

F. THYSSEN und K.-R. RÖBER, Münster

"Ein Beitrag zu den Eigenschaften von Teilschmelzen"

Montag, den 11.03.1974

Ein Gestein, welches Teilschmelzen enthält, besteht in der folgenden Modellvorstellung aus einer festen Phase, der festen Gesteinsmatrix und einer flüssigen Phase, der Schmelze. Im folgenden sollen die seismischen wie die elektrischen Eigenschaften eines solchen Systems betrachtet werden. Sie setzen sich aus den Eigenschaften der festen Gesteinsmatrix und der Schmelze zusammen. Die elastischen wie auch die elektrischen Parameter hängen von der räumlichen Verteilung der festen wie der flüssigen Anteile ab. Für die folgende Betrachtung wird angenommen, daß Matrix und Schmelze keine Texturen aufweisen, sondern beide Anteile in genügend guter Näherung und im Vergleich zur Auflösung des Meßverfahrens als zufällig verteilt angesehen werden dürfen.

Gesteine mit fester Matrix und flüssigem Anteil in den Poren werden in der angewandten Geophysik unter den Bohrlochmeßverfahren behandelt. Der flüssige Anteil ist hierbei die Porenfüllung, i.a. eine Salzlösung. Die Gesteinsmatrix kann aus unterschiedlich zusammengesetzten und verbundenen Mineralkörnern bestehen. Es liegen eine große Anzahl Meßergebnisse vor und auch Modellvorstellungen, die u.a. elastische wie auch elektrische Eigenschaften eines so zusammengesetzten Gesteins zu berechnen gestatten. Meßergebnisse und berechnete Ergebnisse sind dabei häufig in guter Übereinstimmung.

Betrachtet man in einer Teilschmelze den Schmelzanteil als Porosität und die Schmelze als Porenfüllung, so können die Überlegungen der angewandten Geophysik direkt auf die Eigenschaften von Teilschmelzen übertragen werden.

Die Abhängigkeit der Geschwindigkeit der longitudinalen Wellen vom Flüssigkeitsanteil wird bei Porositäten unter 30 % in Gesteinen sehr gut nach der Formel von WYLLIE et al. [1958] beschrieben. Sie geht von der einfachen Modellvorstellung aus, daß bei zufälliger Verteilung der Porenfüllung

und der Matrix die resultierende Geschwindigkeit sich als Mittelwert darstellen läßt

$$\frac{1}{v} = \frac{\phi}{v_{fl}} + \frac{1 - \phi}{v_{matrix}}$$

v_{fl} ist dabei die Geschwindigkeit der flüssigen Porenfüllung, v_{matrix} die der festen Gesteinsmatrix. Mit ϕ wird der flüssige Anteil beschrieben, der in der angeführten Anwendung auf Teilschmelzen dem Schmelzanteil entspricht.

In einem Gestein mit Schmelzanteil wird v durch seismische Verfahren gemessen. Ist v_{fl} und v_{matrix} z.B. durch Labormessungen bekannt, so läßt sich der Anteil ϕ der Schmelze berechnen. Liegt als Meßwert die Geschwindigkeit in Abhängigkeit von der Tiefe vor, so kann unter der Voraussetzung, daß die Gesteinszusammensetzung sich nicht wesentlich ändert, die Matrixgeschwindigkeit entsprechend der nebenstehenden Skizze der Geschwindigkeits-Tiefenfunktion entnommen werden.

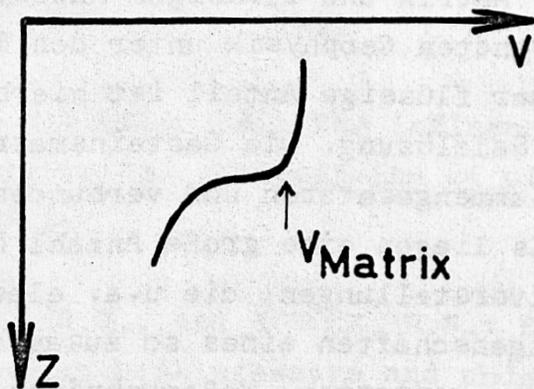


Abb. 1: Skizze zur Bestimmung der Matrixgeschwindigkeit.

