

V. Haak, D. Damaske

"Erste Ergebnisse aus den langperiodischen Magnetotellurik-Messungen in Island"

1. Messung und Aufbereitung der Daten

Die Messungen wurden 1977 vom Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München in Zusammenarbeit mit der National Energy Authority von Island durchgeführt. Die Magnetfelder wurden von sechs Askania-Magnetographen, die E-Felder von Eigenbau-Elektrographen auf Film registriert. Die Lage der Stationen ist in Fig. 1 der Arbeit von M. Beblo (dieser Band) angegeben. Von dem reichhaltigen Beobachtungsmaterial wurden die Registrierungen vom 11.8.77, 19<sup>00</sup> bis 14.8.77, 19<sup>00</sup> ausgewählt, da in diesem Zeitintervall alle 12 Stationen fast lückenlos arbeiteten. Bisher wurden alle sechs Magnetfeldregistrierungen und zwei E-Feldregistrierungen (FRE und AUS) digitalisiert. Die Magnetfeldregistrierungen (Filmvorschub 2 cm/h) wurden sehr dicht digitalisiert (die Auflösung des Gerätes liegt bei 1/100 mm). Die zunächst nicht äquidistanten Werte wurden einheitlich auf äquidistante Minutenwerte interpoliert. Ein sehr wichtiger und arbeitsintensiver Schritt war die Aneinanderreihung der vielen einzeln digitalisierten Intervalle, so daß keine Lücken, Überschiebungen oder Schief lagen entstanden. Das gesamte Registrier-Intervall wurde in je 12-stündige Teilintervalle aufgespalten und fourier-analysiert. Der scheinbare spezifische Widerstand und die Phasendifferenz wurden dann mit Ausgleichsrechnungen ermittelt.

2. Ergebnisse und Diskussion

In Fig. 1 sind die  $\varrho_a$ - und Phasenkurven an den Stationen FRE und AUS wiedergegeben. Von  $T = 25$  sec bis  $T = 1000$  sec sind die Ergebnisse von Beblo et al. (1978), von  $T = 1000$  bis  $T = 50\ 000$  unsere Ergebnisse dargestellt. Die  $\varrho_a$ -Kurven stimmen bei  $T = 1000$ s, der Schnittstelle, gut miteinander überein. Die Phasen-Kurven springen allerdings um einen beträchtlichen Wert auf Phasen unter  $45^\circ$ . Das ist z.B. möglich, wenn man in den hier ausgewerteten Zeitreihen einen Zeitfehler zwischen elektrischem und magnetischem Feld in der Größenordnung von 1 min annimmt (diese Zeitdifferenz würde bei der Magnetfeld-Registrierung nur 1/3 mm Vorschub entsprechen, was an die

Grenze der Genauigkeit bei der Digitalisierung herankommt). Es wurde versucht, diese absolute Zeitdifferenz durch eine Kreuzkorrelations-Analyse zwischen den kürzesten Variationen im E- und Magnetfeld zu berechnen. Es ergab sich, daß diese Zeitdifferenz für die Registrierungen in FRE in der Größenordnung von maximal  $\pm 1$  min liegen. Es ist nicht klar, woher diese Schwankungen kommen. Für die Station AUS ergaben sich Schwankungen, die etwa  $\pm 30$  sec. betragen. An einer Korrektur dieser Schwankungen wird noch gearbeitet. Zunächst wurde für eine erste Interpretation die Phasenkurve von AUS unverändert übernommen und - in leicht modifizierter Form - auch auf FRE übertragen. Auf den ersten Blick scheint diese Wahl willkürlich zu sein, doch sprechen auch andere Gesichtspunkte für Phasenwerte kleiner als  $45^\circ$  bei Perioden größer als 1000 sec:

a) Die  $\varphi_a$ -Kurven für  $T > 1000$  sec steigen leicht an, sind also nur mit Phasenwerten  $< 45^\circ$  verträglich. Das wird auch durch den "vernünftigen" Verlauf der  $\varphi^*$  ( $z^*$ )-Kurven in Fig. 2 für beide Stationen wiedergegeben.

b) Ebenfalls in Fig. 2 sind die spezifischen Widerstände  $\varphi_B$  ( $z_B$ ) nach dem Verfahren von Bostick eingetragen. Da sie nur aus den  $\varphi_a$ -Werten berechnet wurden, spielt die Phasendifferenz keine Rolle. Auch diese Kurven weisen auf einen höheren spezifischen Widerstand in Tiefen größer 50 km.

