

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR  
Forschungsbereich Geo- und Kosmoswissenschaften  
**ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE**

---

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde  
Nr. 85

Primär- und Sekundäreffekte bei der Ausbreitung seismischer  
Oberflächenwellen und ihre geophysikalischen Ursachen

von

Horst Neunhöfer

(veränderte Fassung der am 6. November 1985  
bei der Akademie der Wissenschaften der DDR  
verteidigten Dissertation B)

Herausgeber: Der Direktor des Zentralinstituts für Physik der Erde Potsdam

---

Als Manuskript gedruckt Potsdam 1985

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	4
1. Einleitung	8
2. Generalisierung der Dispersion von Rayleighwellen für das Gebiet der DDR und deren Umgebung	10
2.1. Möglichkeiten der Generalisierung von Oberflächenwellenbeobachtungen	10
2.2. Datenprozessing	12
2.2.1. Literaturüberblick	12
2.2.2. Eigene Methode der Datenbearbeitung	13
2.2.2.1. Fehlerkorrektur	15
2.2.2.2. Seismographenkorrektur	16
2.2.2.3. Butterworthfilter zur Zeitreihenbearbeitung	18
2.2.2.4. Zeitabhängige Filter	22
2.2.2.5. Bestimmung der Phasengeschwindigkeit	24
2.3. Inversion von Dispersionskurven	24
2.4. Beobachtung der Dispersion	27
2.4.1. Beschreibung der Beobachtungen	27
2.4.2. Norden und Süden der DDR	29
2.4.3. Erzgebirge (MOBR)	31
2.4.4. BRG - QED	31
2.4.5. Ostsee	33
2.4.6. Böhmisches Massiv	34
2.4.7. Dispersion zwischen MOX und WAR	37
2.4.8. Profillinie zwischen MOX und COP	38
2.4.9. Profil von Moxa nach Pulkovo (MOPU)	39
2.5. Generalisierende Betrachtung der Rayleighwellendispersion für Mittel-, Nord- und Osteuropa	40
2.5.1. Untersuchungsgebiet DDR	40
2.5.2. Mittel-, Nord- und Osteuropa	44
2.5.3. Dispersionsvergleich Europa - Antarktika	46
3. Dämpfung von Oberflächenwellen	47
3.1. Physikalische Grundlagen	47
3.2. State of art	48
3.3. Datenaufbereitung zur Dämpfungsbestimmung	50
3.4. Beobachtung der Dämpfung im Stationsnetz der DDR	53
3.4.1. Mittlere Dämpfung für das gesamte Gebiet DDR	55
3.4.2. Negative scheinbare Dämpfung	55
3.4.3. Hohe scheinbare Dämpfung, Anisotropie im Dreieck MOX - CLL - BRG	55
3.5. Dämpfung entlang ausgewählter Profile	56
3.5.1. Profil MOCO	56
3.5.2. Profil MOWA	58

4.	Höhere Moden	58
4.1.	Kanalwellen	59
4.2.	Zur experimentellen Bestimmung der Phasengeschwindigkeitskurven höherer Moden	61
5.	Reflexion von Oberflächenwellen	62
5.1.	Aktueller Kenntnisstand	63
5.1.1.	Theorie	63
5.1.2.	Beobachtungsbeispiele	63
5.2.	Erkennen von reflektierten Oberflächenwellen	65
5.2.1.	Spektrale Auswirkungen	65
5.2.2.	Autokorrelationsfunktion	66
5.2.3.	Verschiedene Gruppengeschwindigkeitskurven auf Grund multipler Filterung	67
5.2.4.	Extraktion einer einzelnen Wellengruppe	68
5.3.	Geophysikalische Deutung	68
5.3.1.	Reflektierende Diskontinuität	69
5.3.2.	Schätzung des Reflexionskoeffizienten	69
5.4.	Beispiele	71
5.4.1.	Erdbeben 48	71
5.4.2.	Erdbeben 50	73
5.4.3.	Ereignis 18	75
5.4.4.	Ereignis 23	76
5.4.5.	Erdbeben 11	78
5.4.6.	MOCO 3	80
5.5.	Zielgerichtete Untersuchung einer bekannten Diskontinuität	81
6.	Anomale Polarisation der Lovewellen, Anisotropie	83
6.1.	Anisotropie und die Ausbreitung von seismischen Oberflächenwellen	83
6.2.	Experimenteller Nachweis von Polarisationsunregelmäßigkeiten für Eurasien	84
7.	Schlußfolgerungen für Erdkruste und oberen Erdmantel	89
7.1.	Lithosphäre	89
7.2.	Asthenosphäre	90
	Literatur	93
	Anhang	99

### Zusammenfassung

Die Ausbreitung von Rayleighwellen wird für das Gebiet der DDR sowie seine nördliche, östliche und südliche Umgebung ausführlich untersucht. Es wird dabei zwischen Primäreffekten wie Dispersion und Sekundäreffekten wie Dämpfung, Erscheinungsformen höherer Moden, Reflexion an vertikalen Diskontinuitäten und Polarisationsanomalien unterschieden. Zunächst werden aber erst die Methoden der Seismogrammbearbeitung behandelt. Über bekannte Konzepte hinaus wird schließlich eine Methodik angewandt, die soweit wie möglich im Zeitbereich arbeitet, um auch bei Zwischenschritten noch eine Beurteilung durch den Seismologen zu ermöglichen. Zur Seismogrammbearbeitung gehören multiple Filterung, harmonische Analyse für eine Phasenbestimmung, Modenextraktion. Die Möglichkeiten einer digitalen Seismogrammkorrektur bezüglich der Parameter des aufzeichnenden Seismographen werden genutzt. Die meisten Schritte werden rekursiv ausgeführt und benötigen wenig Rechenzeit. Schließlich wird noch auf die Grundlagen der Inversion von Dispersionsergebnissen in Tiefenmodelle der Scherwellengeschwindigkeit eingegangen.

Die Ergebnisse bezüglich der Dispersion werden in verschiedenen großen Regionen vorgestellt. Es wird ausgegangen von den zahlreichen Untersuchungen für mittlere Perioden entlang von Profillinien in der DDR. Soweit wie möglich wird danach eine weitere Untergliederung dieses Gebietes versucht. Sie ist aber eigentlich nur sehr grob, zwischen Nord- und Südteil möglich. Zu wirklich instruktiven Resultaten führt dann die Berechnung von Isotachen für verschiedene Perioden. Daraus folgt für die Lithosphäre eine deutliche ost-westliche Struktur in der mitte der DDR und überlagert auch eine nord-südliche Achse. Die Erweiterung des Gebietes gibt dann hauptsächlich Informationen über den Grad der Ausbildung eines Asthenosphärenkanals. Interessant ist die Tatsache, daß sich die Sonderstellung des Böhmisches Massives mit moderatem Schildcharakter und einer Anpassung der Randeile der Osteuropäischen Tafel an das Tafelvorland in der Asthenosphäre andeuten.

Bei der Dämpfung von Oberflächenwellen wird besonders auf den scheinbaren Charakter hingewiesen. Durch geeignete Wahl der Zweistationenmethode ist es möglich, Einflüsse von außerhalb des Untersuchungsgebietes, das auch hier die DDR ist, auszuschließen. Krümmungen im dreidimensionalen Feld der Scherwellengeschwindigkeit führen dann aber immer noch zu systematischen Fehlern, so daß die Dämpfungsergebnisse nicht wie Dispersionskurven in einen anelastischen Materialparameter invertiert werden, sondern qualitativ die Ergebnisse aus der Isotachendarstellung stützen und ergänzen.

An einer Anzahl von Beispielen werden die Möglichkeiten des Nachweises von reflektierten Oberflächenwellen demonstriert. Es kann gezeigt werden, daß es möglich ist, vertikale Diskontinuitäten sowohl in Erdkruste und -mantel nachzuweisen. Die Größe der berechneten Reflexionskoeffizienten ist nicht signifikant, wohl aber ihre Periodenabhängigkeit. Damit ist ein Schlüssel für die Angabe der elastischen Tiefenreichweite einer Störung gegeben. Für Stationen der DDR sind bei teleseismischen Ereignissen reflektierende Diskontinuitäten der Rand der Osteuropäischen Tafel und der Alpenrand. Innerhalb der DDR spiegeln sich im Süden die geologisch bekannten Störungszonen wider.

Ein sehr interessanter Sekundäreffekt stellt die Existenz anomaler Polarisation von Oberflächenwellen dar. Sie wird in Form schwacher Wellengruppen in theoretisch nicht zu erwartenden Seismogrammkomponenten nachgewiesen. Das ist z.B. in unterschiedlichem Maße

für Lovewellen der Fall, wenn der Wellenweg bestimmte Teile des Eurasischen Kontinentes kreuzt. Als Ursache kommt Anisotropie in der unteren Lithosphäre und der Asthenosphäre in Betracht.

Die Ausführungen werden durch eine komplexe Betrachtung aller Ergebnisse unter Berücksichtigung auch anderer geophysikalischer Kenntnisse wie Wärmefluß und Laufzeitresiduen abgeschlossen. Es lassen sich widerspruchsfreie Deutungen für die Lithosphäre der DDR und die Asthenosphäre des gesamten mittel-, nord- und osteuropäischen Untersuchungsgebietes geben. Die verschiedenen Methoden stützen einander gegenseitig ab, auf Grund der Oberflächenwellenuntersuchungen können Präzisierungen in der Interpretation erreicht werden.

#### Summary

The propagation of Rayleigh waves has been investigated for the territory of GDR and a larger area which encloses Middle, Northern, and Eastern Europe. On principal, it is distinguished between first order effects like dispersion and second order ones like attenuation, occurrence of higher modes, reflection at a discontinuity, and anomalous polarization. At the beginning different methods of seismogram processing are performed. Contrary to other well known procedures algorithms are proposed which are working predominantly in time domain. In that way it is ensured that a seismologist can have an informative view after each step. The discussed seismogram processing includes multiple filtering, harmonic analysis, mode selection. An algorithm is described which allows very efficiently the transformation of a sampled seismic record in accordance with a given change of the seismograph parameters. The most steps are realized in a recursive manner and therefore they save computer time. Then, the fundamentals of the inversion of dispersion results into depth models of the shear velocity are briefly discussed.

The dispersion results are performed for regions of different dimensions. It is started with numerous observations of mean period Rayleigh waves carried out for profiles in GDR. On that base an attempt is made to subdivide this area. Really, it succeeds only roughly in a discrimination between the northern and southern part. But, the calculation of isotachs for different periods leads to quite more instructive results. Especially, it follows therefrom a pattern of the lithospheric structure with a clear axis from east to west in the middle of GDR superimposed by another one from south to north. The enlargement of the investigated area yields mainly results how the low-velocity channel in the asthenosphere is developed. Especially it is a remarkable fact that the Bohemian Massif has the special character of a moderately shield-like body and that the asthenosphere at the margin of the East European Platform is influenced by that one of the praevariscan foreland.

What the determined attenuation of the surface waves concerns especially the apparent character is to emphasize. A suitable use of the two-station method allows us to eliminate some interference from outside the investigated area which is in that case the territory of GDR. But any curvature of the threedimensional field of the shear wave velocity leads to a bias. Therefore it is not quite suggestive to invert middle period attenuation results into intrinsic parameters of the material, but to interpret them only in a qualitative manner. By doing so the former interpretation of the isotach pattern is confirmed and improved.

Then, the chance to detect reflected surface waves has been demonstrated for some examples. It can be shown that the used methods allow to detect vertical discontinuities in the crust and upper mantle. Whereas the values of calculated reflection coefficients are not significant the dependence on period is the base for estimating the elastic penetration of a discontinuity. Regarding records from stations in GDR, the waves from teleseismic events are reflected at the margin of the East European Platform and of the Alps. On the territory of GDR the known faults in the southern part are the source of reflections, too.

A very interesting second order effect is the anomalous polarisation of surface waves. It becomes obvious by weak wave groups occurring in such components of the seismic record where they are not expected. To a different degree such groups are observed when Love waves crossing some parts of the Eurasian continent. The source of the effect is anisotropy in the lower lithosphere and asthenosphere.

The paper is closed by a common discussion of all results. Other geophysical knowledge like heat flow and travel time residuals are also taking into consideration. From all there follow consistent models of the lithosphere under GDR and the asthenosphere of the investigated part of Eurasia. The different geophysical methods confirm each other. Generally, the use of surface waves allows an improvement of the common interpretation.

#### Резюме

Распространение волн Рэлея подробно исследуется как для территории ГДР, так и для соседних областей, лежащих на севере на востоке и на юге. При этом делаются различия между первичными эффектами, как дисперсия, и вторичными эффектами, как затухание, формы проявления обертонов, отражение на вертикальные разрывности и аномалии поляризации. Сначала однако излагаются лишь методы обработки сейсмограммы. Кроме уже известных методов в конечном счёте применяется метод, который действует по мере возможности в диапазоне времени, чтобы ещё также при промежуточных шагах сейсмологи могли бы произвести оценку. К обработке сейсмограммы относится многократная фильтрация, гармонический анализ для определения, извлечение тонов. Используются возможности цифровой корректуры относительно параметров зарисованных сейсмографов. Большинство шагов выполняется рекурсивно и требует малой затраты времени на вычисление. И ещё, наконец, приводятся на основании инверсии результаты дисперсии в глубинных моделях скорости поперечных волн.

