

M. BEBLO, München

"Magnetotellurik-Messungen in den Ostalpen: Probleme der Auswertung und Interpretation durch Topographie und Geologie der oberen Erdkruste"

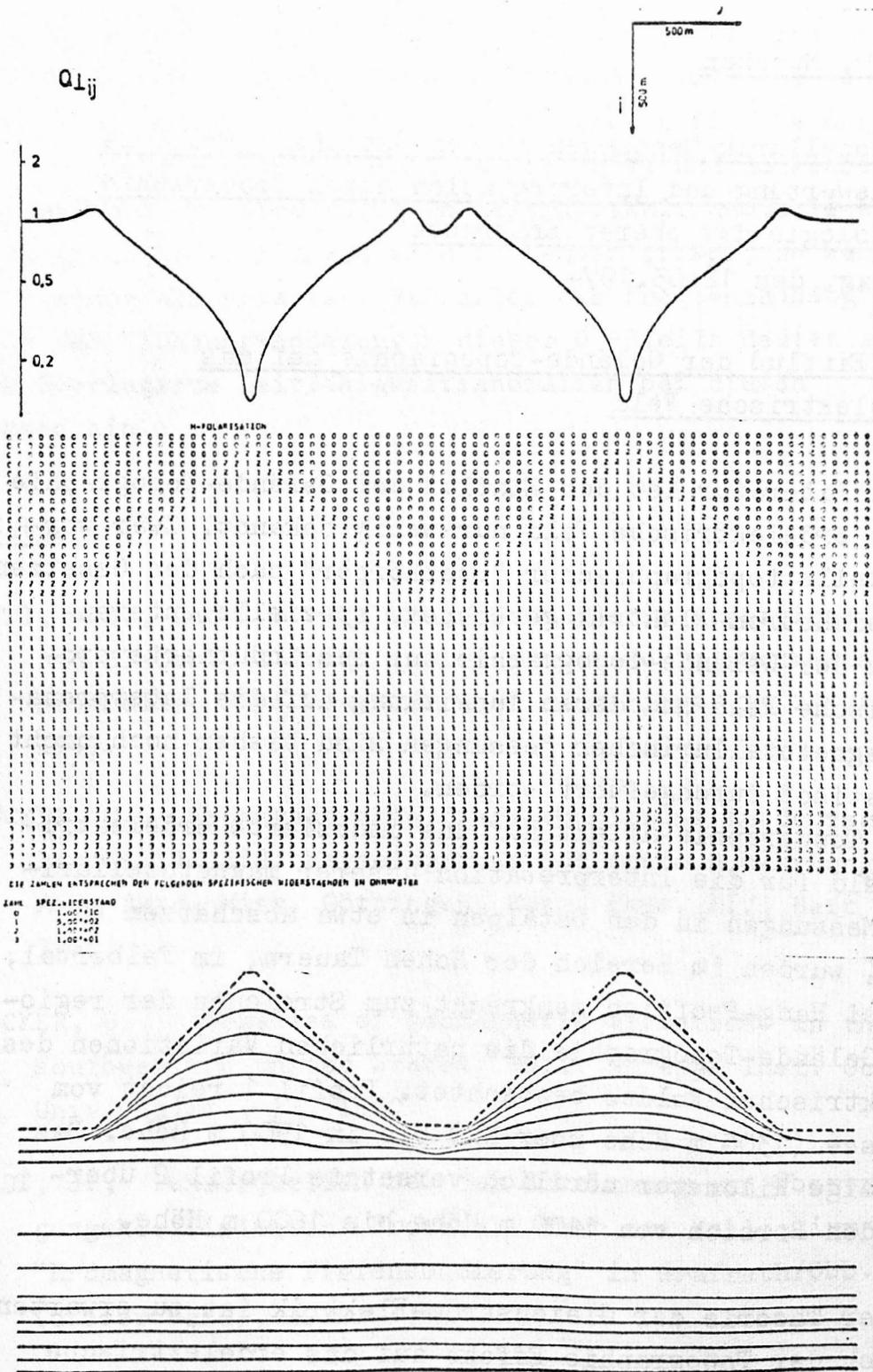
Dienstag, den 12.03.1974

1. Der Einfluß der Gelände-Topographie auf das erdelektrische Feld

Aus der Literatur ist der Einfluß der Gelände-Topographie auf das erdelektrische Feld nur wenig bekannt. Zwar wurden Modelle topographischer "Störkörper" nach den Gesetzen der Gleichstrom-Elektrik gerechnet, spezielle Untersuchungen der Gelände-Topographie auf das induzierte erdelektrische Feld und deren Auswirkung auf die Interpretation magnetotellurischer Messungen sind bisher noch nicht systematisch durchgeführt worden.

Um den Topographie-Effekt auf das induzierte erdelektrische Feld für die Interpretation unserer magnetotellurischen Messungen in den Ostalpen in etwa abschätzen zu können, wurden im Bereich der Hohen Tauern, im Felbertal, auf zwei Hang-Profilen senkrecht zum Streichen der regionalen Gelände-Topographie die natürlichen Variationen des erdelektrischen Feldes beobachtet. Profil 1 reicht vom Hintersee (1300 m Höhe über NN) bis in 1900 m Höhe. Das nur wenige Kilometer nördlich versetzte Profil 2 überdeckt den Bereich von 1100 m Höhe bis 1600 m Höhe.

Nach der Theorie der Gleichstrom-Elektrik ist zu erwarten, daß sich der Topographie-Effekt auf das erdelektrische Feld durch deutlich abnehmende Amplituden der zum Hang senkrechten Feldkomponente als Funktion der Höhe bemerkbar macht. Um dies auch für das induzierte erdelektrische Feld zu bestätigen, wurde versucht, durch Berechnung zweidimensionaler Modelle nach HAAK (vgl. hierzu den Artikel