In Fig. 3 werden auch die Modelle für den spezifischen Widerstand  $\varrho(z)$  dargestellt, die mit dem PSI-Inversions-Algorithmus von Schmucker berechnet wurden. Hierzu ist zu bemerken, daß diese "optimalen" Modelle die Beobachtungen gut erfüllen mit Ausnahme der relativ hohen Phasen-Werte am langperiodischen Ende der Beobachtungen.

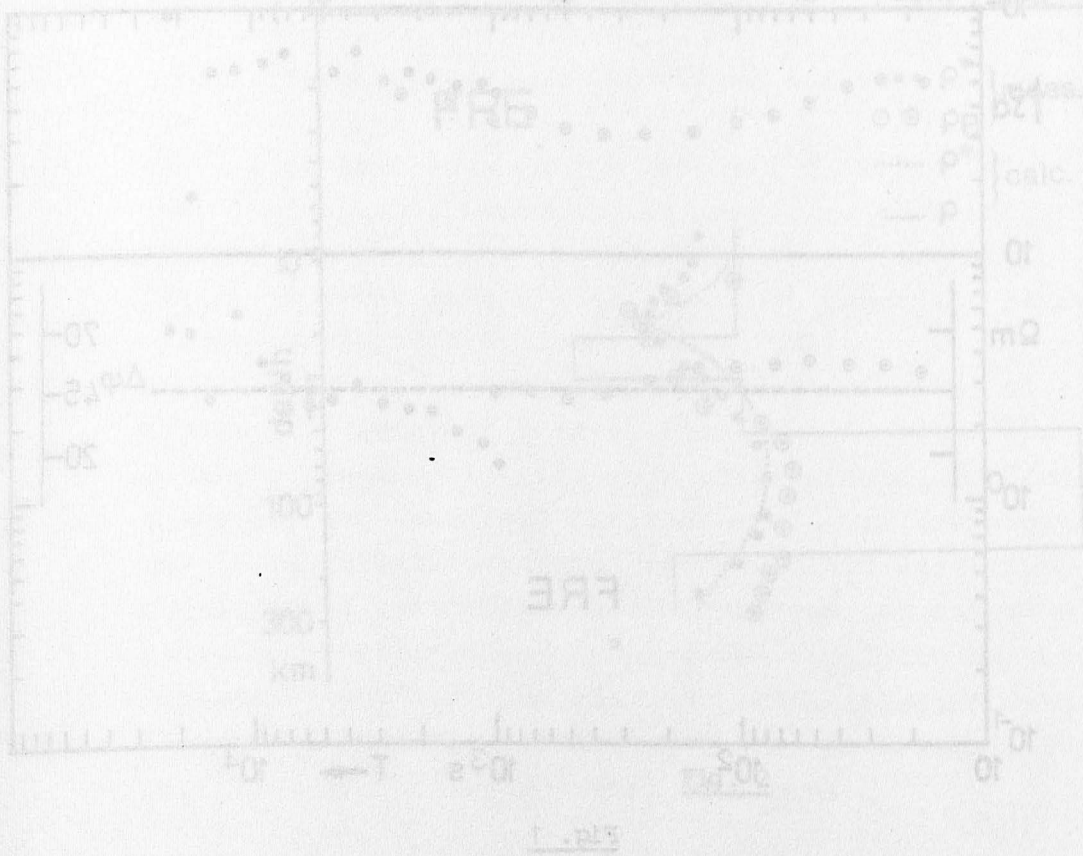
### 3. Folgerungen

Die Arbeit steht z.Zt. noch ganz im Stadium der Auswertung. Insbesondere ist die Frage nach der Quelle der starken Streuung der  $\varphi_a$ - und Phasenwerte nicht beantwortet. Störungen der Registrierungen durch vagabundierende Ströme der Technik existieren im Meßgebiet praktisch nicht. Eine naheliegende Ursache könnte die zeitliche Variation der räumlichen Struktur des Quellenfeldes (polarer Elektrojet) sein. Diese Möglichkeit soll auch als nächste untersucht werden. Eine petrologische Interpretation der Widerstandsverteilung für Tie-