Результаты относительно дисперсии представлены в различных больших регионах. Исходят из многочисленных исследований для средних периодов вдоль трассы ГДР. Сообразно с этим делается по мере возможности попытка дальнейшего подразделения этой области. Это подразделение может быть однако сделано лишь в грубых чертах, между северной и южной частью. К действительно инструктивным результатам приводит расчёт изотак для различных периодов. Из этого следует для литосферы отчётливая восточно-западная структура в средней части ГДР, накладываясь также на северо-южную ось. Расширение области даёт затем главным образом информацию о степени образования канала астеносферы. Интересным является тот факт, что особое положение богемского массива со слабо выраженным щитовым характером указывает на адаптацию краевой части восточно-европейской платформы к фторланду платформы в астеносфере.

При затухании поверхностных волн обращается особое внимание на кажущийся характер. С помощью удачного выбора двухстанционного метода представляется возможным исключить влияния вне области исследования, в данном случае ГДР. Кривизна в трёхмерном поле скорости поперечных волн приводит однако всё ещё к систематическим ошибкам, так что результаты затухания подвергаются инверсии не как дисперсионные кривые в неупругом параметре вещества, а лишь качественно подтверждают и дополняют результаты, представленные изотаксами.

На ряде примеров демонстрируются возможности доказательств отражённых поверхностных волн. Может быть показано, что имеются возможности доказательств вертикальных разрывностей как в земной коре, так и в мантии. Знаменательны не величины рассчитываемых коэффициентов отражения, а зависимость от периода. Это является ключом для указания упругой глубинной дальности действия помехи. Для станций ГДР при телесеismicких событиях отражающими разрывностями является край восточно-европейской платформы и край северных Альп. Внутри ГДР на юге отражаются геологически известные зоны помех.

Очень интересный вторичный эффект представляет собой существование аномальных поляризации поверхностных волн. Оно было доказано в форме слабых волновых групп в теоритически не ожидаемых компонентах сейсмограммы. Это относится, например, в различной мере для волн Лява, если волновой путь пересекает определённые части евро-азиатского континента. Причиной можно принять во внимание анизотропию в нижней литосфере и в астеносфере.

Изложение заканчивается комплексным рассмотрением всех результатов с учётом также и других геофизических сведений, как тепловой поток и остаточное время пробега. Представлено не вызывающее противоречий объяснение о литосфере ГДР и о астеносфере общей средней, северной и восточно-европейской области исследований. Различные методы взаимно опираются друг на друга, на основании исследований поверхностных волн могут быть достигнуты уточнения в интерпретации.

## 1. Einleitung

Von jedem Erdbebenherd wird elastische Energie abgestrahlt. Sie breitet sich in Form von seismischen Raum- und Oberflächenwellen aus und erreicht seismische Stationen. Entsprechend deren Ausstattungsgrad und der Stärke des Erdbebens werden seismische Wellen aufgezeichnet. Sie enthalten Informationen über den Erdbebenherd und über das Medium, das sie zwischen Herd und Station durchlaufen haben. Eine theoretisch wohl gut angepaßte Betrachtungsweise bestünde darin, den Gesamtprozeß der Energieabstrahlung, -ausbreitung und -aufzeichnung als einheitlichen Vorgang zu behandeln und aus dem Endergebnis die gewünschten Teilaspekte herauszulösen. Ein solches Vorgehen ist bedingt auch durch die komplizierte Struktur des Mediums "Erde" sehr schwierig und sicherlich mit den heutigen Möglichkeiten in genügenden Einzelheiten nicht lösbar. Es hat sich deshalb in der Seismologie eine andere Praxis eingebürgert, indem die Gesamtproblematik in Teilaspekte aufgelöst wird, die jeweils unter Annahme geeigneter Randbedingungen separat gelöst werden. Dieser Beobachtungsweise schließt sich die vorliegende Arbeit an, indem Vorgänge im Herd nicht näher untersucht werden, sondern es wird z. T. sogar versucht, ihre vorhandenen Einflüsse auf die Wellenabstrahlung möglichst zu eliminieren. Eine weitere, notwendige Einschränkung besteht darin, daß nur Oberflächenwellen betrachtet werden sollen.

Die Untersuchung seismischer Oberflächenwellen ist eine selbständige Methode, die seit der Verfügbarkeit moderner Großrechenanlagen in zahlreichen Fällen meistens auf bestimmte Untersuchungsobjekte angewendet worden ist. Zur Theorie und Anwendung existieren Übersichtsarbeiten von ANDERSON (1965), KOVACH (1965) und ein Band der Reihe METHODS IN COMPUTATIONAL PHYSICS (1972). In der deutschsprachigen Literatur wurde von SEIDL und MÜLLER (1977) eine Übersicht gegeben, während NEUNHÖFER (1979) eine kurze Darstellung für den angewandten Geophysiker zusammengestellt hat. Diese Arbeiten reichen aus, um die Methodik und ihre Aussagekraft im groben zu erkennen. Daneben existiert eine Vielfalt von Literatur, die zu konkreten Problemen der Anwendung Stellung bezieht und auf die im folgenden an den entsprechenden Stellen Bezug genommen wird. Wir unterscheiden ad hoc zwischen Primär- und Sekundäreffekten bei der Ausbreitung von Oberflächenwellen. Unter den Primäreffekten wird die Dispersion der Grundmode von Oberflächenwellen und ihre Abhängigkeit von der Geologie des durchlaufenen Mediums verstanden, eine Aufgabe, die methodisch sehr weit entwickelt ist und interessante Hinweise zum regionalen geologischen Verständnis liefert. Der Beitrag dazu in der vorliegenden Arbeit besteht darin, daß die eigenen Ergebnisse, die den variszischen und prävariszischen Teil der DDR und Osteuropa betreffen, generalisierend mit anderen, verfügbaren Resultaten sowohl aus diesem Gebiet als auch von der Osteuropäischen Tafel zusammengefaßt und interpretiert werden. Dem sollen die Sekundäreffekte gegenübergestellt werden. Das sind Erscheinungen, die aus verschiedenen Gründen, sei es durch Überlagerungen oder durch schwache Ausprägung, methodisch schwerer faßbar sind und deren Beobachtung meistens relativ großen Aufwand erfordert. Dazu zählen wir die Dämpfung von Oberflächenwellen, die Interpretation höherer Moden sowie den Nachweis und die Deutung von Extrawellengruppen, die durch Reflexion und Polarisationsanomalien entstehen. Diese Trennung ist formal und schließt natürlich eine gemeinsame Interpretation von Ergebnissen nicht aus.

Die verschiedenen Schritte einer Bearbeitung verlangen völlig unterschiedliche Methoden. So erfolgt die Herleitung von Dispersionskurven und die Bestimmung der Dämpfung aus einem Seismogramm sowie der Nachweis von Reflexionen mit speziellen Methoden der Zeit-

reihenanalyse, die Interpretation von Dispersionskurven als Modelle von Erdkruste und Erdmantel ist ein kompliziertes Inversionsproblem, und die gefundenen Modelle müssen schließlich geologisch interpretiert werden.

Die Untersuchungen mit Hilfe von Oberflächenwellen stehen nicht nur in Konkurrenz zu denen mit Raumwellen, sondern beide ergänzen sich, wie die Tabelle 1 zeigt.

Tab. 1 Gegenüberstellung der Eigenschaften von Raum- und Oberflächenwellen

Raumwellen	Oberflächenwellen
durchlaufen gesamten Erdkörper	an Oberfläche gebunden
kurzperiodisch	langperiodisch
Einsätze, nicht dispersiv	dispersiv
Quellen: Sprengungen, Erdbeben	Erdbeben ( $M > 5,5$ )
Auswertung visuell möglich	Einsatz von Großrechnern notwendig
P-Wellen genauer als S	S-Wellen genauer als P
Low-velocity-Zone indirekt	Low-velocity-Zone direkt möglich
Ausschluß Herdvorgang nicht einfach möglich	
vorwiegend horizontale Diskontinuitäten	vertikale Diskontinuitäten
Relation Laufzeitresiduen und Tektonik	Relation zwischen Dispersion und Tektonik

So können Raumwellen den gesamten Erdkörper durchlaufen, Oberflächenwellen hingegen sind an eine Grenzfläche gebunden und haben nur eine bestimmte Eindringtiefe, sie sind langperiodisch und dispersiv. Ihre Wellengruppen laufen mit zunehmender Entfernung vom Herd auseinander. Das steht im Gegensatz zu den nichtdispersiven, Einsätze bildenden und meist kurzperiodischeren Raumwellen. Nutzbare Oberflächensignale kommen, betrachtet man die übliche Beobachtungspraxis, von Erdbeben, deren Magnitude größer als 5,5 ist. Ganz wesentlich ist die Tatsache, daß man mit Oberflächenwellen die Scherwellengeschwindigkeit gut erfassen kann und Low-velocity-Zonen direkt in ihrer Auswirkung auf die Dispersionskurven beobachtet. Es ist möglich, Untersuchungen so anzulegen, daß ein Einfluß des Herdvorganges auf das Ergebnis ausgeschlossen bleibt, was besonders wichtig für Dämpfungsuntersuchungen ist. Ein sehr fundamentaler Unterschied zwischen Raum- und Oberflächenwellen besteht aber darin, daß die Zusammensetzung eines Seismogramms aus Wellengruppen im ersten Fall vorwiegend durch die vertikale Gliederung des Erdkörpers und im zweiten durch laterale Änderungen erfolgt. Damit wird offensichtlich, daß die detaillierte Untersuchung mit Oberflächenwellen einen wesentlichen Beitrag zur Erkundung lateraler Diskontinuitäten liefern kann, die heutzutage als wichtige Aufgabe erkannt worden ist.

In der vorliegenden Arbeit wird diese Problematik so umfassend wie möglich angegangen, d. h. es wird versucht, für ein relativ kleines Gebiet, wie es in diesem Zusammenhang das Territorium der DDR darstellt, und von ihm ausgehend für dessen Umgebung Ober-

flächenwellen auszuwerten. Es konnte dabei auf die Registrierungen eines besonders zu diesem Zweck errichteten temporären Stationsnetzes bzw. auf benachbarte seismische Stationen zurückgegriffen werden. Bereits bekannte Interpretationsmethodik mußte dazu teilweise modifiziert weiterentwickelt oder gänzlich neu erarbeitet werden. Deshalb wird in jedem Kapitel ein besonderer Teil der Interpretation gewidmet, dem sich die Beobachtungsergebnisse und die geophysikalische Deutung anschließen.

## 2. Generalisierung der Dispersion von Rayleighwellen für das Gebiet der DDR und deren Umgebung

Wie allgemein bekannt ist, unterscheidet man zwischen Love- und Rayleighwellen. Wegen des signifikanten Unterschiedes zwischen beiden Wellengruppen in der Polarisation, der bei einer Ausbreitung im geschichteten, isotropen Medium auftritt, werden auch von uns ausschließlich Rayleighwellen untersucht, weil bei der bis heute an seismischen Stationen üblichen Komponentenzerlegung der registrierten Bodenbewegung diese allein die Z-Komponente der Oberflächenwellenseismogramme bilden. Darüber hinaus sind sie insofern leichter zu untersuchen, als Grund- und höhere Moden im Seismogramm zeitlich weiter voneinander aufgezeichnet werden als es bei Lovewellen der Fall ist, wodurch verschiedene Moden bei der Interpretation weniger interferieren. Die Hauptergebnisse werden durch gegenseitigen Vergleich und Generalisierung von genügend vielen Beobachtungen erreicht. Damit wird neben der Aussage über den vertikalen Bau auch Information über horizontale Veränderungen erschlossen.

### 2.1. Möglichkeiten der Generalisierung von Oberflächenwellenbeobachtungen

Eine Generalisierung von Oberflächenwellenbeobachtungen wird bislang in zwei ganz unterschiedlichen Formen durchgeführt, nämlich

- der Typisierung von beobachteten Dispersionskurven oder
- der flächenmäßigen Darstellung der Slowness bzw. der Gruppen- oder Phasengeschwindigkeitsdispersion für ausgewählte Perioden, die für ein vorgegebenes Gebiet aus einer Anzahl beobachteter Dispersionslinien abgeleitet wird.

Eine globale Typisierung der Rayleighwellendispersion wurde von KNOPOFF (1972) vorgelegt. Er faßte Dispersionskurven, die auf der gesamten Erde beobachtet worden waren, nach geotektonischen Gesichtspunkten zusammen und unterschied dabei Ozeane, Riffe, Gebirge, aseismische Kontinente und Schilde. Für jede dieser geotektonischen Kategorien existiert, wie in der Abb. 1 gezeigt wird, ein Erwartungsbereich, in dem die Phasengeschwindigkeitskurven liegen. Die verschiedenen Bereiche unterscheiden sich in Teilen des Perikdenabschnittes 10 bis 100 s signifikant, so daß eine entsprechend umfassende Dispersionskurve die geotektonische Zuordnung des Untersuchungsgebietes ermöglicht. Die Unterschiede werden hauptsächlich verursacht durch Differenzen in der Tiefe der Moho, der Scherwellengeschwindigkeit unmittelbar unterhalb der Moho und der Ausbildung eines Asthenosphärenkanals, worin sich letztlich die Entwicklungsstufe der geotektonischen Einheiten ausdrückt.