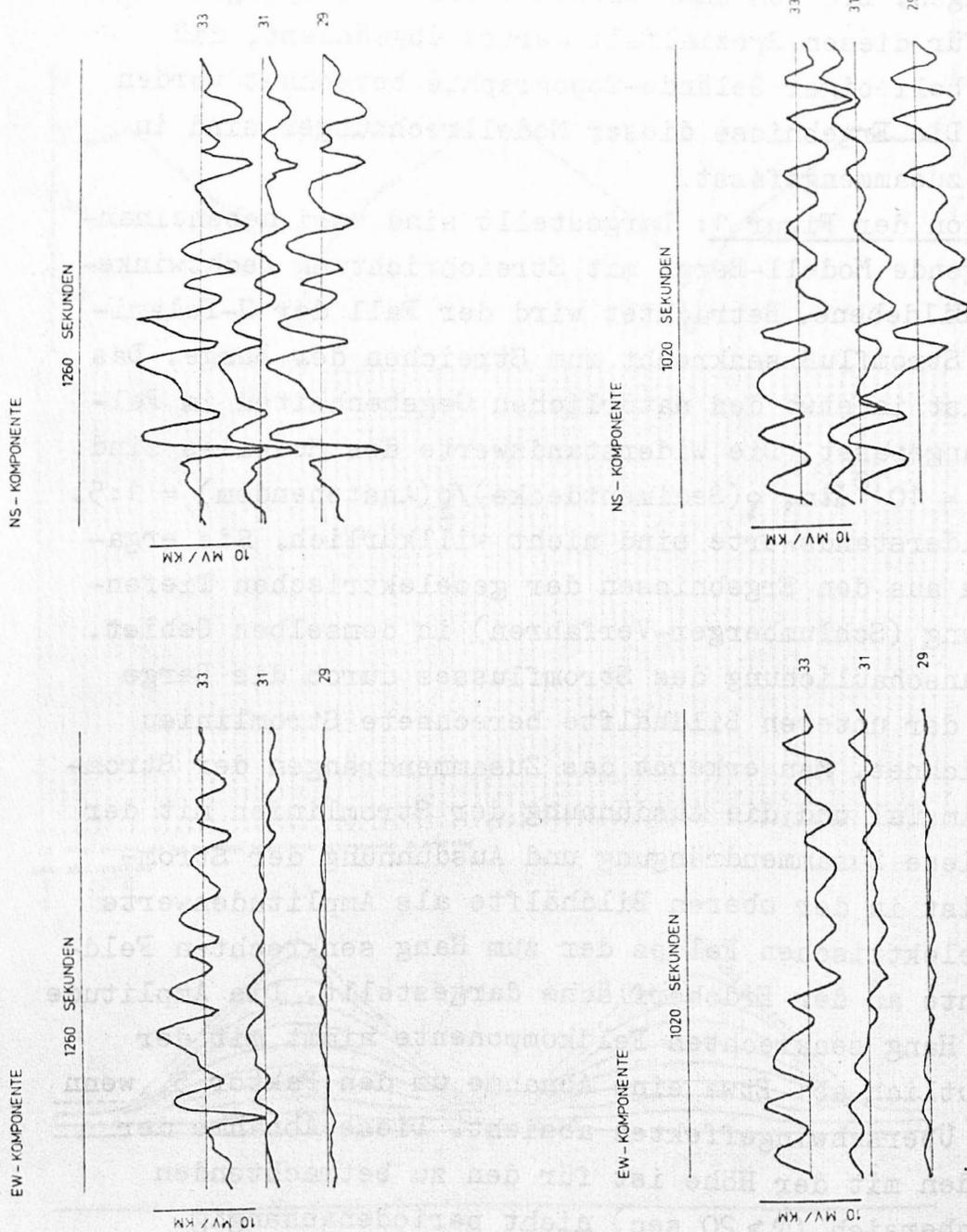


Figur 1: Beispiel des Einflusses der Gelände-Topographie auf das induzierte erdelektrische Feld (H-Polarisation). Obere Bildhälfte: Abnahme der Amplitude der zum Hang senkrechten Feldkomponente mit der Höhe. Bildmitte: Berechnetes Modell. Untere Bildhälfte: Berechnete Stromlinien durch die Modellberge.

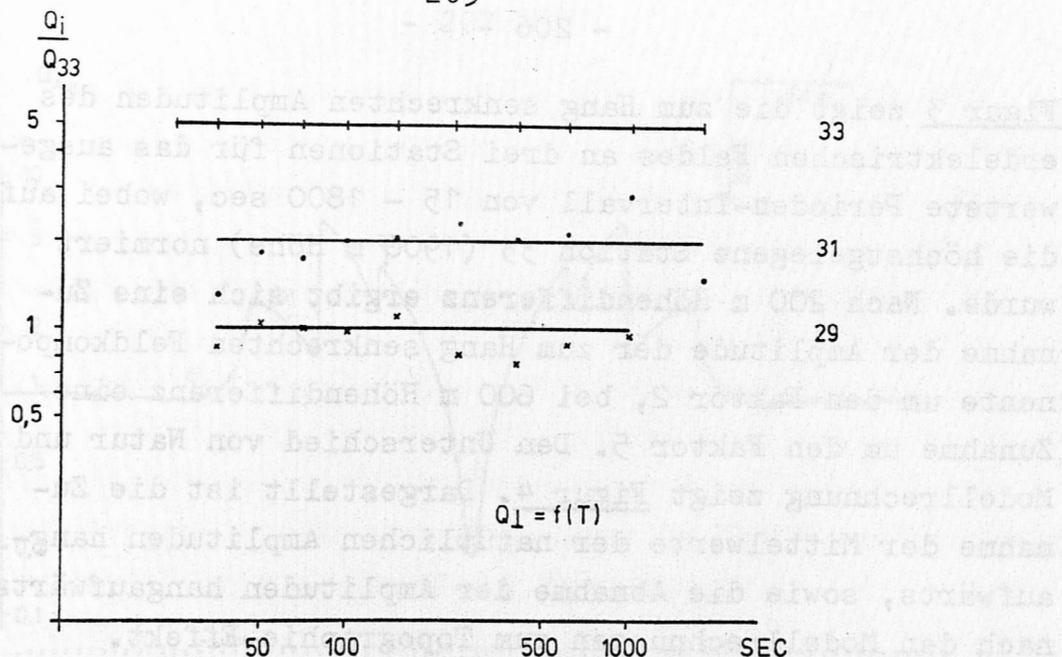
von V. HAAK in diesem Protokoll) Gelände-Topographie zu erzeugen. Die von HAAK entwickelten Rechenprogramme wurden für diesen Spezialfall derart abgeändert, daß Modelle beliebiger Gelände-Topographie berechnet werden können. Die Ergebnisse dieser Modellrechnungen sind in Figur 1 zusammengefasst.

Diskussion der Figur 1: Dargestellt sind zwei nebeneinander liegende Modell-Berge mit Streichrichtung rechtwinklig zur Bildebene. Betrachtet wird der Fall der H-Polarisation, Stromfluß senkrecht zum Streichen der Berge. Das Modell ist in etwa den natürlichen Gegebenheiten im Felbertal angepasst. Die Widerstandswerte des Modelles sind:  $\rho(\text{Luft}) = 10^{10} \Omega\text{m}$ ,  $\rho(\text{Sedimentdecke})/\rho(\text{Anstehendem}) = 1:5$ . Diese Widerstandswerte sind nicht willkürlich. Sie ergaben sich aus den Ergebnissen der geoelektrischen Tiefensondierung (Schlumberger-Verfahren) in demselben Gebiet. Zur Veranschaulichung des Stromflusses durch die Berge sind in der unteren Bildhälfte berechnete Stromlinien eingezeichnet. Man erkennt das Zusammendrängen der Stromlinien im Tal und die Ausdünnung der Stromlinien mit der Höhe. Diese Zusammendrängung und Ausdünnung der Stromlinien ist in der oberen Bildhälfte als Amplitudenwerte des erdelektrischen Feldes der zum Hang senkrechten Feldkomponente an der Erdoberfläche dargestellt. Die Amplitude der zum Hang senkrechten Feldkomponente nimmt mit der Höhe deutlich ab: Etwa eine Abnahme um den Faktor 5, wenn man von Überschwingeffekten absieht. Diese Abnahme der Amplituden mit der Höhe ist für den zu betrachtenden Periodenbereich ( $T > 20 \text{ sec}$ ) nicht periodenabhängig.

