

**SEISMISCHE STRUKTUR DER KRUSTE IN DER BÖHMISCHEN MASSE**  
**Projekt S4701**

von

**Kayihan Aric, Werner Chwatal, Rudolf Gutdeutsch und Günter Jeram<sup>+</sup>**

**1. Die Beschaffenheit der Kruste nach Magnetotellurischen und Audiomagnetotellurischen Sondierungen im Bereich des Messener Bogens**

**1.1 Einleitung**

An den Endpunkten des seismischen Profils Messern-Rotweinsdorf wurden im Oktober 1992 in Zusammenarbeit mit dem Geophysikalischen Institut der Ungarischen Akademie der Wissenschaften Sondierungen durchgeführt.

Die Koordinaten der Meßpunkte sind:

MT/AMT 1 (Messern)	MT/AMT 2 (Rotweinsdorf)
15°32'32,40" E	15°28'55,80" E
48°43'22,40" N	48°43'47,40" N

Zwischen Dobra Gneis (Messern) und Granulit (Rotweinsdorf) befindet sich im Hangenden die Bunte Serie, die nach Profilskizzen von FUCHS & MATURA (1980) graphitführende Linsen enthält. In der Tiefenverteilung der elektrischen Leitfähigkeit können z.B. die graphitführenden Bereiche als Leithorizont erfaßt werden. Die spezifische Widerstandstruktur der Schichtfolge ermöglicht gegebenenfalls eine Zuordnung zu einem Tiefenhorizont des reflexionsseismischen Profils. Eine gut leitende Formation könnte Hinweise über die Struktur der Bunten Serie liefern.

**1.2 Methoden und Meßgeräte**

Die Sondierungen wurden mit Hilfe der natürlichen elektromagnetischen Felder durchgeführt (CAGNIARD, 1953). Die magnetotellurische Tiefensondierung (MT) liefert durch Anwendung elektromagnetischer Variationen mit Perioden größer als 20 Sekunden Informationen über Erdkruste und -mantel (empfindliches Variometer). Die audiomagnetotellurische Sondierung (AMT) liefert im Frequenzbereich

---

<sup>+</sup> Univ.-Doz.Dr. Kayihan Aric, Werner Chwatal, Prof.Dr. Rudolf Gutdeutsch und Günter Jeram  
Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien  
Hohe Warte 38, 1190 Wien und  
Währingerstraße 17, 1090 Wien

von 4,1 bis 2300 Hz Informationen bis einige km Tiefe (Realzeit AMT-Apparatur). An jedem Meßpunkt wurde mit der MT-Methode je 5 Tage lang, mit der AMT-Methode je einen Tag lang gemessen.

### 1.3 Die vorläufigen Ergebnisse

Die Auswertung der Daten erfolgte mit Hilfe der eindimensionalen Inversion der Kurven von spezif. Widerstand und Impedanz (STEINER, 1989). Mit Hilfe der Anpassung der Modellkurven an die gemessenen Werte wurden folgende Widerstandsverhältnisse (je ein Modell für Rhomin und Rhomax) berechnet:

AMT 1 (Messern)				
Schicht	Mächtigkeit (m)	Rhomax (ohmm)	Mächtigkeit (m)	Rhomin (ohmm)
1	15	25	5	6
2	1200	29300	1170	40350
3	<b>4500</b>	<b>915</b>	-	<b>31</b>
4	-	50110	-	-

AMT 2 (Rotweinsdorf)				
Schicht	Mächtigkeit (m)	Rhomax (ohmm)	Mächtigkeit (m)	Rhomin (ohmm)
1	25	7	4	2
2	390	370	325	11
3	<b>113</b>	<b>4</b>	-	<b>3</b>
4	-	650	-	-

Die Ergebnisse der Meßpunkte sind gut vergleichbar, beide sind dreischichtig, die Differenz der Rho-Werte weist jedoch auf einen bedeutenden Unterschied zwischen den geologischen Verhältnissen an den Endpunkten hin. Die gut leitenden Formationen befinden sich ab ca. 1200 m (MTA 1) und 390 m (MTA 2). Die gut leitende Formation in diesem Tiefenbereich besitzt außerdem eine große Anisotropie (siehe auch ADAM, 1980), die aus den Rhomin- und Rhomax-Werten der Tabelle ersichtlich ist (siehe Schicht 3). Dieser Umstand ist möglicherweise auf eine Graphitführung zurückzuführen.