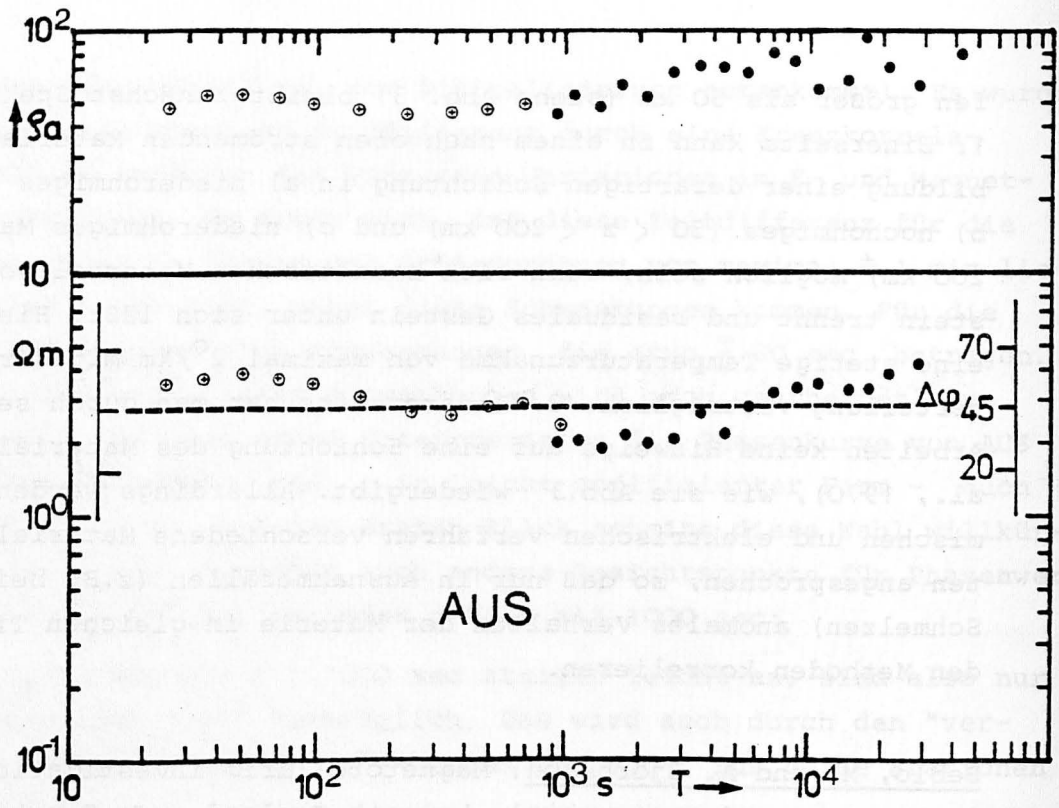
fen größer als 50 km (siehe Abb. 3) bleibt zunächst Spekulation:  
1. Einerseits kann in einem nach oben strömenden Material die Ausbildung einer derartigen Schichtung in a) niederohmiges ( $z < 50$  km), b) hochohmiges ( $50 < z < 200$  km) und c) niederohmiges Material ( $z > 200$  km) möglich sein, wenn sich basaltisches Material vom Muttergestein trennt und residuales Gestein unter sich läßt. Hierbei ist eine stetige Temperaturzunahme von maximal  $2^{\circ}/\text{km}$  mit der Widerstandsverteilung verträglich. 2. Andererseits hat man durch seismologische Arbeiten keine Hinweise auf eine Schichtung des Materials (Long et al., 1970), wie sie Abb.3 wiedergibt. Allerdings werden bei seismischen und elektrischen Verfahren verschiedene Materialeigenschaften angesprochen, so daß nur in Ausnahmefällen (z.B. bei partiellen Schmelzen) anomales Verhalten der Materie in gleichen Tiefen bei beiden Methoden korrelieren.