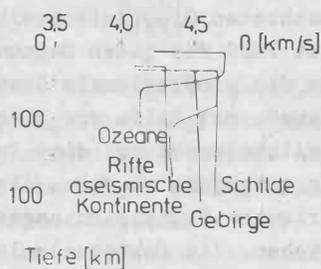
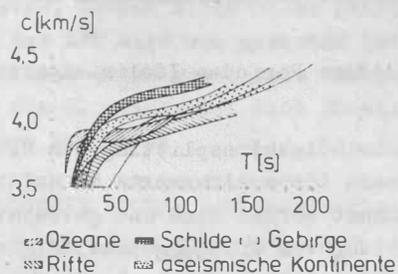


Abb. 1 Generalisierung der Phasengeschwindigkeit von Rayleighwellen nach KNOPOFF (1972)

Fig. 1 Generalization of Rayleigh wave phase velocity after KNOPOFF (1972)

Eine großregionale Bearbeitung von Phasengeschwindigkeitsuntersuchungen für sehr lange Perioden (z. T. bis zu 280 s) haben BISWAS u. KNOPOFF (1974) vorgenommen. Zwischen 15 langperiodisch ausgerüsteten Stationen, die über das gesamte Gebiet der USA verteilt waren, wurden 18 Dispersionslinien untersucht. Die Inversion der Daten erlaubt es, zwischen drei verschiedenen Gebieten zu unterscheiden. Da ist einmal der Norden und der Zentralteil der USA, der vergleichbar ist mit dem kanadischen Schild und keine oder nur eine sehr schwache Low-velocity-Zone im Mantel hat. In den Golfstaaten ist diese Zone gut ausgeprägt, und sie dehnt sich im Westen bis zur Moho hin aus.

Eine weitere zusammenfassende Darstellung von vorliegenden Phasengeschwindigkeitsergebnissen haben PANZA, MÜLLER u. CALCAGNILE (1980) vorgestellt. Das Untersuchungsgebiet umfaßt Mittel- und Westeuropa, wobei die Überdeckung mit Profilen sehr unterschiedlich ist. Einer relativ großen Profildichte im Gebiet der Alpen und ihrer Umgebung steht eine geringe anderswo gegenüber, was sich auf die Aussagekraft der Schlußfolgerungen auswirken sollte. Hauptergebnisse, die in der genannten Arbeit dargestellt worden sind, beziehen sich auf die Scherwellengeschwindigkeit im oberen Mantel, an der Moho und im Asthenosphärenkanal. Es können Gebiete angegeben werden, wo ein solcher Kanal sicher vorhanden ist, wo er möglicherweise existiert oder wo er fehlt.

Eine vergleichsweise kleinflächige Untersuchung gibt SICHARULIDSE (1978) für den Kaukasus. Für eine Anzahl von Dreiecken, deren Eckpunkte von seismischen Stationen gebildet werden, wird die Phasengeschwindigkeitsdispersion von Rayleighwellen ausgewertet und bezüglich der Mohotiefe interpretiert. Die Dispersionskurven überschreiten den Bereich 15 bis 50 s nicht.

All diese bisher beschriebenen Generalisierungsversuche bestehen darin, daß jede einzelne, für eine Profillinie gefundene Dispersionskurve auch für sich allein invertiert wird und die Ergebnisse dann miteinander verknüpft werden. Ihnen stehen andere Versuche gegenüber, die

- aufgrund einer festen Aufgabenstellung viele verschiedene Dispersionskurven zu wenigen neuen zusammenfassen und nur diese invertieren oder
- die aus einem Netz von Dispersionslinien für verschiedene Perioden Isoliniendarstellungen der Geschwindigkeit geben.

Zu der erstgenannten Alternative gehört das Phasengeschwindigkeitssplitting von NEUNHÖFER u. GÜTH (1975), bei dem für die gesamte DDR gewonnene Dispersionswerte in solche nur für den Süden bzw. den Norden der DDR geltende umgerechnet worden sind und getrennt invertiert wurden (s. 2.4.2.). Eine umfangreiche Aufspaltung von Gruppengeschwindigkeitskurven hat FENG (1982) für Eurasien durchgeführt. Er unterteilt nichtüberlappend den Doppelkontinent ad hoc in sphärische Segmente der Abmessung von 10 x 10 Längen- bzw. Breitengraden. Durch ein Splitting von zahlreichen beobachteten Gruppenlaufzeiten in Anteile, die auf die einzelnen Sektoren entfallen, leitet FENG für jedes Segment eine Gruppengeschwindigkeitskurve ab. Die Ergebnisse spiegeln die großregionale Geotektonik des Untersuchungsgebietes wider. Diese Methode ist geeignet, mit Hilfe von beträchtlichem Rechenaufwand den Nachteil der Gruppengeschwindigkeitsbeobachtung, eine Aussage über den gesamten Wellenweg zwischen Herd und Station zu geben, zu mindern. Als hebbarer Nachteil kann die Ad-hoc-Unterteilung nach geometrischen Prinzipien angesehen werden, es bleibt aber trotzdem noch die Notwendigkeit bestehen, die Sektoren relativ groß zu wählen, soll der Rechenaufwand nicht übermäßig ansteigen.

Den anderen Weg hat JANOVSKAJA (1982a, 1982b) gewählt, indem sie für vorgegebene Perioden ein Netz von vielen Beobachtungen in Isolinien gleicher Gruppengeschwindigkeit umwandelt. Die Grundlagen dieser Methode werden auch von MAAZ und Mitarb. (1984) beschrieben. JANOVSKAJA (1982a) gibt Anwendungen auf den Nordatlantik und in (1982b) auch auf das Gebiet des Schwarzen Meeres. Eine Anwendung auf die Beobachtungen im Gebiet der DDR wird im Abschnitt 2.5. diskutiert.

In neuester Zeit haben auch PANZA u. Mitarbeiter (1980) die Umrechnung von Phasengeschwindigkeitsbeobachtungen in Isolinien vorgenommen. Die Grundlagen ihrer Methode sind einfacher als die von JANOVSKAJA, und die für Italien erhaltenen Ergebnisse lassen bei kritischer Durchsicht erkennen, daß auf eine genügende Beobachtungsdichte zu achten ist.

## 2.2. Datenprozessing

Eine moderne Untersuchung von Oberflächenwellen kommt ohne Zeitreihenanalyse nicht aus. Sie erfordert, daß Seismogramme als digitale Zeitreihen vorliegen. Da eine digitale Registrierung noch die Ausnahme darstellt, müssen analoge Aufzeichnungen nachträglich digitalisiert werden. Das erfolgt in unserem Fall mit einem von NEUNHÖFER und ZIEGERT (1974) beschriebenen halbautomatischen Gerät, das dieser Aufgabe besonders angepaßt ist. Die Digitalisierung muß so erfolgen, daß das Sampling-Theorem eingehalten wird.

### 2.2.1. Literaturüberblick

Zu den ältesten Methoden, Gruppen- und Phasenlaufzeiten zu berechnen, gehören die von DZIEWONSKI und Mitarb. (1968) gegenübergestellten Verfahren der moving window analysis (MWA) und der multiple filter technique (MFT), die sich bis zu einem gewissen Grad gegenseitig im Zeit- und Frequenzbereich entsprechen. So wird bei der MWA in einem Zeit-

fenster, dessen Mitte einer gewissen Gruppenlaufzeit entspricht, das Spektrum bestimmt. Bei der MFT wird vom gesamten betrachteten Seismogramm das Fourierspektrum berechnet und in diesem durch gewichtete Fensterung eine Bandpaßfilterung vorgenommen. Filterfunktion ist die Glockenkurve. Nach Rücktransformation werden für feste Perioden Amplituden und Phasen angegeben.

LEVSHIN (1972) hat vorgeschlagen, die Bandbreite der bei MFT verwendeten Filter an das Seismogramm anzupassen bzw. zu optimieren (OMFT), und er definiert eine optimale Bandbreite

$$(1) \quad b_{\text{opt.}} = \frac{\omega^2(t)}{2 \left| \frac{d\omega}{dt} \right|}$$

$\omega$  bedeutet die Kreisfrequenz,  $t$  die Zeit. Zur Realisierung von (1) ist die Kenntnis der Gruppengeschwindigkeitskurve notwendig. Außerdem ist zu beachten, daß bei gleicher Gruppengeschwindigkeitskurve die optimale Bandbreite von der Epizentralentfernung des bearbeiteten Bebens abhängt. Ein anderer Vorschlag, die Aussagekraft zu erhöhen, kommt von NYMAN und LANDISMAN (1977) in Form des Display angepaßten Filters (DAF). Sie streben eine optimale Auflösung in einer vorgegebenen Frequenz-Zeit-Ebene (Display) an, die dann erreicht ist, wenn die Bedingung

$$(2) \quad \frac{\delta_H}{\delta_h} = \frac{\delta_\omega}{\delta_t}$$

eingehalten wird.  $\delta_H$  und  $\delta_h$  sind die Bandbreiten der verwendeten Filter im Frequenz- und Zeitbereich,  $\delta_\omega$  und  $\delta_t$  die gewünschte Auflösung in der Frequenz- und Zeitrichtung des Display. Um eine möglichst genaue Bestimmung der Gruppengeschwindigkeit zu gewährleisten, hat FENG (1982) ein Matched-Filter vorgeschlagen. Es arbeitet iterativ, wobei angestrebt wird, daß das mit den Analyseergebnissen rückgerechnete Seismogramm möglichst gut mit dem beobachteten Seismogramm übereinstimmen soll.

### 2.2.2. Eigene Methode der Datenbearbeitung

Fast alle in 2.2.1. erwähnten Methoden der Datenbearbeitung, die aus der Literatur bekannt sind, arbeiten hybrid, d. h. sowohl im Zeit- als auch im Frequenzbereich. Dies erfolgt wohl hauptsächlich, um Computerrechenzeit einzusparen. Man nimmt dabei Fehler durch Abschneiden am Fenster in Kauf, die natürlich möglichst klein gehalten werden. Eine Untersuchung dazu haben WIELANDT u. SCHENK (1983) veröffentlicht, wobei sie von einem Glockenkurvenfilter ausgehen. Die von uns benutzten Algorithmen arbeiten ausschließlich im Zeitbereich. Wenn rekursive Filter benutzt werden, ist diese Methode dann auch, was die Rechenzeit anbelangt, durchaus konkurrenzfähig. Sie hat den Vorteil, daß in jedem Stadium der Berechnungen die bekannte Form eines Seismogramms erhalten bleibt, also visueller Beurteilung gut zugänglich ist. In Abb. 2 wird der Rechenablauf in einem Blockbild dargestellt. Es wird von  $j = 2$  bzw.  $j = 3$  Seismogrammen ausgegangen. Aus diesen werden zunächst Sampling-Fehler und danach der Trend eliminiert. Falls es notwendig ist, werden Abweichungen in den Seismographenparametern korrigiert. Es schließt sich eine multiple Bandpaßfilterung im Zeitbereich an. Sie erfolgt mit  $N$  Butterworthbandpässen, welche die Mittelperiode  $T_i$ ,  $i = 1, 2, \dots, N$  haben. Zu jeder Station existieren nun  $N$  in  $T_i$  nahezu "monochromatische" Seismogramme. Deren Einhüllende folgt durch teilweise Fourieranalyse, d. h. es wird gleitend die erste Harmonische in einem  $T_i$