Es ist dann nur noch notwendig, v_{fl} zu bestimmen. Dieses wurde bisher von uns bei einigen Gesteinsproben im Labor durchgeführt. Die Ergebnisse lassen die Arbeitshypothese zu, daß das Verhältnis der P-Wellengeschwindigkeit direkt vor Eintritt des Schmelzens und in der Schmelze mit verhältnismäßig kleiner Streuung bei 2 liegt: $v_{matrix}/v_{fl} \sim 2$ ist weitgehend unabhängig von der Gesteinszusammensetzung. Die Abb. 2 zeigt als Beispiel den Einfluß des Schmelzens auf eine Basaltprobe.

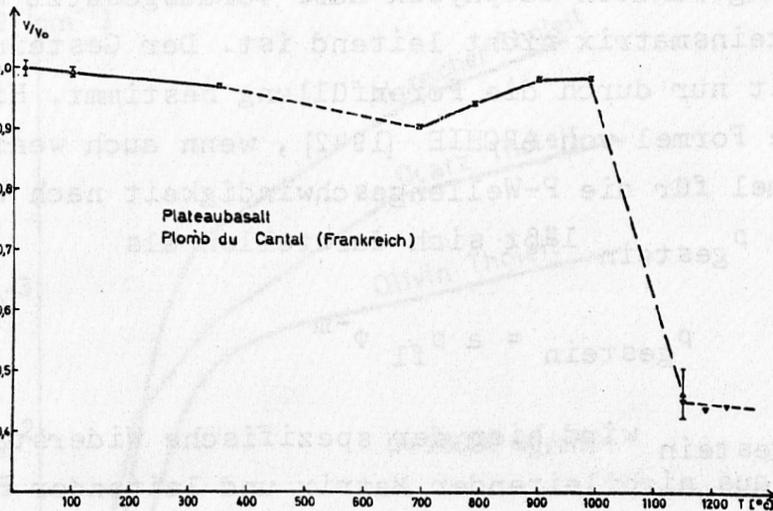
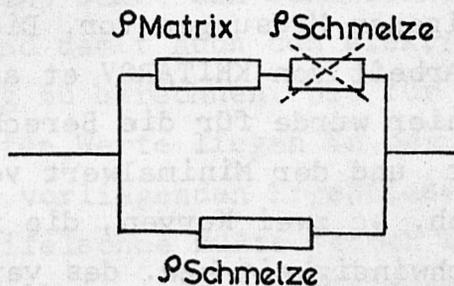


Abb. 2: Schallgeschwindigkeit in Basalt in Abhängigkeit von der Temperatur.

Deutet man die Geschwindigkeiterniedrigung für P-Wellen im oberen Mantel als Folge des Auftretens von Teilschmelzen, so kann man unter den angegebenen Voraussetzungen den Schmelzanteil berechnen. Es ergeben sich bei sehr unterschiedlichen seismischen Modellen Schmelzanteile zwischen 3 und 5 % (Abb. 4b).

Der elektrische Widerstand einer Teilschmelze läßt sich zusammensetzen aus Serien- und Parallelschaltung von Widerständen der Gesteinsmatrix und der Schmelzanteile.