Die gemeinsame Inversion der AMT- und MT-Daten zeigt erstens mit spezifischen Widerstandskurven und zweitens in Kombination mit den Phasenkurven im oberen Krustenbereich etwa die gleichen Ergebnisse. Die MT-Sondierungen zeigen darüber

hinaus in Messern eine gut leitende Schicht in ca. 130 km Tiefe (eventuell die Asthenosphäre).

Die AMT-Sondierungen zeigen in Rotweinsdorf im Vergleich zu Messern folgende Charakteristika:

der spez. Widerstand ist bedeutend kleiner,  
die gut leitende Formation liegt wesentlich seichter  
und sie besitzt eine extrem hohe horizontale Leitfähigkeit.

Zur genaueren Interpretation dieser Formation, die auch für die Deutung der seismischen Horizonte bedeutsam ist, werden zehn weitere AMT-Sondierungen entlang des Profils durchgeführt.

## **2. Der Einfluß von P- bzw. Wechselwellen in der Kruste auf Fernbebenaufzeichnungen**

### **2.1. Einleitung**

Die von Erdbeben erzeugten elastischen Wellen durchlaufen das Erdinnere und erreichen die seismographischen Stationen unter einem zumeist sehr steilen (kleinen) Einfallswinkel. Unstetigkeiten in der Lithosphäre, besonders der Erdkruste unter der Station, erzeugen Reflexionswellen, die etwas später als der Ersteinsatz ankommen. Dadurch erhält man als resultierendes Signal meistens einen ziemlich komplizierten, längeren Schwingungszug. Dieser kann Auskunft über die Strukturen der Lithosphäre unter der Station geben.

In der Arbeit wurden Übertragungsfunktionen für verschiedene Krustenmodelle berechnet und die Impulsantworten erstellt. Werden diese mit geeigneten Eingangssignalen gefaltet, so erhält man synthetische Seismogramme. Durch Vergleich dieser mit Stationsaufzeichnungen wurden Modelle des lokalen Untergrundes erstellt.

Im Rahmen des Projektes standen Aufzeichnungen der Station Zwettl und sechs weiterer Stationen des ostalpinen Raumes zur Verfügung, deren Aufzeichnungen zu einer derartigen Analyse herangezogen wurden.

### **2.2. Theorie**

Als Grundlage einer Analyse des Schwingungszuges wurde ein Verfahren zur Berechnung des Reflexions- und Transmissionsvermögens eines horizontal geschichteten Mediums mit beliebiger Tiefenverteilung der elastischen Moduln und der Dichte für schrägen Einfall ebener Wellen angewandt. Die Berechnung erfolgte im z-Bereich und lehnt sich an jene von TREITEL & ROBINSON (1966), wo die z-Transformation für ein dispersives Medium angewendet wird, an. Dies setzt einen unterkritischen Einfallswinkelbereich voraus, was in der Regel in den vorliegenden Fällen zutrifft. Die Reflexions- und Brechungskoeffizienten hängen somit

von den akustischen Eigenschaften der Medien beiderseits der Trennflächen und vom Einfallswinkel ab.

### 2.3. Anwendung einfacher P-Modelle

Im folgenden wird nun die Anwendung des oben genannten Verfahrens für Krustenmodelle getestet, wobei vorerst die Wechselwellen unberücksichtigt blieben. Da es sich also hierbei um reine P-Wellen handelt, waren Vergleiche nur mit Aufzeichnungen der Vertikalkomponente notwendig. Somit standen die Seismogramme des ostalpinen Stationsnetzes (Tab. 1; Spalte 1), welche mit einem Vertikalseismometer vom Typ Geotech-Teledyne S13 mit einem Breitbandverstärker ausgestattet sind bzw. waren, zur Verfügung. Die Einheiten übertragen Signale mit Perioden zwischen 0,1 und 5 Sekunden verzerrungsfrei.