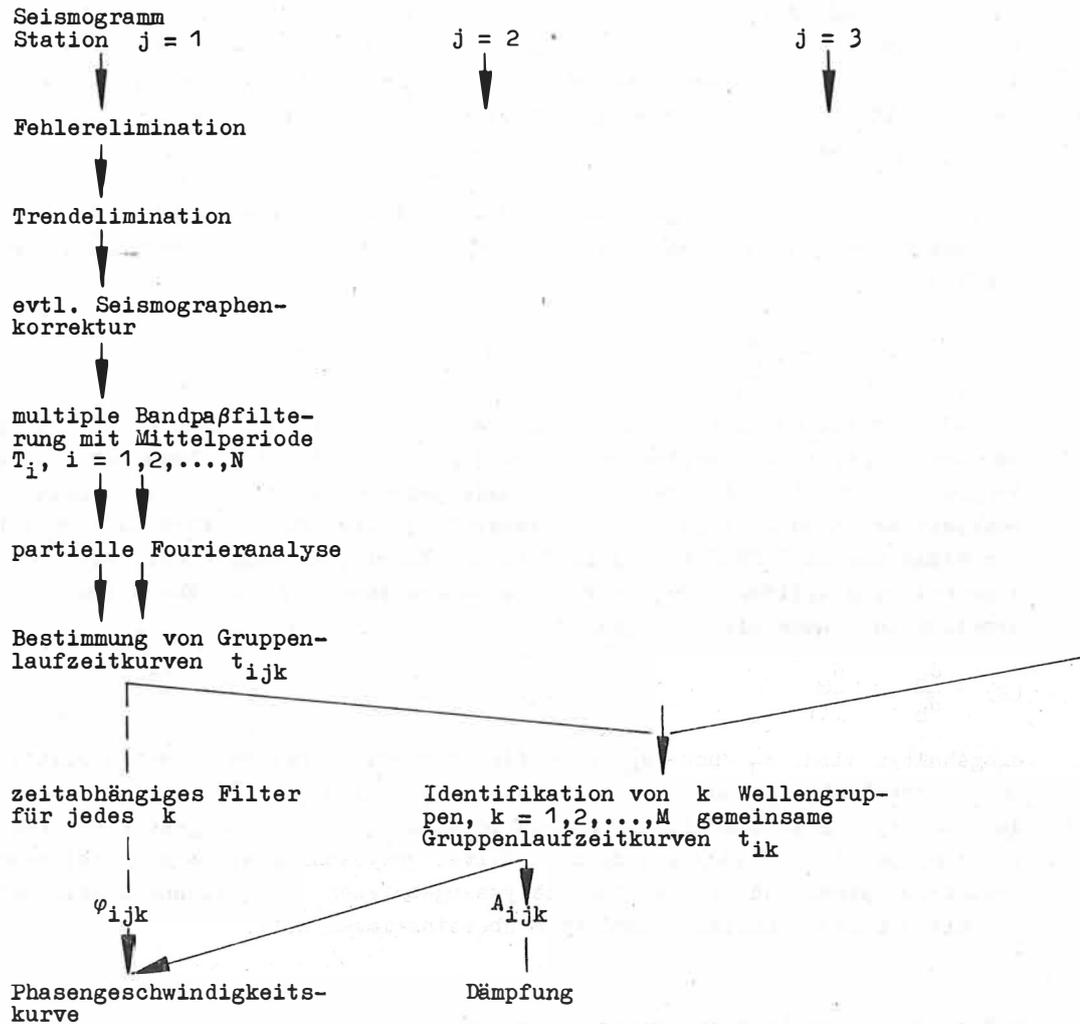


Abb. 2 Verwendete Methode der Datenbearbeitung

Fig. 2 Used data processing method

langen Fenster berechnet. man erhält so Amplituden- und Phasenzzeitfunktionen  $A_{ij}(t)$  und  $\varphi_{ij}(t)$ . Die Maxima von  $A_{ij}(t)$ ,  $A_{ijk}$ , entsprechen ankommenden Wellengruppen, die nur dann als signifikant gelten mögen, wenn ihre Amplituden genügend groß sind und sie an den Beobachtungsstationen in geeigneter Zeitrelation zueinander auftreten. Auf diese Weise werden  $M$  Wellengruppen mit mittleren Gruppenlaufzeiten  $t_{ik}$  bzw. den daraus folgenden mittleren Gruppengeschwindigkeiten  $u_{ik}$  identifiziert, die  $t_{ik}$  sind Grundlage der Modentrennung mit Hilfe eines zeitabhängigen Filters. Für jede Wellengruppe kann dann diese Prozedur, beginnend mit der multiplen Bandpaßfilterung, wiederholt werden. Die sich schließlich ergebenden  $\varphi_{ijk}$  sind die Grundlage der gesuchten Phasengeschwindigkeitskurven, aus den  $A_{ijk}$  kann die Dämpfung berechnet werden.

### 2.2.2.1. Fehlerkorrektur

Die automatische digitale Bearbeitung von Zeitreihen setzt voraus, daß die Eingangswerte frei von groben Fehlern sind. Dies zu garantieren ist die Absicht der hier beschriebenen Fehlerkorrektur. Die einfachste Möglichkeit einer visuellen Realisierung ist der Aufzeichnungstest, wie er u. a. bei PANZA, NEUNHÖFER u. CALCAGNILE (1978) erwähnt wurde. Mit ihm können grobe Fehler als Ausreißer erkannt werden. Er nutzt nicht die Möglichkeiten der EDV aus. Eine automatische Realisierung hat ELSTNER (1976) beschrieben, dem es nicht nur auf die Erkennung von Ausreißern, sondern auch von Sprüngen ankommt. Sein Interpolationsfilter geht auf Differenzen einer Anzahl benachbarter Werte zurück. Während ELSTNER zeitlich langsam variable Wertefolgen untersucht, ändern sich digitale Seismogramme wesentlich schneller, und deshalb wird auch die Handhabung der Fehlerkorrektur anders sein müssen. Der von uns angewandte Test geht auf die Interpolation 3. und 5. Ordnung für äquidistante Werte nach ZURMÜHL (1963) zurück. Es werden die Differenzen der Interpolation zu den Beobachtungen

$$(3) \quad \delta_i^3 = x_i - 2/3(x_{i-1} + x_{i+1}) + 1/6(x_{i-2} + x_{i+2})$$

bzw.

$$(4) \quad \delta_i^5 = x_i - 3/4(x_{i-1} + x_{i+1}) + 3/10(x_{i-2} + x_{i+2}) - 1/20(x_{i-3} + x_{i+3})$$

berechnet. Ist

$$(5) \quad |\delta_i^3| < 2,51,$$

dann wird die Abweichung hingenommen, ebenso wenn

$$(6) \quad |\delta_i^3| \leq a|x_{i-1} - x_{i+1}|$$

gilt. (6) relativiert den erhaltenen Fehler auf den Anstieg und damit auf die Struktur der Beobachtungswerte.  $a$  wird zu 0,1 bzw. 0,05 angenommen, je nachdem ob der Papiervorschub des Seismogramms, von dem digitalisiert wird, 30 bzw. 60 mm/min beträgt. Für den Fall, daß (5) und (6) nicht erfüllt sind, werden diese Bedingungen sinngemäß auf  $|\delta_i^5|$  angewandt. Wenn sie auch dann verletzt werden, wird  $x_i$  durch  $x_i' = x_i - \delta_i$  ersetzt. Die fortlaufende Abarbeitung wird nun in der Zeitreihe um zwei Werte zurückgesetzt weitergeführt, um den Einfluß einer Korrektur auf vorangegangene Werte zu berücksichtigen. Auf diese Weise ist es möglich, auch Fehler in benachbarten Werten bis zu einem gewissen Grad zu eliminieren. Der Interpolationstest stellt eine Filterung dar, deren Übertragungskurve in Abb. 3 enthalten ist. Seine Grenzfrequenz beträgt etwa 4,5 Digitalisierereinheiten, d. h. der von uns zu analysierende Periodenbereich wird nicht beeinträchtigt.

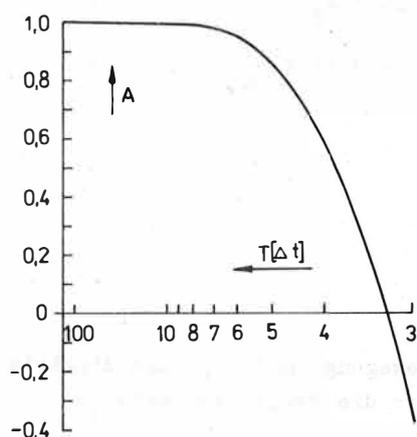


Abb. 3 Filterwirkung der Fehlerelimination  
Fig. 3 Filtering effect due to missampling correction

2.2.2.2. Seismographenkorrektur

Bei der Bestimmung der Phasengeschwindigkeiten von Oberflächenwellen wird sehr oft vorausgesetzt, daß an verschiedenen Stationen identische Seismographen registrieren, d. h., daß die Parameter der Instrumente übereinstimmen. Wenn überhaupt, so ist das lediglich angenähert der Fall. Mitunter unterscheiden sich aber auch die Parameter so beträchtlich, daß Korrekturen notwendig sind. Es kann günstig sein, diese - falls es möglich ist - schon an der Ausgangszeitreihe vor Ableitung der Phasengeschwindigkeit anzubringen. Um so vorgehen zu können, betrachten wir zunächst die digitale Simulation eines Seismographen. Ausgehend von seiner Laplace-transformierten Übertragung nach TEUPSER und ULLMANN (1964).

$$(7) \quad F(s) = \frac{-2\varepsilon_g s^3}{(s^2 + 2\varepsilon_s s + \omega_s^2)(s^2 + 2\varepsilon_g s + \omega_g^2)}$$

ist das möglich.  $\omega_s$  und  $\omega_g$  sind die Eigenfrequenzen des mechanischen Empfängers und des Galvanometers,  $\varepsilon_s$  und  $\varepsilon_g$  die entsprechenden Dämpfungen. Es handelt sich um äquivalente Parameter für verschwindenden Rückwirkungsfaktor. Die digitale Simulation des Seismographen erfordert den Übergang von der Laplace- zur z-Transformation. Er wird durch die bilineare z-Transformation mittels der Substitution

$$(8) \quad s = \frac{2}{T} \frac{1-z}{1+z}$$

realisiert, T ist der Digitalisierabstand. Wie von NEUNHÖFER (1971) gezeigt wurde, wird aus (7)

$$(9) \quad F^*(z) = \frac{-\varepsilon_g T (1-z)^2 (1-z^2)}{a_0 b_0 (1 + A_1 z + A_2 z^2)(1 + B_1 z + B_2 z^2)}$$

mit

$$(10) \quad A_{1,2} = \frac{a_{1,2}}{a_0}, \quad B_{1,2} = \frac{b_{1,2}}{b_0}$$

und

$$\begin{aligned} a_0 &= 1 + \varepsilon_s T + 0,25 T^2 \omega_s^2, & b_0 &= 1 + \varepsilon_g T + 0,25 T^2 \omega_g^2, \\ a_1 &= -2 + 0,5 T^2 \omega_s^2, & b_1 &= -2 + 0,5 T^2 \omega_g^2, \\ a_2 &= 1 - \varepsilon_s T + 0,25 T^2 \omega_s^2, & b_2 &= 1 - \varepsilon_g T + 0,25 T^2 \omega_g^2. \end{aligned}$$

Der Seismograph wird dann durch das Rekursionsfilter

$$(11) \quad \begin{aligned} \varepsilon_i &= x_i - 2x_{i-1} + x_{i-2} - A_1 \varepsilon_{i-1} - A_2 \varepsilon_{i-2}, \\ h_i &= \varepsilon_i - \varepsilon_{i-2} - B_1 h_{i-1} - B_2 h_{i-2}, \\ y_i &= \frac{-\varepsilon_0 T}{a_0 b_0} h_i \end{aligned}$$

simuliert.  $x_i$  ist das digitale Eingangssignal (Bodenbewegung) und  $y_i$  das digitale Seismogramm. Vor der Substitution (8) muß man allerdings die Frequenzen nach

$$(12) \quad \omega = \frac{2}{T} \tan \frac{\omega^* T}{2}$$

vorverzerren, damit eine Verfälschung in der Frequenzskala rückgängig gemacht wird.  $\omega^*$  sind die gewünschten und  $\omega$  die in (10) eingehenden Frequenzen. NEUNHÖFER (1972) hat gezeigt, daß mit einem neuen Filter

$$(13) \quad F_K(s) = \frac{1}{2} \frac{F(s)}{F(s)} \quad \text{bzw.} \quad F_K^*(z) = \frac{1}{2} \frac{F^*(z)}{F^*(z)}$$

ein Seismogramm, welches von einem Seismographen 2 aufgezeichnet wurde, so modifiziert werden kann, als sei es von einem Seismographen 1 registriert worden. Das rekursive Filter lautet

$$(14) \quad \begin{aligned} \varepsilon_i &= x_i + A_1 x_{i-1} + A_2 x_{i-2} - A_1 \varepsilon_{i-1} - A_2 \varepsilon_{i-2}, \\ h_i &= \varepsilon_i + B_1 \varepsilon_{i-1} + B_2 \varepsilon_{i-2} - B_1 h_{i-1} - B_2 h_{i-2}, \\ y_i &= \begin{matrix} 2 & 2 & 1 \\ a & b & \varepsilon \\ 0 & 0 & \varepsilon \end{matrix} h_i. \end{aligned}$$

Die Parameter berechnen sich sinngemäß nach (10). Die hochgestellten Indizes bezeichnen den registrierenden (2) und den gewünschten (1) Seismographen.

In dieser Arbeit werden Seismogramme verwendet, die von Seismographen mit verschiedenen Parameterdefinitionen gewonnen worden sind. Es handelt sich dabei um folgende Abstimmungen:

- mittelperiodisch (Typ B) nach KAPG-Empfehlung
- langperiodisch (Typ C) nach KAPG-Empfehlung
- langperiodisch nach WWNSS
- Breitbandregistrierung nach PLESINGER und HORALEK (1976).

Obwohl sich die drei zuletzt aufgeführten Abstimmungen in den Seismographenparametern unterscheiden, sind ihre Übertragungseigenschaften und deshalb auch die erhaltenen Seismogramme miteinander vergleichbar. In Abb. 4 sind die Amplituden- und Phasencharakteristiken einander gegenübergestellt, wobei MOX für den Typ C und KHC für die sog. Breitbandregistrierung stehen. Die Abb. 5 zeigt die Übertragungskurven des korrigierenden Filters, das eine langperiodische WWNSS-Aufzeichnung in ein langperiodisches "KAPG-Seismogramm" umformt. Die Seismogrammtransformation muß bei der Verwendung unterschiedlicher Seismographen vor allem dann angewendet werden, wenn auf Grund der globalen Seismizität Erdbebenherde nur in einer Richtung auf dem Großkreis, der durch zwei Stationen geht, vorhanden sind. Man kann darauf verzichten, wenn genügend Erdbebenherde mit komplementärer Lage auf diesem Großkreis vorhanden sind. Sie soll generell auch dann nicht angewendet werden, wenn Seismogramme der Breitbandregistrierung nach PLESINGER und HORALEK benutzt werden, da für sie (14) nicht mehr gilt. In diesem Fall folgt die Phasenlaufzeit als Mittel der entsprechenden Werte, die für komplementäres Azimut gefunden worden sind. In jedem Fall wird aber die zeitliche Invarianz der Seismographenparameter vorausgesetzt.