Ist der Schmelzanteil gering und der spezifische Widerstand der Schmelze klein gegenüber dem spez. Widerstand der Gesteinsmatrix, so läßt sich der seriengeschaltete Widerstand ρ_{Schmelze} vernachlässigen. Für den spez. Widerstand einer Teilschmelze ergibt sich so

$$\frac{1}{\rho} = \frac{1}{\rho_{\text{matrix}}} + \frac{1}{\rho_{\text{Schmelze}}}$$

In der angewandten Geophysik darf vorausgesetzt werden, daß die Gesteinsmatrix nicht leitend ist. Der Gesteinswiderstand ist damit nur durch die Porenfüllung bestimmt. Hierfür hat sich die Formel von ARCHIE (1942), wenn auch weniger gut als die Formel für die P-Wellengeschwindigkeit nach WYLLIE et al. bewährt. ρ_{gestein} läßt sich darstellen als

$$\rho_{\text{gestein}} = a \rho_{\text{fl}} \phi^{-m}$$

Unter ρ_{gestein} wird hier der spezifische Widerstand des Systems aus nichtleitender Matrix und leitender Porenfüllung in Form von Gesteinsschmelze verstanden. ρ_{fl} ist der spezifische Widerstand der in den Poren vorhandenen Schmelzanteile.

Zur Auswertung dieser Formel können in erster Näherung entsprechend den Erfahrungen der angewandten Geophysik für $a \approx 1$ und $m \approx 2$ eingesetzt werden. Bisher liegen jedoch, soweit uns bekannt, keine Meßergebnisse über den spezifischen Widerstand von Teilschmelzen im Gestein vor. Eigene Messungen an Meereis (Teilschmelze von Eis und Salzlösung) ergaben Werte von $a \approx 1$ und $m \approx 2,2$. Da noch keine sicheren Meßergebnisse für Gesteine vorliegen, werden für die folgende Abb. 4c aus der Fülle der in der angewandten Geophysik vorliegenden Werte die Werte für a und m entnommen, die die größten bzw. kleinsten Werte für die spez. Widerstände der Teilschmelzen ergeben.

Für ρ_{fl} liegen keine eigenen Messungen vor. Die spez. Widerstände ρ_{fl} wurden der Arbeit von KHITAROV et al. (1970) entnommen (Abb. 3). Auch hier wurde für die Berechnung der Abb. 4c der Maximalwert und der Minimalwert verwendet. Daher ergeben sich für die Abb. 4c zwei Kurven, die im Bereich der Zonen vermindelter Geschwindigkeit bzw. des verminderten elektrischen Widerstandes das Maximum bzw. Minimum der Werte für den spez. Widerstand der Teilschmelze ergeben.

Um den spez. Widerstand der Gesteinsmatrix zu bestimmen, wurde anhand der Meßkurven von SCHMUCKER und JANKOWSKY (1972), die den spez. Widerstand in Abhängigkeit von der Tiefe zeigen, in gleicher Weise geschlossen wie bei der Bestimmung von v_{matrix} in Abb. 1.