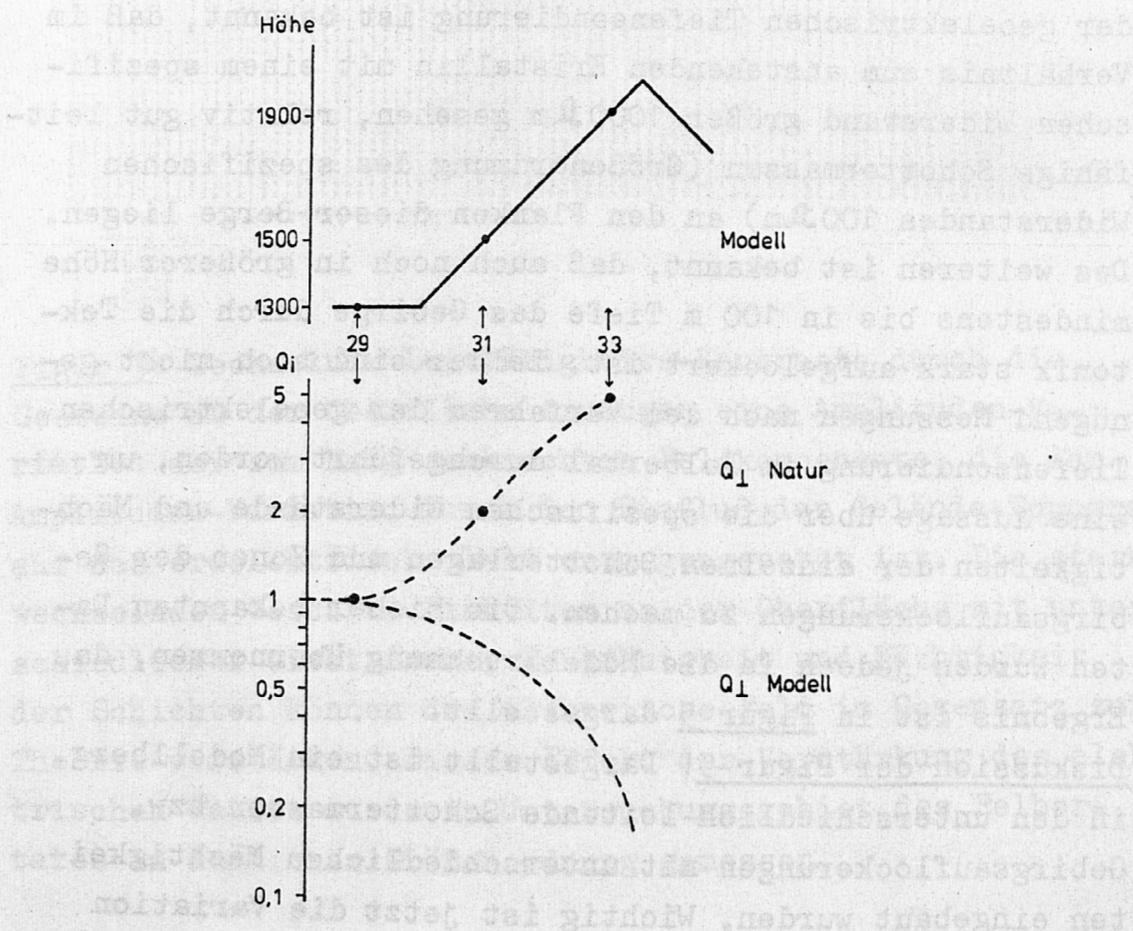
Die Messungen der natürlichen Variationen des erdelektrischen Feldes im Felbertal stehen im Gegensatz zu diesen erwarteten Ergebnissen der Modellrechnung. Figur 2 zeigt zwei Montagen aus den Original-Registrierungen. Man erkennt eine systematische Zunahme der Amplituden der zum Hang senkrechten Feldkomponente (EW-Komponente) (H-Polarisation) vom Tal (Station 29) zur Höhe (Station 33). Die zum Hang parallele Komponente (NS-Komponente) (E-Polarisation) ist nahezu konstant.



**Figur 2:** Zwei Montagen der natürlichen Variationen des erdelektrischen Feldes an drei Hang-Stationen. Man erkennt deutlich die systematische Zunahme der Amplitude der zum Hang senkrechten Komponente (EW-Komponente) vom Tal (Station 29) zur Höhe (Station 33). Die zum Hang parallele Komponente (NS-Komponente) ist nahezu konstant.



Figur 3: Die zum Hang senkrechten Amplituden des erdelektrischen Feldes an den Stationen 29 (1300 m), 31 (1500 m) und 33 (1900 m), normiert auf die höchstgelegene Station. Nach 200 Höhenmetern wurde eine Zunahme der Amplitude der zum Hang senkrechten Feldkomponente um den Faktor 2, nach 600 m Höhendifferenz eine Zunahme um den Faktor 5 gemessen.



Figur 4: Der Unterschied der Amplitude der zum Hang senkrechten Feldkomponente, ermittelt aus den Beobachtungen der natürlichen Variationen des erdelektrischen Feldes und der Modellrechnung zum Topographie-Effekt.

Figur 3 zeigt die zum Hang senkrechten Amplituden des erdelektrischen Feldes an drei Stationen für das ausgewertete Perioden-Intervall von 15 - 1800 sec, wobei auf die höchstgelegene Station 33 (1900 m Höhe) normiert wurde. Nach 200 m Höhendifferenz ergibt sich eine Zunahme der Amplitude der zum Hang senkrechten Feldkomponente um den Faktor 2, bei 600 m Höhendifferenz eine Zunahme um den Faktor 5. Den Unterschied von Natur und Modellrechnung zeigt Figur 4. Dargestellt ist die Zunahme der Mittelwerte der natürlichen Amplituden hangaufwärts, sowie die Abnahme der Amplituden hangaufwärts nach den Modellrechnungen zum Topographie-Effekt.

Als Ergebnis ergibt sich: Im Untersuchungsgebiet der Felbertauern wurde das Gegenteil eines Topographie-Effektes auf das erdelektrische Feld registriert.