Beblo, M. und A. Björnsson: Magnetotelluric investigation of the lower crust and upper mantle beneath Iceland. J. Geophys., 45, 1-16, 1978

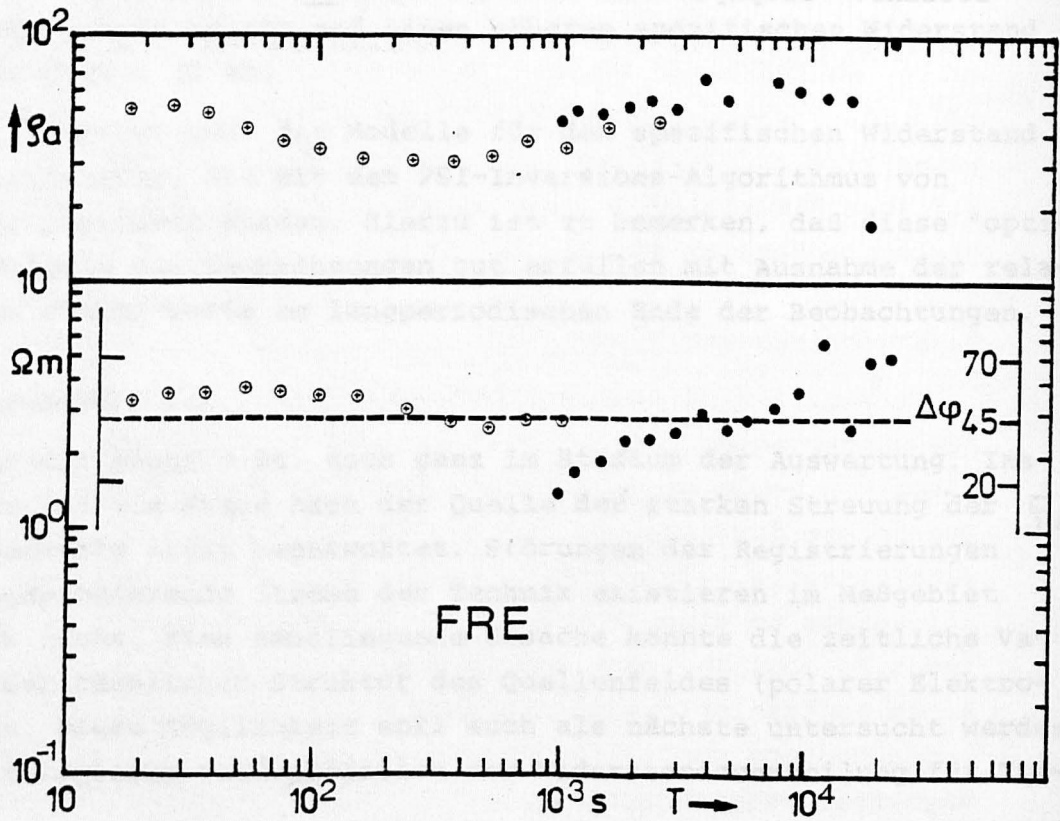
Long, R.E. and M.G. Mitchell: Teleseismic P-wave delay time in Iceland. Geophys. J.R. Astron. Soc. 20, 41-48, 1970