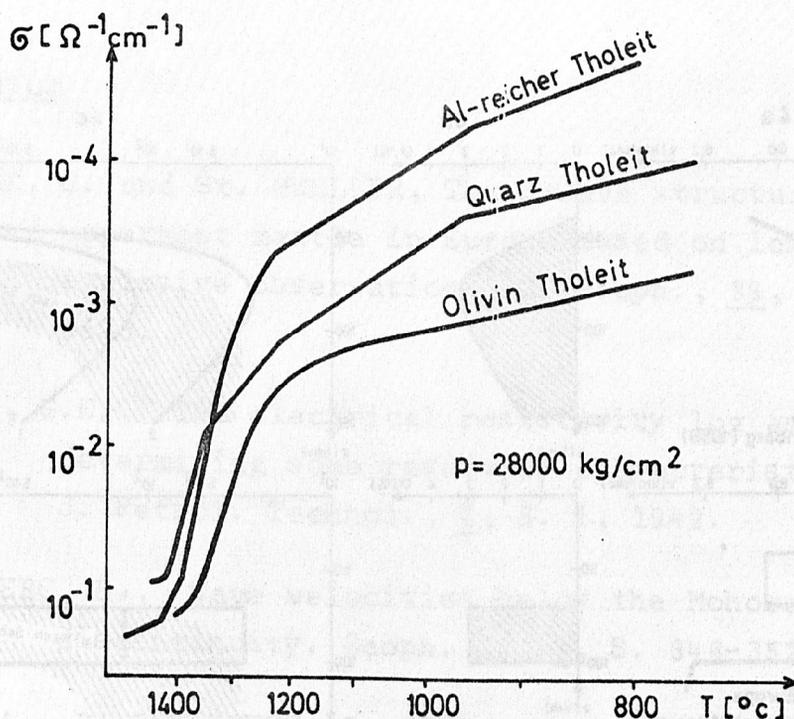


Abb. 3: Elektrische Leitfähigkeit von Basalten nach KHITAROV et al. [1970].

Auf diese Weise ist es nicht notwendig, die Zusammensetzung der Mantelgesteine genau zu kennen, die gerade für die Voraussage der elektrischen Leitfähigkeit sehr hohen Ansprüchen genügen müßte.

Das vorliegende Modell erlaubt es, aus seismischen Messungen die Porosität und damit den Schmelzanteil bei Teilschmelzen zu bestimmen und damit auch den elektrischen Widerstand in erster Näherung zu berechnen. Die für den elektrischen Widerstand ermittelten Werte liegen in der gleichen Größenordnung wie die bisher vorliegenden Ergebnisse nach SCHMUCKER und JANKOWSKI. Zweifelsohne müßte jedoch durch weitere Labormessungen das Modell in seinen Parametern a und m genauer festgelegt werden.

Die Deutung der Zone niedrigerer Geschwindigkeit als Bereich mit Auftreten von Teilschmelzen löst auch die Problematik, die bei der Anwendung der Beziehung NAFFÉ und DRAKE [1963] in dieser Zone durch niedrigere Dichten sich ergibt. Bei einer Teilschmelze von 3 bis 5 % ist die Dichteänderung im allgemeinen bei Promille und kann in den allermeisten Fällen vernachlässigt werden.