Station	Ort	$\varphi_s$	$\lambda_s$	VP (km/s)	$T_{\text{Moho}}$
BBA	Bleiberg	46,79	13,70	6,2	40,3
BGA	Bad Gleichenberg	46,88	15,91	"	33,0
GHA	Glashütten	47,38	16,39	"	36,2
HSA	Hoher Sonnblick	47,05	12,96	"	46,5
MZA	Mariazell	47,77	15,33	"	32,3
KFA	Klagenfurt	46,63	14,29	"	44,6
PIA	Pitten	47,72	16,19	"	33,4
SZA	Stift Zwettl	48,62	15,20	"	34,5

Tab. 1: Erdbebenstationen des ostalpinen Stationsnetzes, ihre geographischen Koordinaten (GUTDEUTSCH & ARIC, 1976; ARIC et al., 1992), mittlere P-Wellengeschwindigkeit der Kruste und Moho-Tiefen (Die Genauigkeit der Tiefenbestimmung beträgt  $\pm 1$  km) unter den Stationen.

Da man ungefähr von der Krustenmächtigkeit und deren mittleren P-Wellengeschwindigkeit im ostalpinen Raum weiß (ARIC et al., 1989), konnte ein Zeitfenster in den Seismogrammen festgelegt werden, in welchem Reflexionen aus der Kruste zu erwarten sind. Dies liegt bei etwa 3 bis 14 Sekunden nach dem Ersteinsatz. Da sich in diesem Bereich Phasen, vor allem pP, sP, PcP sowie die Kernphasen, wegen der Überlagerung störend auswirken, wurden für diese Zwecke geeignete Beben nach ihren Herddistanzen ( $\Delta$ ) ausgewählt. Diese liegen bei  $\Delta < 70^\circ$ ,  $125^\circ < \Delta < 130^\circ$  und  $158^\circ < \Delta < 180^\circ$ .

Die ausgewählten, relativ gut deutbaren Ereignisse werden in Tabelle 2 aufgelistet.

Beben	Datum	Koordinaten		m	Herdtiefe (km)	Distanz (°)	$i_{\theta}$ (°)
		Nord	Ost				
KYUSHU	87-03-18	32,034	131,837	6,4	54	81	10,2
ANDREANOF. IL.	87-05-06	51,272	180,102	6,3	20	80	10,6
ICELAND	87-05-25	63,850	340,272	5,8	8	25	19,0
MID.RIDGE	88-04-20	0,960	329,733	5,8	10	60	13,7
TONGA IL.	89-01-01	-18,507	185,359	6,0	123	149	3,2
WESTBRAZIL	89-05-05	-8,241	288,595	6,4	604	93	11,0
SAKHALIN IL.	90-08-20	46,228	142,228	5,9	301	75	11,4

Tab. 2: Beben, deren Vertikalkomponenten ausgewählt wurden, dazugehörige Herdparameter ('Regional catalogue of earthquakes', ICE 1988-1991) und der Einfallswinkel  $i_{\theta}$  der Wellen an der Krusten-Mantel-Grenze im ostalpinen Raum.

Es erschien vorerst sinnvoller, jene Reflexion im Seismogramm zu lokalisieren, welche an dem größten anzunehmenden Geschwindigkeitssprung im tieferen Bereich der Kruste stattfand, nämlich an der M-Diskontinuität. Praktisch gesehen reduzieren sich daher die Modelle auf eine Schicht unter der Erdoberfläche. Vorrangiges Ziel war es, eine konstante mittlere P-Wellengeschwindigkeit für den ostalpinen Raum zu finden, um mittels dieser die Krustenmächtigkeiten unter den Stationen zu bestimmen. Bei der Wahl der Geschwindigkeit hielt man sich an frühere Arbeiten (siehe z.B. POSGAY et al., 1991).

Abb. 1 zeigt das Ergebnis der Anpassung des synthetischen Seismogrammes an ein gemessenes, an Hand des Bebens vom mittelozeanischen Rücken aufgezeichnet an der Station MZA. Durch Kreuzkorrelation des dick gezeichneten Signales (Ersteinsatz, Perioden um 2 Sek.) mit dem Seismogramm wurden Phasen (pP und sP) sowie Einsätze (?1, ?2 und ?3), deren Ursache auf Grund der Amplitudengröße nicht im lokalen Stationsuntergrund liegen können, im Seismogramm bestimmt. Diese Signale bildeten gemeinsam mit dem Ersteinsatz jenes Eingangssignal, welches mit der Impulsantwort gefaltet wurde.