Ich möchte dieses unerwartete Ergebnis dahingehend interpretieren: Das verwendete Modell ist unvollständig, denn aus geologischen Untersuchungen und den Untersuchungen der geoelektrischen Tiefensondierung ist bekannt, daß im Verhältnis zum anstehenden Kristallin mit einem spezifischen Widerstand größer  $1000 \Omega m$  gesehen, relativ gut leitfähige Schottermassen (Größenordnung des spezifischen Widerstandes  $100 \Omega m$ ) an den Flanken dieser Berge liegen. Des weiteren ist bekannt, daß auch noch in größerer Höhe mindestens bis in 100 m Tiefe das Gebirge durch die Tektonik stark aufgelockert ist. Leider sind noch nicht genügend Messungen nach dem Verfahren der geoelektrischen Tiefensondierung im Felbertal durchgeführt worden, um eine Aussage über die spezifischen Widerstände und Mächtigkeiten der einzelnen Schotterlagen und Zonen der Gebirgsauflockerungen zu machen. Die bisher bekannten Daten wurden jedoch in die Modellrechnung übernommen, das Ergebnis ist in Figur 5 dargestellt.

Diskussion der Figur 5: Dargestellt ist ein Modellberg, in den unterschiedlich leitende Schottermassen bzw. Gebirgsauflockerungen mit unterschiedlichen Mächtigkeiten eingebaut wurden. Wichtig ist jetzt die Variation



der Amplituden der zum Hang senkrechten Feldkomponente längs der Berg-Oberfläche. Man sieht, daß durch die wechselnden Gesteine an der Oberfläche eine Verteilung der Amplituden des erdelektrischen Feldes erzeugt werden kann, die den Einfluß der Topographie auf das erdelektrische Feld umdreht und in etwa gleich der gemessenen Amplitude der natürlichen Variationen des erdelektrischen Feldes ist.

Gegenüber dem Einfluß der oberflächen-nahen Gesteins-Einheiten auf die natürlichen Variationen des erdelektrischen Feldes ist also der Topographie-Effekt auf das erdelektrische Feld zumindest in einem so heterogenen Gebiet wie dem Alpenraum zu vernachlässigen. Den bestimmenden Einfluß auf das erdelektrische Feld und damit auf die  $\varphi_s$ -Kurven im Bereich der Alpen besitzen die oberflächen-nahen Gesteine, damit verbunden der Einfluß der elektrischen Leitfähigkeit der oberflächen-nahen Gesteins-Einheiten.

## 2. Der Einfluß der elektrischen Leitfähigkeit der obersten Gesteinsschichten auf das erdelektrische Feld

Eine möglichst genaue Kenntnis der elektrischen Leitfähigkeit der obersten Gesteinsschichten ist nach den vorangegangenen Betrachtungen notwendige Voraussetzung für die Modellrechnung und Interpretation der Meßergebnisse. Deshalb wurden zur Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit der oberflächen-nahen Gesteinseinheiten zwischen dem Chiemsee und den Hohen Tauern geoelektrische Tiefensondierungen nach dem Schlumberger-Verfahren durchgeführt. Es wurde versucht, repräsentative Werte des wahren Widerstandes für die Gesteine der Molasse, des nördlichen Kalkalpin, der nördlichen Grauwackenzone und der Schieferhülle der Hohen Tauern zu erhalten (vgl. hierzu den Artikel von K. KEMMERLE in diesem Protokoll, insbesondere Figur 8 in seinem Artikel).

Die Molasse-Sedimente sind der einzige großräumige gute Leiter im Bereich der Ostalpen. Obwohl die Gesteine des Alpenkörpers selber alle schlecht leitend sind, zeigen sich doch deutliche Unterschiede in den mittleren spezifischen Widerständen der einzelnen Gesteins-Formationen. Da eine Tiefenaussage der elektrischen Leitfähigkeit an die bekannte Oberfläche anschließen muß, ergeben sich somit für eine Interpretation der Messungen der zeitlichen Variationen des erdelektrischen- und erdmagnetischen Feldes durch Modellrechnungen feste Randwerte der elektrischen Leitfähigkeit an der Erdoberfläche. Die Werte des scheinbaren spezifischen Widerstandes an der Erdoberfläche zwischen dem Chiemsee und den Hohen Tauern sollten sich wie folgt verhalten:

Molasse	zu	Kalkalpin	1	zu	100
Kalkalpin	zu	Grauwackenzone	1	zu	0,3
Grauwacken- zone	zu	Schieferhülle der Hohen Tauern	1	zu	2

### 3. Interpretation magnetotellurischer Messungen im Bereich der Ostalpen durch Modellrechnung

Die Schwierigkeit bei der Interpretation der magnetotellurischen Messungen im Bereich der Ostalpen liegt darin, daß hier eine dreidimensionale Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im tieferen Untergrund vorliegt. Modelle mit dreidimensionaler Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit können heute jedoch nur für kleine Strukturen berechnet werden. Man ist daher gezwungen, auf Modellrechnungen mit zweidimensionaler Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrund zurückzugreifen. Dadurch sind die Modelle nicht eindeutig. Sie geben nur eine mögliche, wenn auch wahrscheinliche Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit wieder.

Als Randwerte für die Modellrechnung mit zweidimensionaler Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit wurde angenommen:

1. Die Verteilung der spezifischen Widerstände an der Modelloberfläche soll die Ergebnisse der geoelektrischen Tiefensondierung widerspiegeln (siehe Kap. 2).
2. Diese Variation der spezifischen Widerstände an der Oberfläche des Modelles soll die aus den Messungen erhaltenen Werte für die Kurven des scheinbaren spezifischen Widerstandes parallel zur Vorzugsrichtung des erdelektrischen Feldes im Falle der H-Polarisation erklären.
3. Für die E-Polarisation werden die Werte der Kurven des scheinbaren spezifischen Widerstandes senkrecht zur Vorzugsrichtung des erdelektrischen Feldes benutzt. Die Kurven  $\rho_{s\perp VZ}$  zeigen starke Schwankungen, was vermutlich eine Folge der dreidimensionalen Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit des Untergrundes ist. Diese Schwankungen können durch Modelle mit zweidimensionaler Leitfähigkeitsverteilung nicht interpretiert werden. Zur Interpretation wurde daher nur das Niveau der  $\rho_{s\perp VZ}$ -Kurven im  $\rho_T$ -Diagramm der einzelnen Meßstationen benutzt.
4. Die Kurven der Phasen-Differenzen zwischen magnetischem- und erdelektrischem Feld zeigen - außer bei kurzen Perioden - keine signifikanten Unterschiede bezüglich den Komponenten parallel und senkrecht zur Vorzugsrichtung des erdelektrischen Feldes. Das Modell soll also sowohl im Falle der H-Polarisation als auch im Falle der E-Polarisation ähnliche Phasen-Differenzen als Funktion der Periode ergeben. Bei kurzen Perioden soll die Phasen-Differenz zwischen magnetischem- und elektrischem Feld groß sein, dagegen bei langen Perioden deutlich kleiner werden.

Die Ergebnisse der Rechnungen mit einer zweidimensionalen Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrund sollen an zwei Modellen (Figur 6 - 9) diskutiert werden.