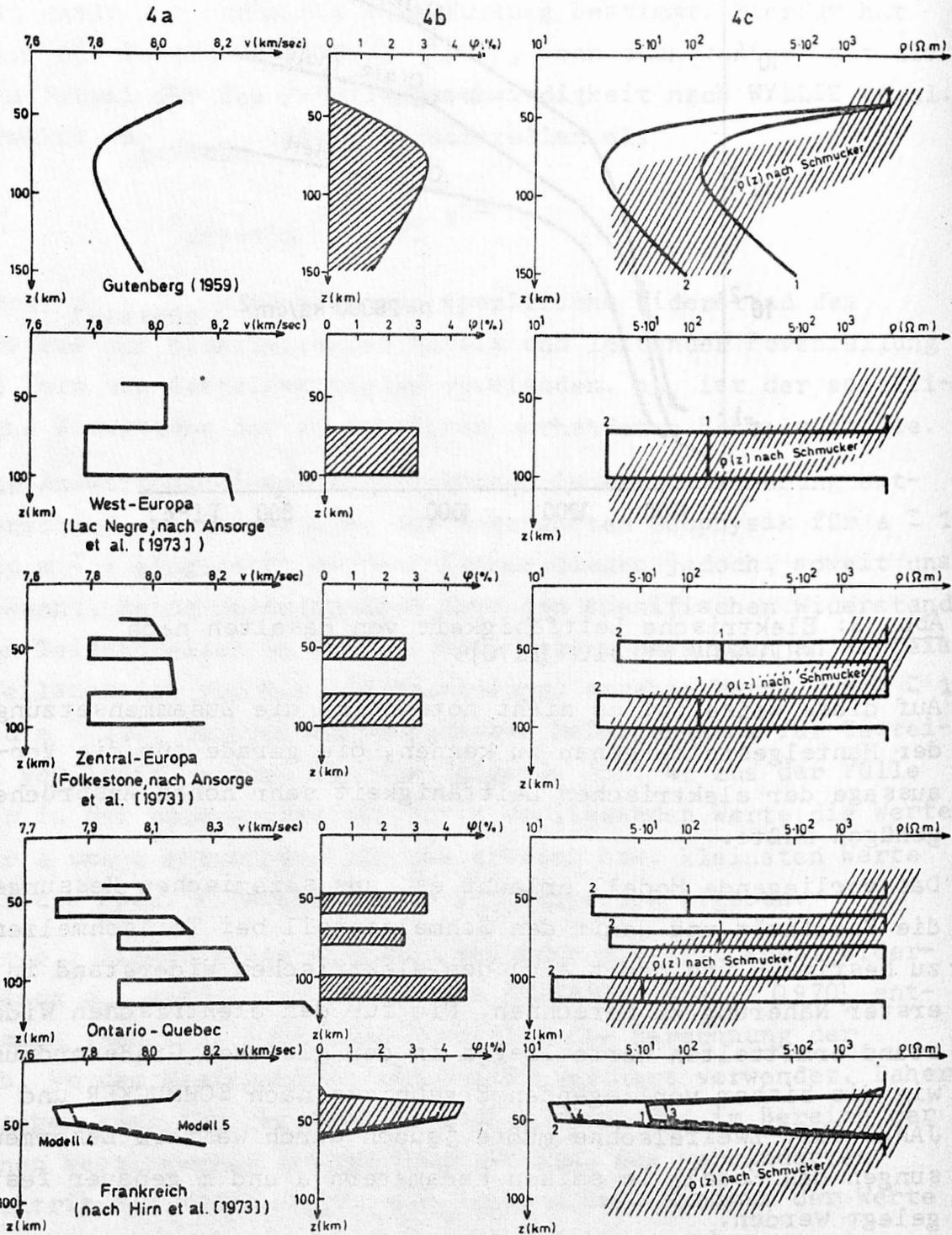


Abb. 4: (a) Geschwindigkeitsverteilungen für den Bereich der Inversionszone im oberen Mantel (nach Gutenberg [1959], Ansorge und Müller [1973], Hirn et al. [1973]); (b) daraus folgende Schmelzanteile φ ; (c) nach Archie bestimmtes $\rho(z)$, Vergleich mit Meßdaten nach Schmucker [1972]. 1 und 2 gibt Maximum und Minimum der Verteilungen $\rho(z)$ für verschiedene Formationsfaktoren und Leitfähigkeiten in der Schmelze wieder.

Literatur

ANSORGE, J. und St. MUELLER, The P-wave structure of the uppermost mantle in Europe based on long-range explosive observations. Z. Geoph., 39, S. 385-395, 1973.

ARCHIE, G.E., The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. J. Petrol. Technol., 5, S. 1, 1942.

GUTENBERG, B., Wave velocities below the Mohorovicic discontinuity. Geoph. J., 2, S. 348-352, 1952.

HIRN, A., L. STEINMETZ, R. KIND und K. FUCHS, Long range profiles in Western Europe: 2. Fine structure of the lower lithosphere in France (Southern Bretagne). Z. Geoph., 39, S. 363-384, 1973.

KHITAROV, A.I., A.B. SLUTSKY und V.A. PUGIN, Electrical conductivity of basalts at high T-p and phase transitions under upper mantle conditions. Phys. Earth Planet. Interiors, 3, S. 334-342, 1970.

NAFE, J.E. und C.L. DRAKE, Physical properties of marine sediments. The Sea, Vol. 3, M.N. HILL Hrsg., S. 794-815, Interscience 1963.

SCHMUCKER, U. und J. JANKOWSKY, Geomagnetic induction studies and the electrical state of the upper mantle. Tectonophysics, 13, S. 233-256, 1972.

WYLLIE, M.R.I., A.R. GREGORY und L.W. GARDENER, An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. Geophysics, 23, S. 459-493, 1958.