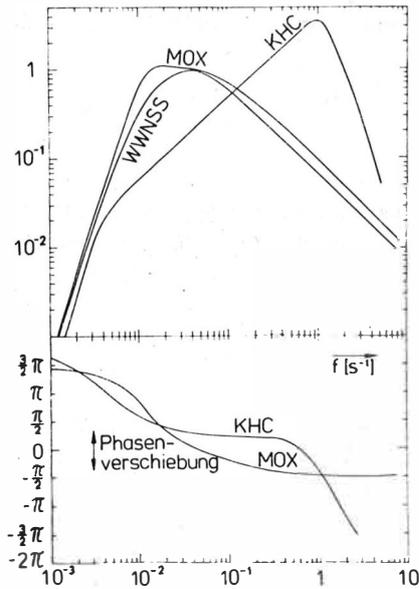


Abb. 4 Amplituden- und Phasenübertragungskurven von den drei hier verwendeten langperiodischen Seismographen

Fig. 4 Amplitude and phase response of the long-period seismographs whose records used in the paper here

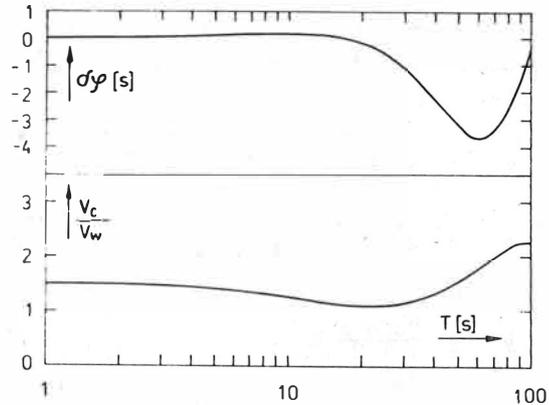


Abb. 5 Korrektionsfilter WWNSS nach langperiodischer KAPG-Empfehlung, Übertragungskurve

Abb. 5 Response of the correction filter which transforms long-period WWNSS-record into a record recommended by KAPG

2.2.2.3. Butterworthfilter zur Zeitreihenbearbeitung

Butterworthfilter werden oft in der Elektrotechnik verwendet, da sie mit relativ einfachen Bauelementen realisiert werden können. Sie zeichnen sich aber auch durch eine einfache analytische Darstellbarkeit aus, weshalb sie sich für die Anwendung auf digitale Zeitreihen gut eignen. Ein Butterworthfilter ist zunächst als Tiefpaß mit einer Übertragungsfunktion

$$(15) \quad W^2(\omega) = \frac{1}{1 + \omega^{2n}}$$

definiert, wobei  $n$  die Ordnung angibt. Für weitere Betrachtungen besser geeignet ist die Laplace-Transformierte

$$(16) \quad Z(s) = \frac{1}{1 + a_1 s + a_2 s^2 + \dots + a_n s^n},$$

deren Faktoren  $a_i$  fest definiert sind. Die Frequenz, bei welcher der Durchlaß nur noch  $1/2 \sqrt{2}$  beträgt, liegt für den in (15) beschriebenen normierten Tiefpaß unabhängig von der Ordnung bei  $\omega = 1$ . Nach GOLDEN u. KAISER (1964) ist es leicht, (16) so zu transformieren, daß andere Übertragungsfunktionen realisiert werden. Im einzelnen sind folgende Transformationen üblich:

$$(17) \quad s = s_n / \omega_0, \quad \text{Tiefpaß zu Tiefpaß}$$

$$(18) \quad s = \frac{s_n^2 + \omega_0 \omega_n}{s_n(\omega_0 - \omega_n)}, \quad \text{Tiefpaß zu Bandpaß}$$

$$(19) \quad s = \frac{s_n(\omega_0 - \omega_n)}{s_n^2 + \omega_0 \omega_n}, \quad \text{Tiefpaß zu Bandstop}$$

$$(20) \quad s = \omega_n / s_n, \quad \text{Tiefpaß zu Hochpaß}$$

$\omega_0$  und  $\omega_n$  sind die gewünschte obere bzw. untere Grenzfrequenz, bei der dann der Durchlaß auf  $1/2 \sqrt{2}$  zurückgegangen ist, und  $s_n$  ist die neue Laplace-Variable. Für die Anwendung auf Oberflächenwellenseismogramme werden besonders (17) und (18) Bedeutung erlangen.

Wie schon am Beispiel der Seismographensimulation gezeigt wurde, muß von der Laplace-Transformation zur z-Transformation übergegangen werden, um digitale Daten behandeln zu können. Auch bei Butterworthfiltern erfolgt dies mit Hilfe der bilinearen z-Transformation; das bedeutet, die Grenzfrequenzen  $\omega_0$  und  $\omega_n$  sind nach (12) zu modifizieren. Dann folgt aus dem Butterworth-Tiefpaß 2. Ordnung folgender Bandpaß

$$(21) \quad \begin{aligned} g_i &= x_i - x_{i-2} - e_1 g_{i-1} - f_1 g_{i-2}, \\ h_i &= g_i - g_{i-2} - e_2 h_{i-1} - f_2 h_{i-2}, \\ y_i &= C_0 h_i, \end{aligned}$$

mit  $x_i$  als Eingabe- und  $y_i$  als Ergebniszeitreihe. Die Parameter  $e_1$ ,  $f_1$  und  $C_0$  sind abhängig von der Mittelfrequenz, der Bandbreite und der Digitalisierungsrate. Die Laplace-Transformierte dieses Bandpasses lautet

$$(22) \quad Z(s) = \frac{C'_0 s^2}{(s^2 + \gamma_1 s + \delta_1)(s^2 + \gamma_2 s + \delta_2)}.$$

Im Vergleich dazu ist die Laplace-transformierte Übertragung eines Seismographen

$$(23) \quad Z_1(s) = \frac{F_0 s^3}{(s^2 + 2\varepsilon_s s + \omega_s^2)(s^2 + 2\varepsilon_g s + \omega_g^2)}.$$

$C'_0 = (\omega_0 - \omega_n)^2$ ,  $\gamma_i$  und  $\delta_i$  sind von der Mittelperiode und Bandbreite abhängige Parameter,  $\varepsilon_{s,g}$  und  $\omega_{s,g}$  Dämpfungs- und Frequenzwerte des Seismographen. (22) und (23) unterscheiden sich bezüglich  $s$  nur in der Zählerpotenz. So folgt unmittelbar, daß ein Butterworthbandpaß von der Ableitung der Bodenbewegung die gleiche Aufzeichnung liefert, wie ein Seismograph mit entsprechend festgelegten Parametern von der Bodenbewegung selbst. Dies bedeutet weiterhin, daß dem Ausschwingtest eines Butterworthbandpasses der Stoßtest eines adäquat festgelegten Seismographen entspricht.

Unter der Bandbreite  $\delta_H$  eines Filters im Frequenzbereich bzw.  $\delta_h$  im Zeitbereich ist die Differenz der Werte  $\tilde{\omega}_1$  und  $\tilde{\omega}_2$  bzw. der Wert  $\tilde{t}$  zu verstehen, bei denen die Übertragungsfunktion oder die Impulsantwort auf einen festgelegten Grenzwert  $a_0$  abgeklingen ist. Für Glockenkurvenfilter haben NYMAN u. LANDISMAN (1977) ein Abklingen auf  $a_0 = e^{-1}$  definiert, während man bei Seismographen im allgemeinen  $a_0 = 1/2\sqrt{2}$  als Grenzwert annimmt. Nach NYMAN u. LANDISMAN ist für Glockenkurvenfilter das Verhältnis

$\delta_H/\delta_h$  unabhängig davon, wie  $a_0$  gewählt wird, was als eine der herausragenden Eigenschaften dieser Filtergruppe anzusehen ist. Für einen Butterworthbandpaß können die Werte  $\delta_H$  und  $\delta_h$  für beliebige  $a_0$  abgeschätzt werden. Ausgehend von der Übertragungsfunktion 2. Ordnung

$$(24) \quad Z_2(s) = \frac{1}{1 + 1,414s + s^2},$$

die wir auch später realisieren werden, der Substitution (18) und  $s = i\omega$  folgt für den Bandpaß die Amplitudencharakteristik

$$(25) \quad W_2^2(\omega) = \frac{1}{1 + \Omega^4}$$

mit

$$(26) \quad \Omega = \frac{\omega_0 \omega_n - \omega^2}{\omega(\omega_n - \omega_0)}.$$

Setzen wir  $W_2^2(\omega) = a_0^2$ , dann ist

$$(27) \quad \Omega = \sqrt[4]{\frac{1 - a_0^2}{a_0^2}}$$

die Auflösung von (25) nach  $\Omega$ . Sie hat ein Paar konjugiert komplexe Wurzeln  $\Omega_3$  und  $\Omega_4$ , die von der weiteren Betrachtung auszuschließen sind, sowie die beiden anderen  $\Omega_1 = -\Omega_2$ . Mit (26) folgen dann die  $\omega_0$  entsprechenden Grenzfrequenzen  $\omega_1$  und  $\omega_2$  aus

$$\omega_1^2 + \omega_1 \Omega_1 (\omega_0 - \omega_n) - \omega_0 \omega_n = 0 \quad \text{und}$$

$$\omega_2^2 - \omega_2 \Omega_2 (\omega_0 - \omega_n) - \omega_0 \omega_n = 0$$

und schließlich auch die Frequenzauflösung zu

$$(28) \quad \delta_H = |\omega_1 - \omega_2| = \Omega_1 (\omega_0 - \omega_n).$$

Um die Zeitauflösung zu erhalten, müssen wir die Impulsantwort des Butterworthfilters kennen und untersuchen. Sie ist identisch mit seiner Reaktion auf einen Stoßtest. Bezugnehmend auf die Interpretation von (22) und (23) können wir auf die analytische Darstellung des Ausschwingtestes eines Seismographen bei TEUPSER (1962) zurückgreifen, wenn die Seismographenparameter folgendermaßen fixiert sind:

$$(29) \quad \varepsilon_B = \gamma_1/2, \quad \omega_B = \sqrt{\delta_1},$$

$$\varepsilon_G = \gamma_2/2, \quad \omega_G = \sqrt{\delta_2}.$$

Die Formel für den Ausschwingtest lautet dann

$$(30) \quad X(t) = X_0 \left\{ \frac{1}{\beta_1 \sqrt{\delta_1}} e^{-0,5\gamma_1 t} \sin h(\beta_1 \sqrt{\delta_1} t - \chi_1) + \frac{1}{\beta_2 \sqrt{\delta_2}} e^{-0,5\gamma_2 t} \sin h(\beta_2 \sqrt{\delta_2} t - \chi_2) \right\}$$

mit

$$\beta_1 = \sqrt{\frac{\gamma_1^2}{4\delta_1} - 1} \approx i \quad \text{und} \quad \beta_2 = \sqrt{\frac{\gamma_2^2}{4\delta_2} - 1} \approx i .$$

Ferner gälte für die relativ kleinen Phasenwinkel  $\chi_1 \approx -\chi_2$ . Um die Zeitauflösung abzuschätzen, gehen wir zusätzlich davon aus, daß  $\sqrt{\delta_1} \approx \sqrt{\delta_2}$  gelte und eine mittlere Frequenz  $\sqrt{\delta} = \sqrt{\delta_1} + \sqrt{\delta_2}$  eingeführt werden darf. Aus gleichen Gründen wird die Dämpfung ebenso gemittelt. Da die Argumente der hyperbolischen Sinus imaginär sind, gehen sie in die trigonometrischen über, und als Approximation für die Einhüllende kann geschrieben werden

$$(31) \quad \bar{X}(t) \sim e^{-0,25(\gamma_1 + \gamma_2)t} ,$$

eine Proportionalität, die auch noch nach zweifacher Differentiation von (30) nach  $t$  gilt. Die zeitliche Bandbreite  $\delta_h$  folgt zu

$$(32) \quad \delta_h = -4 \ln a_0 / (\gamma_1 + \gamma_2) .$$

Während bei Glockenkurvenfiltern, wie bereits früher erwähnt wurde, das Verhältnis  $\delta_H / \delta_h$  von  $a_0$  unabhängig ist, gilt für das Butterworthfilter unter den genannten Voraussetzungen, daß  $a_0$  nur als Skalenfaktor auftritt. Das bedeutet, daß bei gleicher Definition der Bandbreite die Quotienten

$$(33) \quad \frac{\delta_H}{\delta_h} = F \cdot |\omega_0 - \omega_n| (\gamma_1 + \gamma_2)$$

den gleichen Skalenfaktor  $F$  für verschiedene Filter haben und diese deshalb unmittelbar bezüglich  $\delta_H / \delta_h$  miteinander verglichen werden können. Am Beispiel eines Bandpasses mit der Mittelperiode  $T_m = 14$  s wird schließlich in Abb. 6 gezeigt, wie (33) von der Bandbreite, die im Periodenbereich angegeben ist, abhängt. Die Kenntnisse über die Butterworthfilter ermöglichen uns einen Vergleich mit

den anderen, unter 2.2.1. kurz beschriebenen Methoden. Es ist demnach ein Vorteil der multiplen Filtertechnik mit Butterworthfiltern, daß man ohne Fensterfunktionen auskommt, d. h. die gefilterten Seismogramme sind bis auf die sampling-bedingten Abweichungen exakt. Die Phasentreue kann durch aufeinanderfolgendes Filtern in entgegengesetzter Zeitrichtung ebenfalls gewahrt bleiben. Es wird a priori ein Satz von Filtern eingeführt, der im Anhang A 1 zusammengestellt ist. Außer der Mittelperiode  $T_m$  ist die Bandbreite angegeben, vervollständigt wird die Tabelle durch die Parameter der rekursiven Realisierung (21) und die unter der Annahme der Display-Equalisation berechneten Zeit-

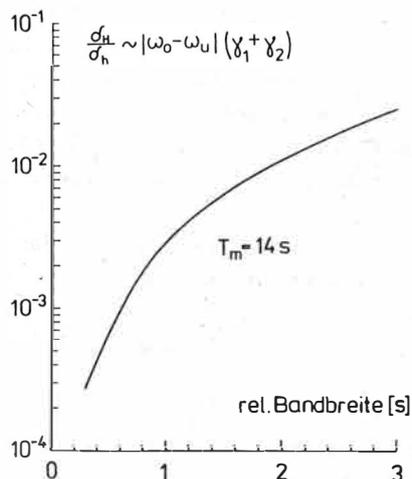


Abb. 6 Änderung des Quotienten  $\delta_H / \delta_h$  mit der Bandbreite

Fig. 6 Dependence of the ratio  $\delta_H / \delta_h$  on relative bandwidth

auflösung. Die Wahl der Periodenabstände und der Bandbreite zu  $b = T_m/8$  hat zur Folge, daß bis zu 30 s nahezu gleiche Display-Anpassung vorhanden ist. Wollte man diese auch für größere Perioden erreichen, dann müßte für sie  $b$  verkleinert werden. In bezug auf eine Signalanpassung im Sinne von LEVSHIN (1972) ist die Wahl der Filter so zugeschnitten, wie sie für eine konstant ansteigende Dispersionskurve der Gruppengeschwindigkeit folgen würde.