Dieses Verfahren wurde für das gesamte Datenmaterial durchgeführt und die an einer Station für verschiedene Beben unterschiedlich erhaltenen Moho-Tiefen arithmetisch gemittelt. Tab. 1 listet die Ergebnisse auf. Die Modelle können nur ein ungefähres Bild der Lage der Unstetigkeitsflächen wiedergeben. Ein wesentlicher Grund hierfür ist, daß die Voraussetzungen wie Parallelschichtung, Homogenität, etc. in Wirklichkeit selten gegeben sind. Auch kann der Einfallswinkel, welcher bei der Bestimmung der Tiefenlage einer Unstetigkeitsfläche bzw. Mächtigkeit der Schicht entscheidend ist, nur an Hand von Laufzeittabellen [in der Arbeit wurden

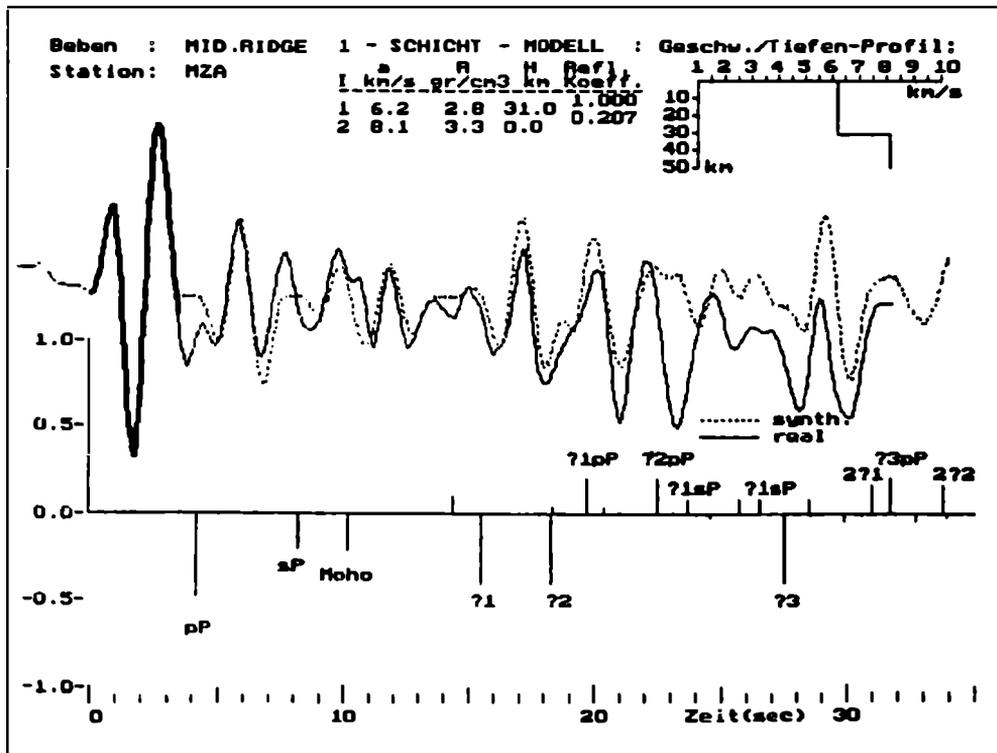


Abb. 1: Bestimmung der Krustenmächtigkeit unter der Station MZA durch Approximation eines synthetischen Seismogramms des Einschichtmodells an die Aufzeichnung des Bebens MID.RIDGE.

jene von JEFFREYS & BULLEN (1958) verwendet] bestimmt werden. Diese können aber nur bis zu einem gewissen Grad ein Bild der Strahlenwege wiedergeben. Bei einer Variation des Einfallwinkels von  $\pm 1^\circ$  beläuft sich der Tiefenfehler der Moho auf  $\pm 0,2$  km.