Diskussion der Figuren 6, 7, 8 und 9:

Beiden Modellen gemeinsam ist eine 7 km mächtige Deckschicht, die die Variationen der spezifischen Widerstände an der Oberfläche erklärt. Der tiefere Untergrund unterscheidet jedoch beide Modelle:

In Modell 1 (Figur 6) existiert in geringer Tiefe eine Zone erhöhter elektrischer Leitfähigkeit. Diese, unter den Ostalpen mächtiger werdende Zone erhöhter elektrischer Leitfähigkeit ist der Zone der Geschwindigkeits-Inversion seismischer Longitudinal-Wellen (ANGENHEISTER et al. 1972) in Form, Mächtigkeit und Tiefenlage angepasst. Mit zunehmender Tiefe folgt eine Zone schlechter elektrischer Leitfähigkeit bis in 80 km Tiefe. Die folgende 10 km mächtige Schicht ist wieder ein guter elektrischer Leiter. Dieser zweite gute Leiter wird mit etwa der Mächtigkeit und Tiefenlage angenommen, wie er nach den Ergebnissen der erdmagnetischen Tiefensondierung als großräumiger Leiter unter Süddeutschland zu erwarten ist (vgl. hierzu den Artikel von A. BERKTOLD in diesem Protokoll). Zu noch größeren Tiefen folgt im Modell ein homogener Halbraum schlechter elektrischer Leitfähigkeit.

In Modell 2 (Figur 8) fehlt die Zone erhöhter elektrischer Leitfähigkeit in der Tiefe der Inversions-Zone seismischer Longitudinalwellen-Geschwindigkeit. Im Modell 2 ist diese Zone schlecht leitend. Erst in 80 km Tiefe liegt eine Zone erhöhter elektrischer Leitfähigkeit. Die Dicke dieser Zone erhöhter elektrischer Leitfähigkeit ist unter dem Alpenhauptkamm am größten (45 km). Die Oberkante dieser Zone wird unter dem Alpenhauptkamm in 45 km angenommen.

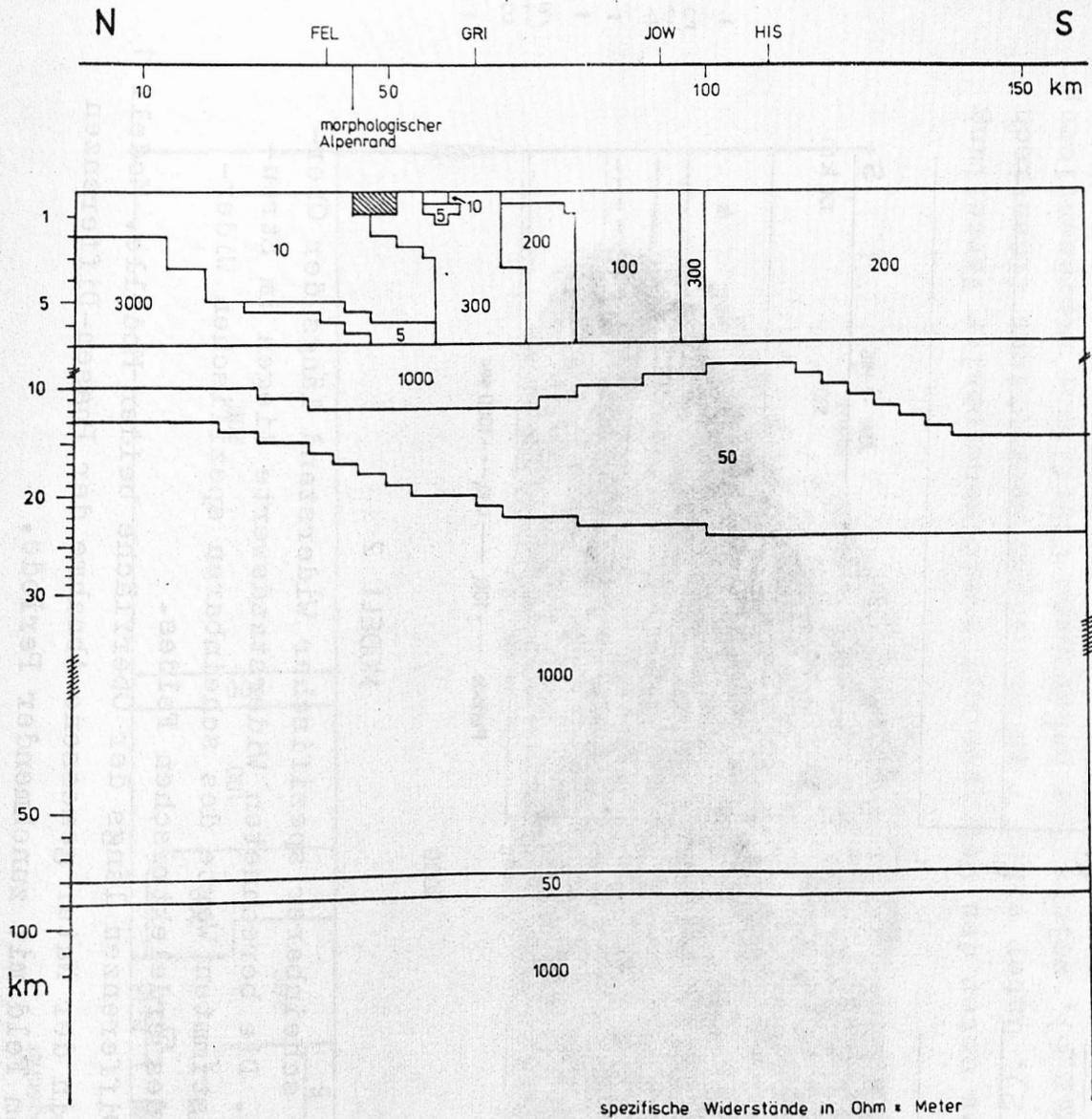
Vor der Besprechung der für beide Modelle gleichen Oberfläche soll jedoch der Einfluß der unterschiedlichen Leitfähigkeits-Strukturen beider Modelle in der Tiefe diskutiert werden.

Die, im Falle der E-Polarisation, aus beiden Modellen errechneten Werte des scheinbaren spezifischen Widerstandes längs der Modelloberfläche unterscheiden sich bei kurzen Perioden nicht signifikant. Bei längeren Perioden sind die

Werte des scheinbaren spezifischen Widerstandes längs der Modelloberfläche bei Modell 1 kleiner als bei Modell 2 (Figur 7). Die aus den Messungen bestimmten Widerstandswerte  $\rho_{sLVZ}$  streuen jedoch so stark, daß die aus beiden Modellen errechneten Widerstände im Falle der E-Polarisation etwa gleich den Meßwerten sind.