#### 2.2.2.4. Zeitabhängige Filter

Zeitabhängige Filter werden angewendet, um verschiedene, meist dispersive Wellengruppen, die einander überlagern, voneinander zu trennen. Voraussetzung dafür ist, daß sich die Laufzeiten der Wellengruppen nicht bei bestimmten Perioden überschneiden. Die Möglichkeit der Konstruktion solcher Filter haben DZIEWONSKI und Koautoren (1968) beschrieben, indem sie die hybride Technik des Wechsels zwischen Zeit- und Frequenzbereich benutzen. Im Gegensatz dazu wollen wir auch bei diesem komplizierten Filter ausschließlich im Zeitbereich arbeiten und ein symmetrisches, d. h. Nullphasenfilter verwenden.

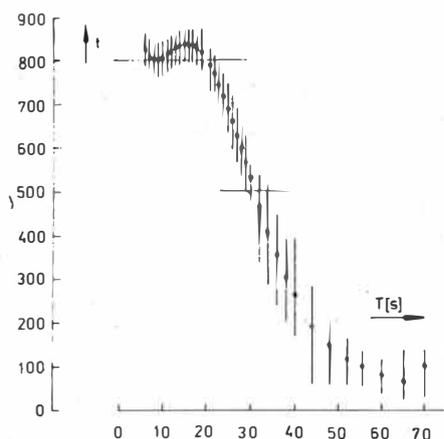
Das Filter wird realisiert, indem zunächst jeder Periode  $T_i$ , die aus dem Satz der Butterworthbandpässe stammt und die im untersuchten Seismogramm enthalten ist, auf Grund der beobachteten Gruppengeschwindigkeit ein Zeitfenster zugeordnet wird. Es ist in  $\tau_i$  zentriert, der Zeit, zu welcher auf Grund der ausgeglichenen Gruppengeschwindigkeitskurve eben diese Periode auftreten sollte. Seine Länge  $L_i$  ist durch das Intervall  $(\tau_i - 2|\tau_i - \tau_{i-1}|, \tau_i + 2|\tau_i - \tau_{i+1}|)$  gegeben, sollte aber für flache Abschnitte der Gruppengeschwindigkeitskurve nach jeder Seite mindestens noch 40 betragen. Innerhalb der Fenster werden für die Zeiten  $\tau_j$  Gewichtsfunktionen

$$(34) \quad p_{ij} = \cos \frac{\pi(\tau_j - \tau_i)}{L_i}$$

definiert. Je nachdem, ob man Periode oder Zeit betrachtet, haben sie unterschiedliche Bedeutung. Nimmt man an,  $\tau_i$  sei eine mit Fehlern behaftete Schätzung eines Erwartungswertes  $\tilde{\tau}_i$ , dann definiere für ein festes  $i$   $p_j$  eine (nicht normierte) Ad-hoc-Wahrscheinlichkeitsdichte von  $\tau_i$ . Für einen festen Zeitpunkt  $j$  kann andererseits eine Folge  $p_j^i$  abgeleitet werden, die ebenfalls als Ad-hoc-Wahrscheinlichkeitsdichte zu verstehen ist, und zwar für die Existenz der Periode  $T_i$  zu eben dieser Zeit. Es wird nunmehr angenommen,  $p_j^i$  sei die Übertragungsfunktion eines Filters, das für  $t = j$  gälte. Die Gesamtheit der  $p_j^i$  für alle  $t$  ist dann das gewünschte zeitabhängige Filter.

In Abb. 7 wird ein Beispiel zur Definition eines solchen Filters gegeben. Zu den eingezeichneten Gruppenlaufzeiten, die als Polynomausgleich aus Beobachtungen folgen, sind die Bereiche  $L_i$  angegeben. Die beiden horizontalen Linien bei  $t = 800$  bzw.  $500$  zeigen, daß der Periodenumfang von  $p_j^i$  desto geringer ist, je steiler der Anstieg der Dispersionskurve ist.

Da das zeitabhängige Filter nullphasig sein soll, kann es kaum nach dem rekursiven Prinzip, sondern nur durch einen symmetrischen Konvolutionsoperator  $g_k$ ,  $k = 0, 1, 2, \dots, N$ , verwirklicht werden. Um diesen zu berechnen, folgen wir einem Vorschlag von GALLI u. RANDI (1967). Dieses Berechnungsverfahren beruht darauf, daß die Folge  $p_j^i$  als kontinuierliche Treppenkurve  $\psi_0(\omega)$  verstanden wird. Es wird dann ein Konvolutionsfilter der



Länge  $N$  mit der Übertragungsfunktion  $\psi(\omega)$  berechnet, und zwar so, daß

$$(35) \quad \int_0^{\infty} [\psi_0(\omega) - \psi(\omega)]^2 d\omega = \text{Min.}$$

und

$$(36) \quad \sum_{-N}^N \varepsilon_k = C$$

gilt. Mit der von GALLI und RANDI angenommenen digital-analog Wandlung der Filterparameter folgt

Abb. 7 Skizze eines zeitabhängigen Filters

Fig. 7 Sketch of a spatial filter

$$(37) \quad \psi(\omega) = \sum_{-N}^N \varepsilon_k [\sin \omega(k + 0,5) - \sin \omega(k - 0,5)] / \omega.$$

Aus (35) bis (37) folgt nach der Methode des Lagrange-Multiplikators

$$(38) \quad \varepsilon_k - 2(\gamma_{k+0,5} - \gamma_{k-0,5}) + \lambda = 0$$

$$\sum_{-N}^N \varepsilon_k - C = 0$$

als Bestimmungsgrundlage für die  $\varepsilon_k$ . Es ist schließlich

$$(39) \quad \varepsilon_k = 2[\gamma_{k+0,5} - \gamma_{k-0,5} - \gamma_{N+0,5} / (N + 0,5) + C / (2N + 1)]$$

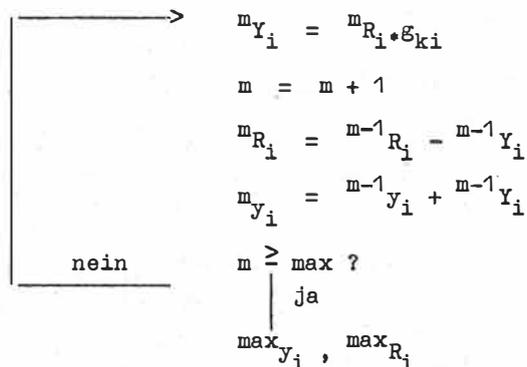
mit

$$\gamma_k = 2\pi \int_0^{\infty} \psi_0(\omega) \sin(\omega k) / \omega d\omega.$$

Die Realisierung hat gezeigt, daß mit der von GALLI und RANDI vorgeschlagenen Prozedur nicht der gewünschte Wert  $C$ , der das Verhalten des Filters für kleine Frequenzen bestimmt, erhalten wird. Durch eine nachträgliche Änderung aller  $\varepsilon_k$  um einen konstanten Wert kann aber (36) doch noch erfüllt werden. Weiterhin stellt die Art der Digital-analog-Konvertierung eine gewisse Willkür dar, die aber bei gering strukturierten  $\psi_0(\omega)$ , wie sie bei uns vorhanden sind, keine Bedeutung haben sollte. Die Erfahrung hat gezeigt, daß  $N = 22$  ausreichend ist. Der Parametersatz  $\varepsilon_{ki}$  des zeitabhängigen Filters wird für  $\text{mod}(i, 10) = 0$  direkt, dazwischen durch Interpolation bestimmt. Die Filterung erfolgt iterativ nach folgendem Schema.  $x_i$  ist die Ausgangszeitreihe,  $\max y_i$  die herausgelöste Mode und  $\max R_i$  der Rest.  $\max$  ist abhängig von der Form der Dispersionskurve, d. h. vom Wellenweg. Für kontinentalen Wellenweg ist  $\max = 3$  und für ozeanischen  $\max = 10$  ausreichend.

$$m = 0$$

$$x_i, {}^m y_i \equiv 0, {}^m R_i = x_i$$



#### 2.2.2.5. Bestimmung der Phasengeschwindigkeit

Nach Durchführung der Datenverarbeitung liegen für die verschiedenen Moden Phasenwerte  $\varphi_{ij}$  vor, wobei der Index  $i$  für die Periode  $T_i$  und  $j$  für die Station stehen. Sie sind nach dem Prinzip der konstanten Phase Grundlage der Phasengeschwindigkeitsberechnung

$$(40) \quad c_i = \frac{\Delta}{nT_i - \varphi_{i2} + \varphi_{i1}}$$

$\Delta$  ist der Abstand zwischen den beiden Stationen, der ganzzahlige Faktor  $n$  ist geeignet zu wählen. Störungen können dann auftreten, wenn das Amplitudenspektrum stark moduliert ist. Das kommt vorwiegend für Perioden kleiner als 30 s vor. Dann kann aber wenigstens für die Perioden, die mit maximaler oder minimaler Amplitude auftreten, nach (40) gerechnet werden. Manche Autoren korrigieren die beobachteten Phasenwerte durch Anbringen der aus der Übertragungsfunktion folgenden Phasenverschiebungen. Nach unseren Erfahrungen erhält man dann falsche Ergebnisse, wenn sich die verwendeten Instrumente zu stark unterscheiden. Aus diesem Grunde bestimmen wir dann die Phasendifferenz durch Mittelung über Resultate, die von Erdbeben mit komplementärem Azimut erhalten worden sind. Das und die Bearbeitung mehrerer Erdbeben für ein Stationspaar erhöhen die Genauigkeit der Ergebnisse.

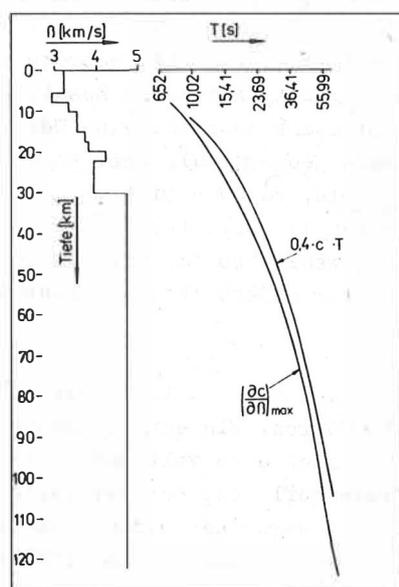
#### 2.3. Inversion von Dispersionskurven

Die Inversion der beobachteten Dispersionskurven dient dazu, die abstrakte physikalische in interessierende geologische bzw. geophysikalische Information in Form von Geschwindigkeits-Tiefen-Modellen umzuwandeln. Dieses Inversionsproblem ist nicht exakt und nicht eindeutig lösbar. Approximationsversuche beruhen immer darauf, das direkte Problem der theoretischen Dispersionskurvenberechnung wiederholt auszuführen. Man bedient sich dabei der von HASKELL (1953) eingeführten Matrixentechnik, die durch die  $5 \times 5$  Matrizen nach DUNKIN (1965) wesentlich verbessert worden ist. Diese Verfahren sind so bekannt, daß sie an dieser Stelle nicht noch einmal eingehend beschrieben werden müssen. Sie basieren darauf, daß vor der Inversion ein Erdmodell in Form eines aus  $L$  Schichten zusammengesetzten Halbraumes eingeführt wird. Schichtparameter sind

die Longitudinal- und Scherwellengeschwindigkeit  $\alpha_1$  bzw.  $\beta_1$ , die Dichte  $\rho_1$  und die Schichtdicke  $d_1$ ,  $l = 1, 2, 3, \dots, L$ . Zur Dispersionskurvenberechnung werden von uns drei Möglichkeiten praktiziert:

- ein modifiziertes Programm von LANDISMAN (pers. Mitteilung),
- ein übernommenes Programm von NOVOTNY (pers. Mitteilung),
- ein modifiziertes Programm von HASHIZUME (1979)

Die drei Programme sind voneinander unabhängig aufgestellt, ihre Richtigkeit ist durch Vergleich bestätigt worden. Die Durchführung der Inversion kann durch eine auf dem RAYLEIGHschen Prinzip beruhende Eigenschaft der Dispersionskurven beschleunigt werden. Danach ändert sich nämlich die sog. partielle Ableitung der Phasengeschwindigkeit nach einem Modellparameter nur wenig, wenn das zugrunde liegende Modell moderat modifiziert wird. Unter der berechtigten Annahme, daß sich die Dispersionskurve vorwiegend mit der Scherwellengeschwindigkeit ändert, kann ein Zusammenhang konstruiert werden, der angibt, in welcher Tiefe  $h$  ein Modell geändert werden muß, um Unterschiede zwischen Beobachtungen und Theorie zu vermindern oder gar zu beseitigen. So kann eine Art Eichkurve gewonnen werden. Basierend auf dem Modell JO27 ist sie in Abb. 8 angegeben. Als Funktion



der Tiefe, in der eine Änderung der Scherwellengeschwindigkeit erfolgt, ist die Periode aufgetragen, für die sich dann die Dispersionskurve am meisten ändert. Diese Kurve gilt für das Modell JO27 und näherungsweise für unser gesamtes Untersuchungsgebiet.