AUS



FRE

Fig. 1

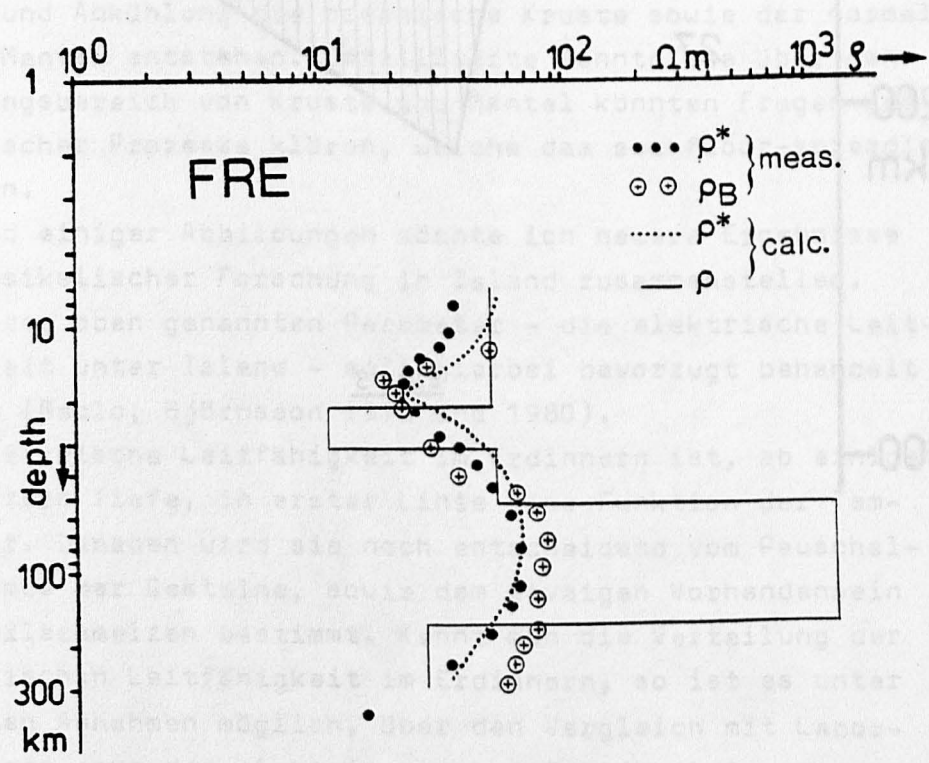
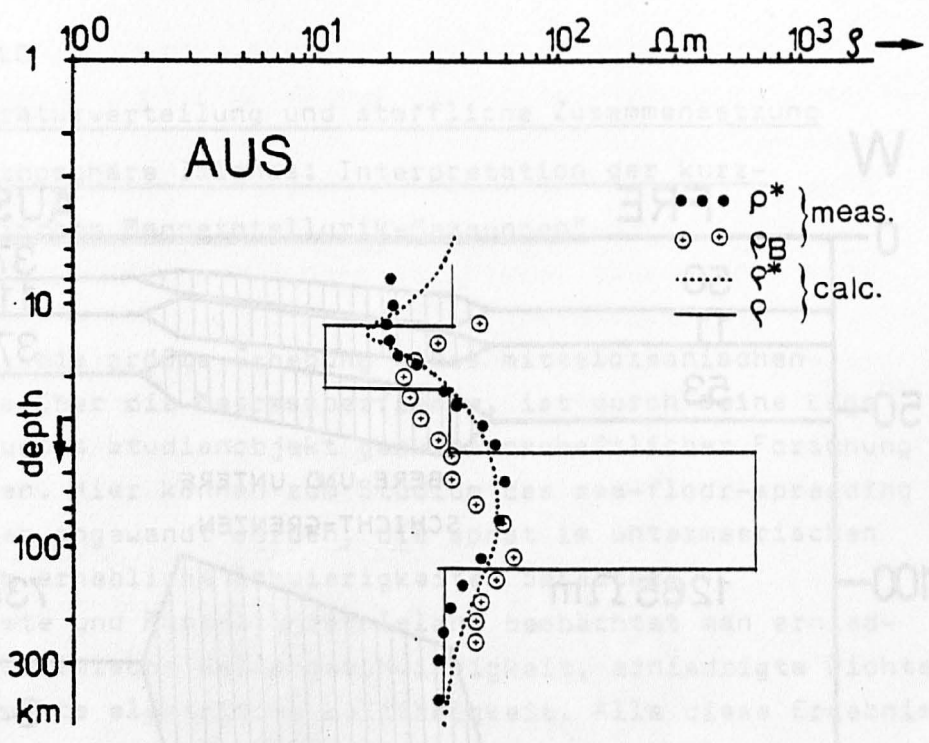


Fig. 2