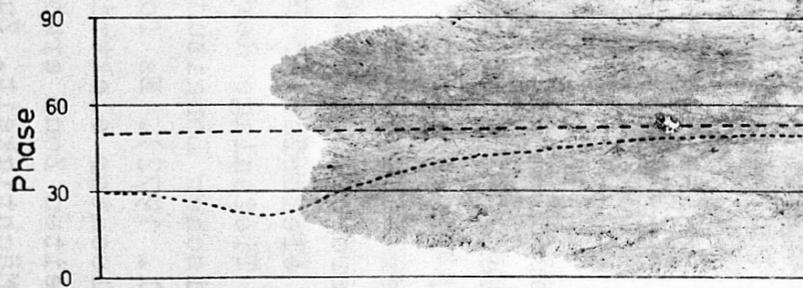
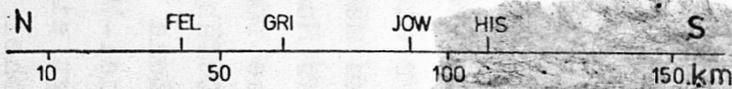
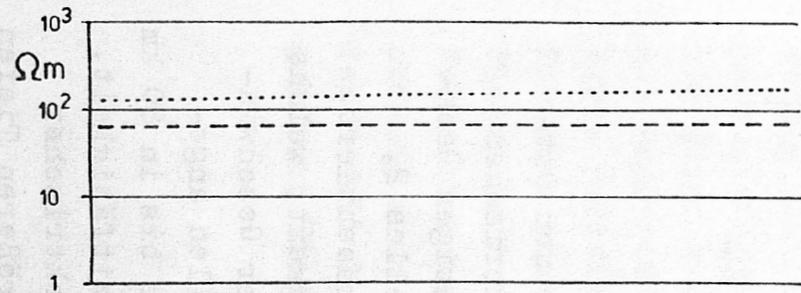
Deutliche Unterschiede zeigen sich jedoch in den aus beiden Modellen errechneten Werten der Phasen-Differenzen zwischen magnetischem- und elektrischem Feld an der Modelloberfläche (Figur 7):

Der in Modell 1 in geringer Tiefe (Tiefe der Geschwindigkeits-Inversion seismischer P-Wellen) liegende gute Leiter verhindert ein tiefes Eindringen der Felder in den Untergrund. Erst bei längeren Perioden durchdringen die Felder diese Zone erhöhter elektrischer Leitfähigkeit. Dadurch wird an der Modelloberfläche ein Phasengang als Funktion der Periode erzeugt, der den aus den Registrierungen der natürlichen Variationen von magnetischem- und elektrischem Feld bestimmten Phasen-Differenzen entgegengesetzt ist. Bei Modell 1 sind bei kurzen Perioden die Phasen-Differenzen klein, bei langen Perioden sind die Phasen-Differenzen zwischen Magnetischem- und elektrischem Feld dagegen groß. Das umgekehrte Verhalten der Phasen-Differenzen als Funktion der Periode errechnet sich bei Modell 2. Kurze Perioden erzeugen eine große Phasen-Differenz, lange Perioden eine kleine Phasen-Differenz. Diese Abnahme der Phasen-Differenz zwischen magnetischem- und elektrischem Feld mit zunehmenden Perioden wurde in ähnlicher Größenordnung auch aus den Registrierungen bestimmt, sodaß hier dem Modell 2, gute elektrische Leitfähigkeit erst in größerer Tiefe, der Vorzug gegeben werden muß.



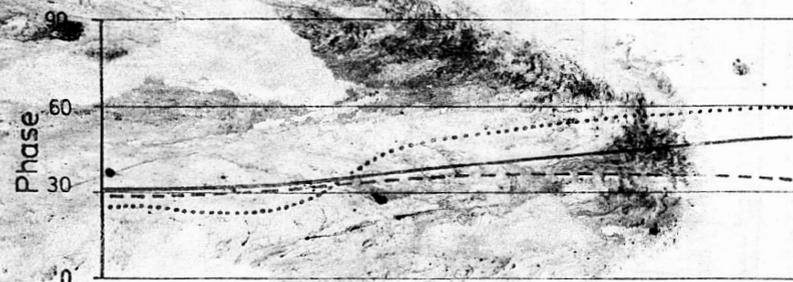
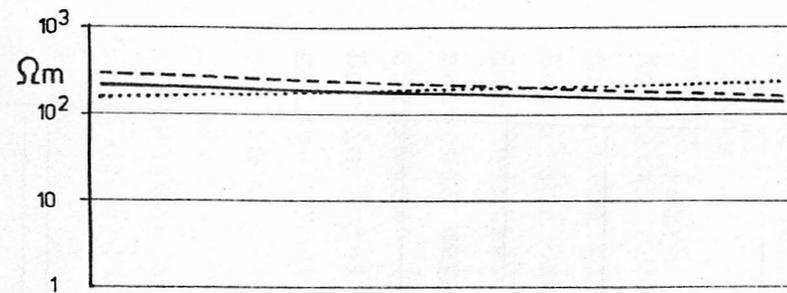
MODELL 1

Figur 6: Modell des tieferen Untergrundes unter den Ostalpen mit zweidimensionaler Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit (Modell 1). Unter einer 7 km mächtigen Deckschicht (identisch mit der Deckschicht des Modelles 2, Figur 8), welche die heterogene Oberfläche repräsentiert, liegt eine Zone erhöhter elektrischer Leitfähigkeit, welche in Form, Mächtigkeit und Tiefenlage der Zone der Geschwindigkeits-Inversion seismischer Longitudinal-Wellen angepasst (ANGENHEISTER et al. 1972). Es folgt eine bis in 80 km Tiefe reichende Zone schlechter elektrischer Leitfähigkeit, unterlagert von einer zweiten Zone erhöhter elektrischer Leitfähigkeit mit 10 km Mächtigkeit. Zu noch größeren Tiefen folgt ein homogener Halbraum schlechter elektrischer Leitfähigkeit.