#### 2.4. Einfluß von Scherwellen

Die Vergleiche der synthetischen mit gemessenen Seismogrammen, wobei nur P-Wellen betrachtet wurden, ergaben einfache Krustenmodelle. Daher wurde als nächster Schritt der Einfluß der Wechselwellen in den Seismogrammen untersucht. Die Behandlung von P-SV-Wellen ist vom Prinzip her genau dieselbe. Es verdoppelt sich dabei die Information gegenüber den P-Modellen, da nun auch die horizontale Verschiebungskomponente durch die S-Wellen Information enthält. Aus diesem Grund standen nur mehr die Aufzeichnungen der Station SZA, als einzige Drei-komponentenstation von Österreich, zur Verfügung.

Unter Berücksichtigung einer theoretischen Analyse und der Einsätzen der globalen Phasen (pP, sP, PcP) ergeben sich die idealen Auswahlkriterien der Erdbeben für Herddistanzfenster von  $30^\circ < \Delta < 70^\circ$ .

Für die Analyse wurden die in Tab. 3 angegebenen Beben ausgewählt.

Beben	Datum	Koordinaten		m	Herdtiefe (km)	Distanz (°)	$i_\theta$ (°)
		Nord	Ost				
SIBIRIEN	91-12-27	51,01	98,12	5,7	10	51	33
SEMLJA	92-02-17	79,17	124,54	5,5	10	46	35
COSTA RICA	92-03-07	10,20	275,65	6,3	73	89	20
N-KALIFORNIEN	92-04-26	40,40	235,70	6,6	25	84	21
GOLF von ALASKA	92-08-07	57,62	216,97	6,3	10	72	25

Tab. 3: Beben, deren Vertikal- und Horizontalkomponenten ausgewählt wurden, dazugehörige Herdparameter ('Regional catalogue of earthquakes', ICE 1991-1994) sowie der Einfallswinkel  $i_\theta$  an der Krusten-Mantel-Grenze.

Da ein dreidimensionaler Schwingungszustand vorliegt, mußte vorerst aus der E- und N-Verschiebungskomponente die Resultierende an Hand des Azimuts der einfallenden Wellen an der Station berechnet werden. Der Vergleich der Bebenaufzeichnungen mit den synthetischen Seismogrammen wurde analog dem oben besprochenen Verfahren durchgeführt, nun aber für zwei Verschiebungskomponenten (Abb. 2).

Die Ergebnisse dieser Modellberechnung sind mit denen des einfacheren P-Modelles für die Station Zwettl vergleichbar. Hier wurde jedoch statt  $v_p = 6,2$  km/s eine mittlere Geschwindigkeit von 6,1 km/s eingesetzt. Dadurch ergab sich eine Mohotiefe von  $33 \pm 1$  km, die im Vergleich zum P-Modell (Tab. 1) etwas geringer ist. Weiters ergeben sich folgende durchschnittliche Geschwindigkeiten und Dichten für die Kruste und den Mantel (Tab. 4):

	P (km/s)	S (km/s)	rho(g/cm <sup>3</sup> )
Kruste	6,1	3,5	2,8
Mantel	8,0	4,6	3,3

Tab. 4: Elastische Parameter von Kruste und Mantel.

Die Anwendung von Rekursionsverfahren im z-Bereich, um Lithosphärenstrukturen aus Registrierungen von Fernbeben zu erhalten, haben wegen verschiedenartiger Fehlerquellen und Annahmen zu einfachen Modellen der Lithosphäre geführt. Für

die Auflösung der Krustenstrukturen sind jedoch die Perioden der beobachtenden Wellentypen zu groß.