Darüber hinaus ist es noch interessant, die Eindringtiefe  $H$  von Rayleighwellen zu kennen. Ihre Definition muß ebenso wie die Bandbreite eines Filters ad hoc erfolgen. KNOPOFF und

Abb. 8 Periode, in welcher sich eine Änderung von  $\beta$  in einer Tiefe  $H$  am stärksten auf die Phasengeschwindigkeitsdispersion auswirkt, Eindringtiefe von Rayleighwellen nach KNOPOFF u. SCHLUE (1972)

Fig. 8 Period for which a modification of  $\beta$  at depth  $H$  is most effective on phase velocity, penetration depth of Rayleigh waves after KNOPOFF and SCHLUE (1972)

SCHLUE (1972) geben als Faustformel

$$(41) \quad H \approx 0,4 cT$$

an, die ebenfalls für das gleiche Modell in Abb. 8 eingezeichnet worden ist. Für den gesamten dargestellten Periodenbereich ist  $H$  etwas kleiner als  $h$ . Das ist ein gravierender Widerspruch, denn in der Praxis muß  $h < H$  gelten. Daraus folgt, daß die Beziehung (41), über deren Ableitung es allerdings keine Erläuterungen gibt, bezüglich des Faktors zu revidieren ist, und es wird vorgeschlagen, ihn auf 0,5 zu ändern. Die Art der Durchführung der Inversion kann in zwei Gruppen eingeteilt werden, die sich im Laufe der Zeit gesondert entwickelt haben:

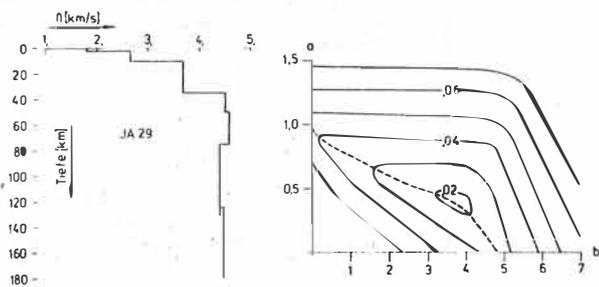
- Inversion durch wiederholte Lösung des direkten Problems,
- Inversion unter Berücksichtigung der partiellen Ableitungen.

Die wohl älteste und einfachste Art der Inversion aus der ersten Gruppe erfolgt nach der Methode *trial and error*. Sie besteht darin, die Schichtparameter so lange interaktiv zu variieren, bis Beobachtungen und Theorie genügend gut übereinstimmen. Die Variation erfolgt im wesentlichen ohne physikalische Begründung. Dieses Verfahren wird kaum mehr angewendet. Eine gewisse Weiterentwicklung besteht in der automatischen, zufälligen Änderung der Parameter nach der Monte-Carlo-Methode - PRESS (1968). Es werden all jene Modelle, die innerhalb gewisser Fehlergrenzen mit den Beobachtungen im Einklang stehen, als für das Untersuchungsgebiet gültig angesehen. Ein wesentlicher Nachteil besteht darin, daß wegen der Art und Weise der Parameterwahl sehr viele Modelle berechnet werden müssen, was sehr zeitaufwendig ist. Deshalb kommt ihre Anwendung z. Z. nur in Ausnahmefällen in Betracht. Eine Weiterentwicklung, die den Zeitaufwand der Berechnung verringern soll, ist die Hedgehog-Methode. Sie wird auf MELIS-BOROK u. JANOVSKAJA (1967) zurückgeführt und umfassend u. a. von BISWAS u. KNOPOFF (1974) angewendet. Dieses Verfahren schränkt die Monte-Carlo-Methode ein, indem zwischen wesentlichen und unwesentlichen Parametern unterschieden wird. Unwesentliche werden geophysikalisch sinnvoll fixiert, die anderen innerhalb gewisser Grenzen in Gitternetzen variiert. Es wird auf diese Weise ein diskreter Parameterraum geschaffen und für jeden darin definierten Punkt eine theoretische Dispersionskurve bestimmt. Falls die Übereinstimmung mit den Beobachtungen gut genug ist, wird das dem entsprechenden Punkt zuzuordnende Modell in die Gruppe der akzeptablen eingereiht. Auch mit der Hedgehog-Methode erhält man im allgemeinen mehrere mit den Beobachtungen verträgliche Modelle, deren Anzahl durch geophysikalische Zusatzbedingungen eingeschränkt werden kann. Die Hedgehog-Methode ist somit auch als eine Weiterentwicklung der Monte-Carlo-Methode unter Einbeziehung auch geophysikalischer Kenntnisse zu verstehen. Ein Nachteil besteht zumindest heute noch darin, daß die Diskretisierung des Parameterraumes willkürlich erfolgt und der Wert der Samplingrate theoretisch nicht fundiert ist. Z. T. werden auch die Gitternetze zu klein gewählt, so daß akzeptable Modelle auf dem Rand liegen und sich möglicherweise unmittelbar außerhalb der Gitternetze noch weitere befinden können.

Die Berücksichtigung der partiellen Ableitungen von  $c$  macht es möglich, die Inversion in einer dem Problem angepaßten Art und Weise durchzuführen. Ein entsprechendes Inversionsschema haben LEE u. SOLOMON (1975) vorgelegt. Wenn auch eine vollkommene Deterministik auf dieser Basis wegen der unterschiedlichen Tiefenauflösung der partiellen Ableitungen wenig sinnvoll erscheint, so können jene zumindest verwendet werden, um ein Modell mit geringem Aufwand so zu verbessern, um vorliegende Beobachtungen zu erklären. Dieses Vorgehen wird von uns in den meisten Fällen bevorzugt. Ein weiterer Schritt, der eine teilweise Überwindung der Diskretisierung des hedgehog-Verfahrens und eine Vereinfachung des Algorithmus von LEE u. SOLOMON bedeutet, wird vom Verfasser vorgeschlagen. Danach konkurrieren nur benachbarte Schichtparameter miteinander. Es wird die Frage gestellt, wie dürfen sich diese Parameter ändern, um trotzdem noch die Beobachtungen innerhalb vorgegebener Grenzen  $\delta c$  zu bestätigen. Mit  $\delta_{ij}$  als dem Wert der partiellen Ableitung von  $c$  nach dem Parameter mit dem Index  $j$  für die Periode  $T_i$  wird gefordert

$$(42) \quad D = \delta_{ij} - (a\delta_{ij-1} + b\delta_{ij+1}) \leq \delta c .$$

Die Faktoren  $a$  und  $b$  sind ein Maß für die notwendigen und erlaubten Änderungen der Parameter  $j - 1$  und  $j + 1$  zur Kompensation des Parameters  $j$ . Bei gegebenen  $\delta_{ij}$ ,  $\delta_{ij-1}$  und  $\delta_{ij+1}$  ist (42) die Grundlage einer Darstellung von Isolinien für festes



$v_2$  in der Ebene (a,b), die dann eine Vielfalt von Modellen einschließt. Ein Beispiel dafür zeigt Abb. 9, die auf dem eingezeichneten Modell JA29 für das Ross-Orogen (Antarktis) beruht. Es wird

Abb. 9 Modell JA29, Wechselwirkung der drei Parameter Moho-Tiefe, Scherwellengeschwindigkeit in den beiden an der Moho zusammentreffenden Schichten

Fig. 9 Model JA29, interdependence between the three parameters Moho depth, shear wave velocity in the layers which contact at the Moho

damit die Frage beantwortet, wie können bzw. müssen die Scherwellengeschwindigkeiten in den beiden an der Moho zusammentreffenden Schichten geändert werden, wenn die Moho-Tiefe variiert wird. Die partiellen Ableitungen beruhen auf einer Änderung der Scherwellengeschwindigkeiten um jeweils 0,1 km/s und der Moho-Tiefe um 4 km. Aus dieser Abbildung folgt, daß hauptsächlich die Scherwellengeschwindigkeit unterhalb der Moho zur Kompensation der Moho-Tiefe in Betracht kommt. Bei anderer Interpretation folgt aber auch, daß bei genäherter Kenntnis der Scherwellengeschwindigkeit unterhalb der Moho die Moho-Tiefe relativ genau angegeben werden kann.

## 2.4. Beobachtung der Dispersion

### 2.4.1. Beschreibung der Beobachtungen

Die vorgestellten Ergebnisse der Dispersion sind unter drei verschiedenen Aspekten zu betrachten:

- kleinregional, im wesentlichen das Gebiet der DDR umfassend,
- die regionale Erweiterung auf benachbarte Gebiete,
- großregional, mit noch weiterer Ausdehnung bis in die Gebiete des Baltischen Schildes und der Osteuropäischen Tafel.

Vom Standpunkt der Geotektonik trägt die kleinregionale Variante dazu bei, die Diskriminanz zwischen dem variszischen Süden der DDR und dem sich am Elbe-Lineament nach Norden anschließenden prävariszischen Teil über Unterschiede in der Sedimentbedeckung hinaus bis in die Tiefe des obersten Erdmantels auszudehnen. Die regionale Erweiterung schließt weitere Teile der Varisziden, das Böhmisches Massiv und verstärkt den prävariszischen Tafelrand ein. Großregional kommt es auf die Unterschiede zwischen dem stabilen Baltischen Schild und der Osteuropäischen Tafel einerseits und dem Tafelrand sowie den Varisziden andererseits an. Darüber hinaus scheint auch eine gewisse Strukturierung der stabilen Teile möglich zu sein. Die geotektonische Untergliederung dieses Gebietes wird in Abb. 10 skizziert. In ihr sind die für unsere Untersuchungen dominierenden Teile wie die Osteuropäische Tafel, die Varisziden und ein relativ altes, noch weiter untergliedertes Gebiet zwischen Elbe-Lineament und Nordsee-Dobrukscha-Lineament eingezeichnet worden. Zur besseren Orientierung ist die Lage einiger seismischer Stationen angegeben.

Die Untersuchungen auf dem Gebiet der DDR erfolgten mit Hilfe eines Netzes mittelperiodischer Stationen, das speziell zu diesem Zwecke aufgebaut worden war. Die Aufstellungsorte der dazu gehörenden Seismographen sind zusammen mit der Zeitdauer ihrer Tätig-

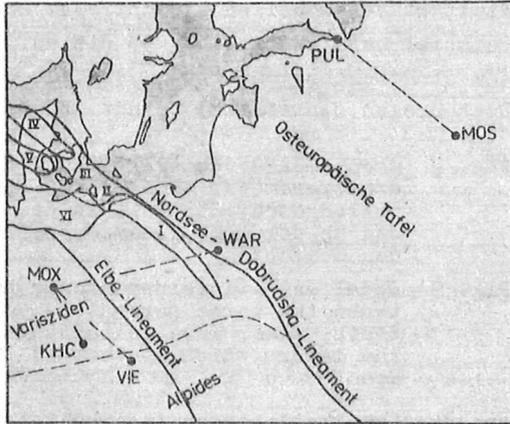


Abb. 10 Geotektonische Gliederung von (Mittel- und) Osteuropa nach NEUNHÖFER, FRISCHBUTTER, GÜTH (1983)  
I - Mittelpolnische Senke, II - Rügen-Hoch, III - Stevens-Hoch, IV - Dänemark-Senke, V - Ringkobing-Fyn-Hoch, VI - Norddeutsche Senke

Fig. 10 Geotectonic structure of (Central and) Eastern Europe after NEUNHÖFER, FRISCHBUTTER, GÜTH (1983)  
I - Middle Polish depression, II - Rügen High, III - Stevens High, IV - Denmark depression, V - Ringkobing Fyn High, VI - North German basin

der Norden der DDR ebenso gleichmäßig überspannt werden wie der Süden. Das war über viele Jahre hinweg der Fall. In der Abb. 11 ist die Lage der Stationen dargestellt, und es sind zusätzlich alle diejenigen Verbindungslinien eingetragen, für die gesicherte Dispersionskurven abgeleitet werden konnten. Davon sind die Ergebnisse für die Linien MOBR<sup>1)</sup> (siehe 2.4.3.) und BRQE (siehe 2.4.4.) besonders hervorzuheben, denn sie können einen gezielten

Beitrag dazu darstellen, ob überhaupt und wie sich im Periodenbereich von 10 bis 30 s einzelne Profillinien vom mittleren Ergebnis für den Süden der DDR unterscheiden. Eine Erweiterung des Untersuchungsgebietes hat zur Folge, daß von mittel- zu langperiodischen Registrierungen übergegangen werden muß. Aus praktischen Gründen kommen als Datenquellen nur die mit langperiodischen Instrumenten ausgerüsteten seismischen Hauptstationen in Betracht.