Periode .....100, ---1000 sec

MODELL 1

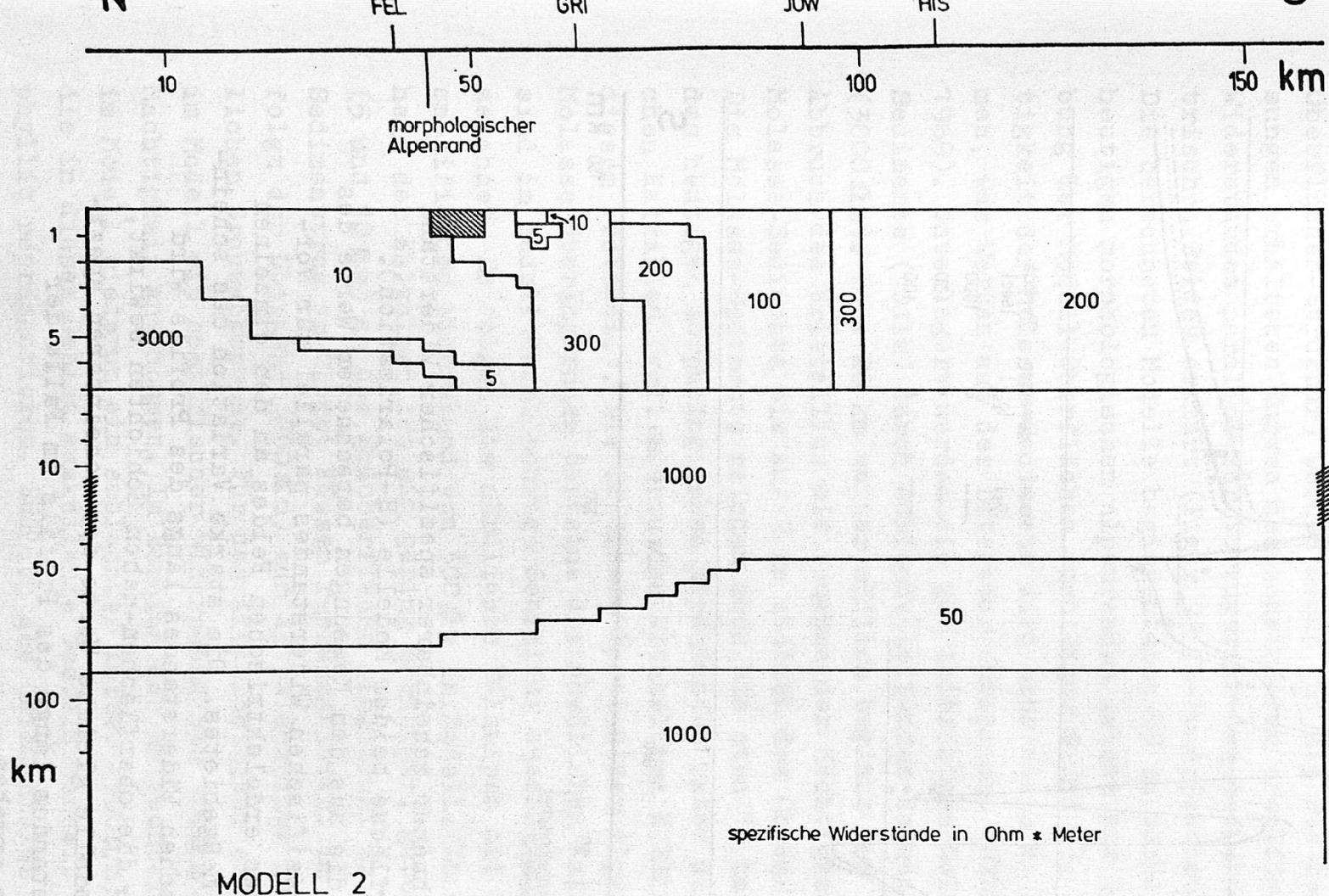


Periode .....100, — 400, ---1000 sec

MODELL 2

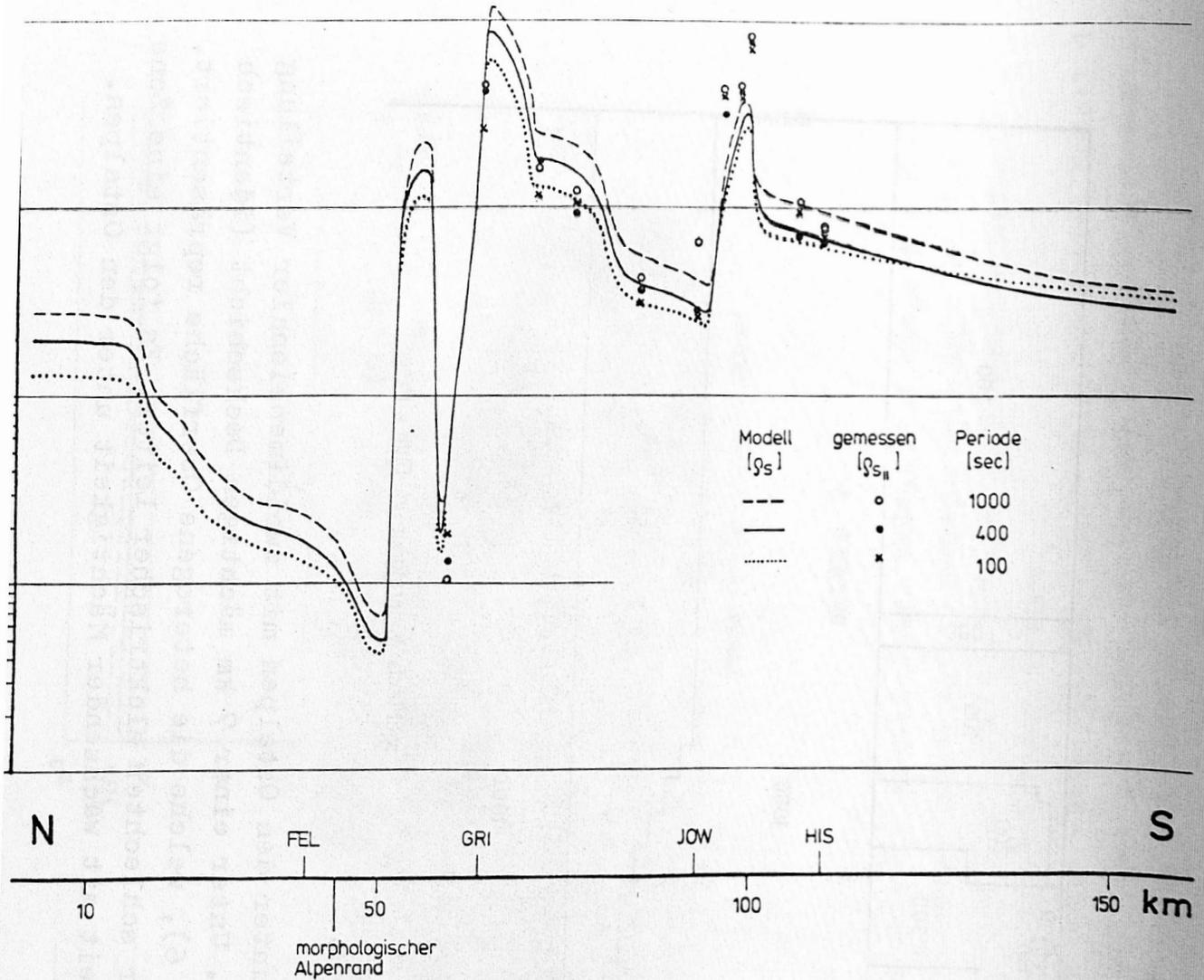
Figur 7: Obere Bildhälfte: Berechneter scheinbarer spezifischer Widerstand längs der Oberfläche beider Modelle (E-Polarisation). Die berechneten Widerstandswerte liegen im Streubereich der aus den Registrierungen bestimmten Werte des scheinbaren spezifischen Widerstandes senkrecht zur Vorzugsrichtung des erdelektrischen Feldes.

