieht sich auf die Unterkante, der Index 1 auf die Oberkante der Schicht, in der die Konvektionsströme ablaufen sollen.) Voraussetzung für den Ablauf solcher Mechanismen ist eine hinreichend große überadiabatische Schichtung, die sicher bis 600 km Tiefe existiert. Überadiabatischer Auftrieb und Widerstand gegen scherende Bewegung auf Grund der Zähigkeit sind hier im Spiel. Es wird sich sicherlich nicht um vollzyklische, permanent existierende Wirbel handeln. Es erscheint wahrscheinlicher, daß ein vertikaler Massentransport vorhanden ist, bei dem durch einmaligen Aufstieg zu warmer und einmaliges Absinken zu kalter Massen der Temperatenausgleich wieder soweit hergestellt ist, daß alle Scherspannungen innerhalb der Schicht wieder unterhalb der Nachgebesspannung liegen. Der Mechanismus setzt dann von neuem ein, wenn der überadiabatische Temperaturgradient soweit angewachsen ist, daß die Nachgebe-Spannungen überschritten werden. Solche Mechanismen sind uns von heißen, hochviskosen Flüssigkeiten genügend bekannt. - Dort wo die zu heißen Massen aufsteigen, werden die Isothermenflächen nach oben aufgebogen, dort wo zu kalte Massen absinken, werden dieselben nach unten eingebogen. Die elektrische Leitfähigkeit geht entsprechend dem unter I, b gesagten mit der Temperatur. Nimmt man an, daß die Massenhalfwirbel in horizontaler Richtung die gleiche Dimension haben wie die Mächtigkeit h, so könnte es sein, daß man Aufwölbungen der Flächen gleicher Leitfähigkeit erhält, wie U.Schmucker sie angenommen hat. Quantitative Abschätzungen sind noch nicht durchgeführt.

2) Partielle Druckentlastungen treten z.B. im Bereich eines Erdbebenherdes auf, innerhalb dessen für den Druck nach R.J. Uffen die Ungleichung $\rho g h - (4/3) \tau_N \leq p \leq \rho g h + (4/3) \tau_N$ gilt, wobei $\tau_N \approx 3$ k bar die Nachgebesspannung ist. Die Entspannung muß keineswegs immer plötzlich, also im Zeitintervall eines Erdbebens erfolgen. Für langsamen Auf- oder Abbau von Spannungen (Stunden bis Jahrhundert) wird jedoch die Nachgebesspan-

nung kleiner sein. Über folgende zwei Mechanismen könnte solche partielle Druckentlastung Einfluß auf die elektrische Leitfähigkeit haben: a) Unter I, b) war gesagt, daß die Konstanten σ_1 und E_1 der Halbleiter Druck-abhängig sind. Die bisher bekannten Werte von z.B. dE/dp sind indessen zu klein, um bei einer Druckvariation von etwa 3 kbar einen nennenswerten Effekt zu bewirken. b) Nach der Beziehung von Clausius und Clapeyron führt eine Druckvariation zu einer Schmelzpunktverschiebung. Für basische und ultrabasische Gesteine ist dT_g/dp bekannt und etwa $0,01$ ($^{\circ}/\text{bar}$). Dementsprechend würde man nur eine geringe Schmelzpunktverschiebung von vielleicht etwas über $\pm 10^{\circ}\text{C}$ erhalten. Die Ionenleitung in Kristallinen durch Störstellen dürfte jedoch in der Nähe des Schmelzpunktes relativ empfindlich gegen Schmelzpunktverschiebung sein. Bekanntlich liegen, abgesehen vom Erdkern und von der Erdkerngrenze, an keiner Stelle die tatsächliche Temperatur und die Schmelztemperatur so dicht beieinander wie im oberen Erdmantel. (Figur 5)

3) Hochdruckmodifikationen der Minerale sind mehrere bekannt. In der letzten Zeit hat eine des Quarzes, nämlich die Umwandlung in den vor rund 10 Jahren entdeckten Coesit, eine besondere Beachtung gefunden. Es ist damit zu rechnen, daß solche Phasenänderungen auch Änderungen der Leitfähigkeit nach sich ziehen. Es käme also darauf an, nach Grenzflächen im oberen Erdmantel zu suchen, an denen Phasensprünge auftreten. Ferner müßten solche Grenzflächen eine Welligkeit aufweisen. - Der Coesit wird bei einem Druck von etwa 20 kbar gebildet, entsprechend einer Tiefe von größer als 60 km. Es sei angenommen, daß die Mohorovičić-Diskontinuität ein Sprung im chemischen Bestand des Materials ist. Unter der "Moho" liegt also ein sehr Olivin-reiches Material, möglicherweise mit basaltischem Material gemischt. Es ist aber unwahrscheinlich, daß reiner Quarz in größeren Mengen auftritt, so daß für Inhomogenitäten der Leitfähigkeit eine Quarz - Coesit-Transformation nicht in Frage kommt. - Dagegen wird von de Roever ein Mg-reicher Spinell als eine Hochdruckphase des Olivins vorgeschlagen, wobei der Mg-reiche Spinell auch noch andere Ionen enthalten mag. Für den Forsterit erscheint solche Phasenumwandlung plausibel, da für das Magnesiumgermanat $\text{Mg}_2\text{Ge}_2\text{O}_4$ solch eine Umwandlung bekannt ist und $\text{Mg}_2\text{Ge}_2\text{O}_4$ ein Analogon des Forsterits ist. O.Lucke macht den

Figur 5



Vorschlag, den Dichtesprung in 400 km Tiefe (20° -Diskontinuität) durch solch eine Olivin-Spinell-Umwandlung zu erklären. Ein Sprung in der Leitfähigkeit an dieser Grenze erscheint ihm als wahrscheinlich. Solch ein Sprung in der Leitfähigkeit ist auch dann noch wahrscheinlich, wenn man mit einer Zunahme der Leitfähigkeit im Raum zwischen Mohorovičić-Fläche und 20° -Diskontinuität rechnet, wie in Figur 3 angenommen wurde. - Die Olivin-Spinell-Grenzfläche wird sicher nicht scharf sein und auch eine gewisse Welligkeit in horizontaler Richtung aufweisen. Das ist insbesondere dann zu erwarten, wenn man konvektive Massenbewegungen im unteren und mittleren Erdmantel einerseits und im oberen Erdmantel andererseits zulassen will. - Sehr viel schwerer ist allerdings zu verstehen, daß die Wellenlängen dieser welligen Fläche so klein und die Höhen-Differenzen so groß sind, daß hierdurch trotz der Tiefe von etwa 400 km der relativ eng-räumige innere Anteil des induzierten Magnetfeldes wie er z.B. in N-Deutschland beobachtet wurde, erklärt werden kann.