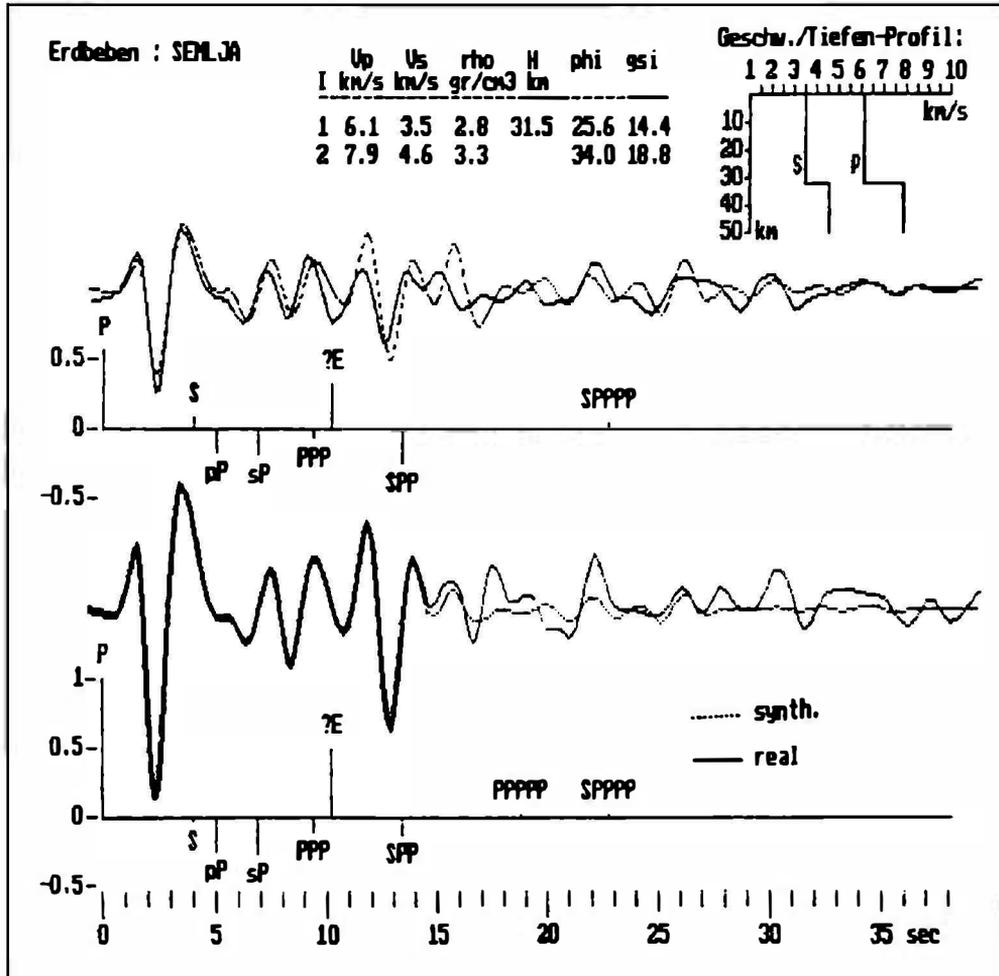


Abb. 2: Bestimmung der Krustenmächtigkeit unter der Station SZA durch Approximation von synthetischen Verschiebungskomponenten (oben horizontal, unten vertikal) eines Modells an die Aufzeichnung des Bebens SEMLJA.

## Literatur

- ADAM, A., DUMA, G., HORVÁTH, J. (1990): A new approach to the electrical conductivity anomalies in the Drauzug-Bakony geological Unit. - Phys. Earth Planet. Int., 60, 155 - 162.
- ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., LEICHTER, B., LENHARDT, W., PLOMEROVA, J., BABUSKA, V., PAJDUSAK, P., NIXDORF, U. (1989): Structure of the lithosphere in the Eastern Alps derived from P-residual analysis. - Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 73, Wien 1989.
- ARIC, K., FREUDENTHALER, A., LENHARDT, W. (1992): Seismological observations in the eastern Alps. - Physics Earth and Planetary Int., 75, 145 - 152.
- CAGNIARD, L. (1953): Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. - Geophysics, 18, No. 3.
- GUTDEUTSCH, R., ARIC, K. (1976): Erdbeben im ostalpinen Raum. - Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 19, Wien 1976.
- FUCHS, G., MATURA, A. (1980): Die Böhmisches Masse in Österreich. - In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs. - Springer Verlag: Wien, 121 - 143.
- POSGAY, K., ALBU, I., MAYEROVA, M., NAKLADALOVAÁ, Z., IBRMAJER, I., HERRMANN, H., BLIZKOVSKY, M., ARIC K., GUTDEUTSCH, R. (1991): Contour Map of the Mohorovičić Discontinuity beneath Central Europe. - Budapest, 1991.
- STEINER, T. (1989): MT inversion using least-absolute-values and least squares. Abstracts and Papers of the Technical Program. - 34. Geofizikai Szimpózium, Budapest, szept. 4 - 8, 639 - 651.
- TREITEL, S., ROBINSON, E.A. (1966): Seismic wave propagation in layered media in terms of communication theory. - Geophysics, 31, 17 - 32.