Untere Bildhälfte: Berechnete Phasen-Differenzen längs der Oberfläche beider Modelle. Modell 1 widerspricht, Modell 2 bestätigt die in der Natur gemessene Abnahme der Phasen-Differenzen zwischen magnetischem- und elektrischem Feld mit zunehmender Periode.



MODELL 2

Figur 8: Modell des tieferen Untergrundes unter den Ostalpen mit zweidimensionaler Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit (Modell 2). Unter einer 7 km mächtigen Deckschicht (identisch mit der Deckschicht des Modelles 1, Figur 6), welche die heterogene Oberfläche repräsentiert, liegt ein bis in größere Tiefen reichender schlechter elektrischer Leiter. Es folgt eine Zone deutlich erhöhter elektrischer Leitfähigkeit mit wachsender Mächtigkeit unter den Ostalpen.



Figur 9: Berechneter scheinbarer spezifischer Widerstand längs der Oberfläche beider Modelle (H-Polarisation). Eingezeichnet die aus den Messungen berechneten Werte des scheinbaren spezifischen Widerstandes parallel zur Vorzugsrichtung des erdelektrischen Feldes an den einzelnen Stationen des Meßgebietes. Die starke Variation des scheinbaren spezifischen Widerstandes längs des Profils wird fast nur durch die oberflächen-nahen Schichten bewirkt, sodaß beide Modelle gleiche Werte des scheinbaren spezifischen Widerstandes längs des Profils im Falle der H-Polarisation ergeben.

Durch die Variation der spezifischen Widerstände an der Modelloberfläche (beide Modelle besitzen die gleiche Oberflächen-Struktur) werden recht gut die aus den Messungen erhaltenen Kurven des scheinbaren spezifischen Widerstandes parallel zur Vorzugsrichtung des erdelektrischen Feldes erklärt (Figur 9) (H-Polarisation).

Die berechneten Modelle beginnen etwa 45 km nördlich des heutigen morphologischen Alpenrandes (siehe zur Beschreibung der Modell-Oberflächen auch Figur 6 und 8). Die Mächtigkeit der Molasse-Sedimente wird hier mit 2 km angenommen, was Werten aus der Literatur entspricht (BERKTOLD 1969). Unterlagert werden die gut leitfähigen Molasse-Sedimente ( $10 \Omega\text{m}$ ) durch schlecht leitendes Kristallin ( $3000 \Omega\text{m}$ ). Etwa 20 km weiter südlich beginnt der bekannte Abbruch des Kristallins mit Zunahme der Mächtigkeit der Molasse-Sedimente bis auf 7 km südlich des Chiemsees.

Die Molasse-Sedimente reichen noch bis etwa 10 km südlich des heutigen morphologischen Alpenrandes unter die nördlichen Kalkalpen (vgl. hierzu den Artikel von K. KEMMERLE in diesem Protokoll). Die in diesem Bereich der Alpen die Molasse überlagernden Gesteine des nördlichen Kalkalpins sind im Modell durch schräge Schraffur besonders gekennzeichnet. Es folgen die nördlichen Kalkalpen mit einem spezifischen Widerstand von  $300 \Omega\text{m}$  im Modell. In die Einheit der Kalkalpen ist ein gering mächtiger, guter Leiter ( $5$  und  $10 \Omega\text{m}$ ) an der Erdoberfläche eingebaut. Er soll den Sedimenttrog im Gebiet Kössen repräsentieren. Im Anschluß folgt der Übergang ( $200 \Omega\text{m}$ ) zum Altpaläozoikum der nördlichen Grauwackenzone. Für das Altpaläozoikum selber wird im Modell ein spezifischer Widerstand von  $100 \Omega\text{m}$  mit 7 km Mächtigkeit angenommen. Im Bereich des Salzachtales liegt im Modell wiederum ein schlechter Leiter ( $300 \Omega\text{m}$ ), er soll die in diesem Gebiet auskeilende Gesteinseinheit Quarzphyllit repräsentieren. Südlich des Salzachtales im Gebiet der Schieferhülle der Hohen Tauern wird im Modell ein spezifischer Widerstand von  $200 \Omega\text{m}$  an der Oberfläche angenommen.

Als Ergebnis der Berechnung von Modellen mit zweidimensionaler Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrund erhält man zusammenfassend:

Im Bereich der Ostalpen existiert im Untergrund ein guter Leiter, der, beginnend in der Bayerischen Molasse, unter den Ostalpen an Mächtigkeit zunimmt (Modell 2). Nach den bisherigen Kenntnissen aus magnetotellurischen Messungen in den Ostalpen kann die Zone verminderter Geschwindigkeit seismischer Longitudinal-Wellen unter dem Alpenhauptkamm vermutlich nicht mit einer Zone erhöhter elektrischer Leitfähigkeit gleichgesetzt werden. Dazu wurde ein Modell (Modell 1) berechnet, welches einen guten elektrischen Leiter in der seismischen Geschwindigkeits-Inversionszone enthält. Zwar erfüllen die nach diesem Modell berechneten Werte des scheinbaren spezifischen Widerstandes an der Modelloberfläche die Meßwerte, jedoch sind die nach diesem Modell berechneten Phasen-Differenzen zwischen magnetischem- und elektrischem Feld entgegengesetzt zu den in der Natur gemessenen Phasen-Differenzen. Die den Meßwerten entsprechenden Phasen-Differenzen errechnen sich jedoch nach Modell 2, bei dem die Zone erhöhter elektrischer Leitfähigkeit unter den Ostalpen erst in größerer Tiefe auftritt.

#### 4. Literaturverzeichnis

ANGENHEISTER, G., H. BÖGEL, H. GEBRANDE, P. GIESE, P. SCHMIDT-THOME, W. ZEIL: Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alpes. Geol. Rundschau 61, S. 349-395, 1972.

BEBLO, M.: Die elektrische Leitfähigkeit unter den Ostalpen, abgeleitet aus magnetotellurischen Messungen längs eines Profiles vom Alpennordrand bis zu den Hohen Tauern. Diss. Fak. f. Geow. Univ. München, 1974.

BERKTOLD, A.: Tiefensondierung mit Hilfe der Variationen des erdmagnetischen und erdelektrischen Feldes längs eines Profils vom Oberpfälzer Wald durch das nördliche Alpenvorland bis zu den Kitzbüheler Alpen. Diss. Naturw. Fak. Univ. München, 1969.

HÖLL, R.: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. 1974, im Druck.

KEMMERLE, K.: Magnetotellurik am Nordrand der Bayerischen Alpen entlang eines Profils vom Chiemsee bis Reit im Winkl. Dipl.-Arbeit Inst. f. Angew. Geophysik Univ. München, 1973.

MAKRIS, J.: Aufbau der Kruste in den Ostalpen aus Schwere-messungen und die Ergebnisse der Refraktionsseismik. Hamb. Geophys. Einzelschr., Hamburg, 1971.