In dem von uns definierten Gebiet sind die existierenden Stationen im Anhang A3 zusammengestellt. Ihre relative Lage zueinander zeigt die Abb. 12. Es sind zwischen den Stationen Verbindungslinien eingezeichnet, die ausgezogen sind, wenn entweder vom Autor oder von NOPONEN (1966), PROSKURJAKOVA,

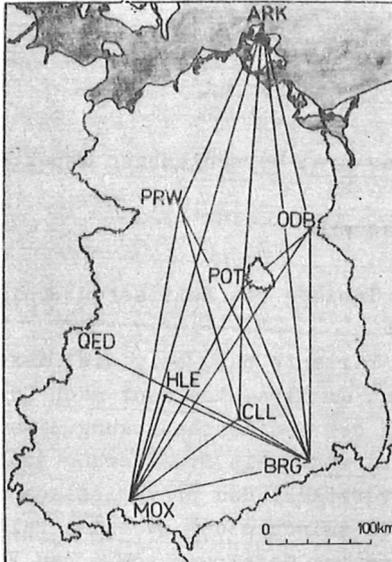
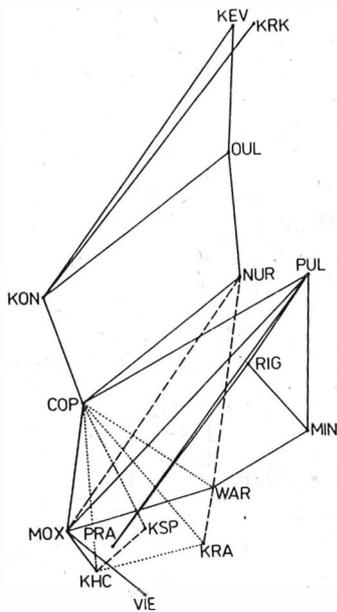


Abb. 11 Stationsnetz in der DDR, bearbeitete Dispersionslinien

Fig. 11 Network of seismic stations in GDR, investigated dispersion lines

NOVOTNY u. VORONINA (1981) sowie CALCAGNILE u. PANZA (1978) beobachtete Dispersionskurven vorliegen. Strichelung bedeutet, die entsprechenden Profile sind konzipiert, punktiert sind all diejenigen Linien, die zu beobachten als sinnvoll angesehen wird.

<sup>1)</sup> Profillinien werden nach den ersten beiden Buchstaben des Stationscodes benannt: MOBR aus MOX - BRG



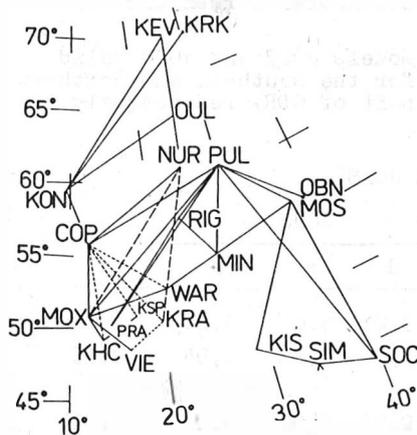
Damit sind auch die Voraussetzungen gegeben, den Übergang Varisziden-Tafelrand-Osteuropäische Tafel bis in den oberen Mantel hinein untersuchen zu können.

Zur Lösung der großregionalen Variante ist es dann ein relativ einfacher Schritt, indem nämlich das regionale Netz durch weitere Profile ergänzt wird, die bei SOLLOGUB, GUTERCH, PROSEN u. a. (1978) für das Gebiet der Sowjetunion zusammengestellt worden sind. Das so resultierende Profilvernetz zeigt Abb. 13.

Diese Reihenfolge der Untersuchungen bedeutet, daß zuerst ein kleines Gebiet, nämlich das der DDR,

Abb. 12 Regionales Stationsnetz in Europa: bearbeitete (—), vorbereitete (- - -) und geplante (...) Dispersionslinien

Fig. 12 Regional network of seismic stations in Europe: investigated dispersion lines (—), prepared ones (- - -) and planned ones (...)



eingehend untersucht wird. Die Aussage kann notgedrungen nur die Erdkruste und den obersten Mantel umfassen. Die regionale und großregionale Einbindung ist als eine notwendige Folge anzusehen, um eine geologische Interpretation, die den oberen Erdmantel einschließt, auszuführen.

Abb. 13 Großregionales Dispersionsnetz

Fig. 13 Gross regional dispersion network

#### 2.4.2. Norden und Süden der DDR

Die Dispersionsbeobachtungen umfassen den Periodenbereich von 10 bis 30 s. Sie wurden bereits von NEUNHÖFER u. GÜTH (1975) eingehend diskutiert. Ausgangsmaterialien sind zahlreiche Dispersionsmessungen von Rayleighwellen über das gesamte Gebiet der DDR mit dem oben vorgestellten Stationsnetz. Das Untersuchungsgebiet wird in zwei Teile untergliedert, in den variszischen Südtteil und, am Elbe-Lineament unmittelbar daran anschließend, den prävariszischen Norden. Die Trennung der Phasenlaufzeiten in Anteile, die beiden Gebieten zuzurechnen sind, erfolgt mit der Methode der kleinsten Quadrate. Die sich ergebenden Phasengeschwindigkeitskurven sind in Abb. 14 dargestellt. Ihre Inversion führte zu den beiden Modellen JO27 (Süd-) und JO28 (Nordteil der DDR), die in Abb. 15 graphisch und in Tab. 2 numerisch gegenübergestellt sind.

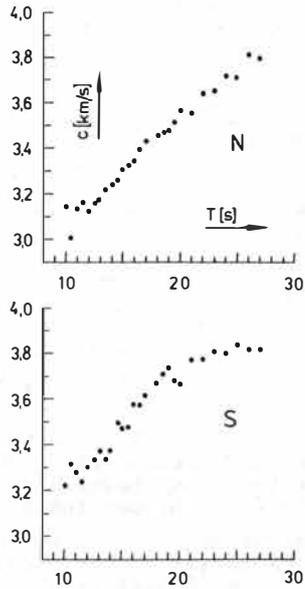


Abb. 14 Beobachtete Phasengeschwindigkeiten für Norden und Süden der DDR

Fig. 14 Phase velocities observed for the northern and southern part of GDR, respectively

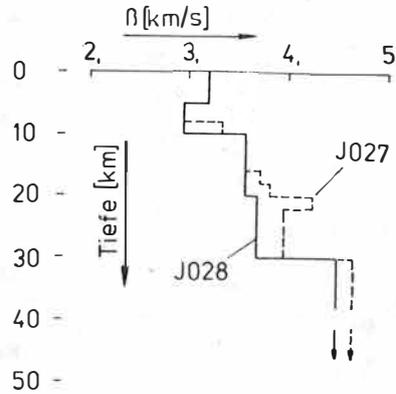


Abb. 15 Modelle J027 und J028 für Süden bzw. Norden der DDR

Fig. 15 Models J027 and J028 valid for the southern and northern part of GDR, respectively

Tab. 2 Daten der Modelle J027 und J028

J027					J028				
Tiefe	d	$\alpha$	$\beta$	$\rho$	Tiefe	d	$\alpha$	$\beta$	$\rho$
0	5,0	5,0	3,20	2,60	0	5,0	5,0	3,20	2,60
5,0	2,5	5,65	2,94	2,65	5,0	5,0	5,65	2,94	2,65
7,5	2,5	5,65	3,34	2,65					
10,0	5,0	5,97	3,563	2,77	10,0	10,0	5,97	3,563	2,77
15,0	2,5	5,97	3,723	2,77					
17,5	2,5	5,97	3,823	2,77					
20,0	2,5	6,40	4,264	3,20	20,0	10,0	6,40	3,684	3,20
22,5	7,5	6,40	3,963	3,20					
30,0		7,95	4,656	3,30	30,0		7,95	4,480	3,30

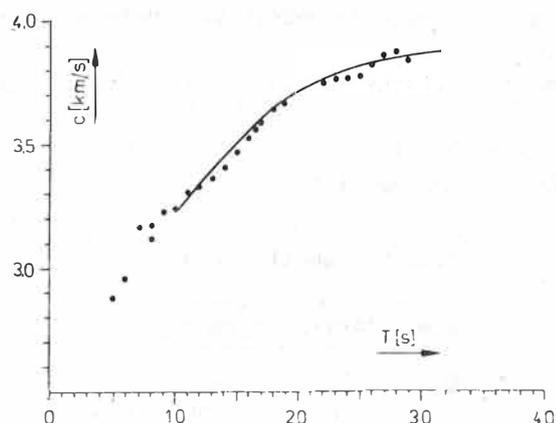
Ein wesentliches Merkmal dieser Modelle der Scherwellengeschwindigkeit ist der Hinweis auf die Existenz von Low-velocity-Zonen in der Kruste und die geringere Scherwellengeschwindigkeit für J028 im Vergleich zu J027 sowohl im Bereich der mittleren Kruste als auch im obersten Mantel.

### 2.4.3. Erzgebirge (MOBR)

Dieses Profil ist deshalb von Bedeutung, weil es durch das Erzgebirge, und zwar parallel zu dessen Streichen verläuft. Es muß allerdings erwähnt werden, daß die Verbindungslinie zwischen den Stationen MOX und BRG im Westen auch andere Strukturen schneidet. Diese Linie ist die am besten untersuchte des gesamten DDR-Beobachtungsnetzes. Allein neun Erdbeben wurden bearbeitet. Ihre Herddaten sind in Tab. 3 zusammengestellt.

Tab. 3 Erdbeben zum Profil MOBR

Datum	Zeit	$\varphi$	$\lambda$	$\Delta_{\text{MOX}}$	$Az_{\text{MOX}}$	Herdgebiet	
7	27.03.69	12 41 35.9	4.773 N	127.514 E	11371.648	66.582	Talud-Inseln
5	20.09.68	06 00 03.5	10.74 N	62.67 W	7985.884	264.270	nahe Küste von Venezuela
30	23.03.71	20 47 17.4	41.453 N	79.259 E	5148.078	73.997	Kirgis./Sinkiang
40	15.01.72	20 21 50.1	40.33 N	78.99 E	5205.484	75.440	Provinz Sinkiang
48	24.09.69	18 03 19.0	15.237 N	45.776 W	6425.947	253.890	Nordatlant. Rücken
49	01.10.69	05 05 43.2	11.876 S	75.129 W	10782.975	259.959	Peru
50	19.07.69	04 54 54.1	17.254 S	72.519 W	11058.833	254.536	nahe Küste von Peru
56	24.06.72	15 29 22.2	36.230 N	69.671 E	4827.431	86.269	Hindukusch
57	03.09.72	16 48 28.8	35.979 N	73.417 E	5108.792	83.866	NW-Kaschmir



Die mittleren Dispersionsdaten, die mit diesen Erdbeben gefunden worden sind, zeigt die Abb. 16. Zum Vergleich ist die berechnete Dispersionskurve JO27, die für den Süden der DDR gilt, eingetragen. Es folgt, daß für das betrachtete Profil kein Unterschied zwischen den Beobachtungen und JO27 besteht, also das Kruste-Mantel-Modell des Südens der DDR auf das untersuchte Teilgebiet übertragen werden kann.

Abb. 16 Dispersionsergebnisse für das Profil MOBR

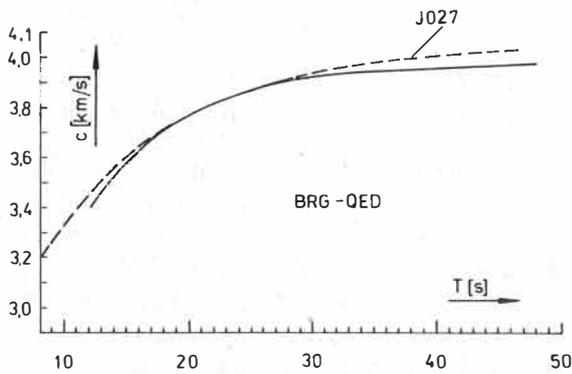
Fig. 16 Dispersion results valid for the profile MOBR

### 2.4.4. BRG - QED

Dieses Profil gehört ebenso zum Süden der DDR. Es liegt parallel etwa 30 - 50 km südlich vom geotektonisch bedeutsamen Elbe-Lineament. Die Nähe dazu läßt vermuten, daß die Ergebnisse dadurch signifikant beeinflußt werden, wobei allerdings zu erwarten ist, daß die Zugehörigkeit zum Süden der DDR dominierend wirkt. Die Station QED ist noch nicht lange genug im Betrieb, so daß keine große Anzahl potentieller Erdbebenherde beobachtet werden konnte, zumal die Verbindungslinie ein ungünstiges Azimut bezüglich der globalen Seismizität hat. So wurden nur zwei Erdbeben gefunden, die sich für eine Untersuchung eigneten (s. Tab. 4). Mit ihnen war es möglich, im Periodenbereich von 12 bis 50 s

Tab. 4 Erdbeben zum Profil BRQE

Datum	Zeit	$\varphi$	$\lambda$	$\Delta_{BRG}$	$Az_{BRG}$	Herdgebiet
68	07.06.76	14 26 39.1	17.403 N	100.635 W	10140.356	Mexiko
69	20.04.80	02 37 49.3	11.736 N	57.706 E	6089.020	Arab. Meer



Dispersionsergebnisse zu erhalten. Es wird also damit Information über die Erdkruste und den obersten Mantel erfasst. Wegen der geologischen Zugehörigkeit zum Süden der DDR ist es naheliegend, die Beobachtungen mit dem Modell J027 zu vergleichen, was in Abb. 17 erfolgt. Zunächst ist offensichtlich, daß Theorie und Beobachtungen nur wenig

Abb. 17 Beobachtete und theoretische Dispersion zwischen BRG und QED

Fig. 17 Observed and theoretical dispersion between BRG and QED

voneinander abweichen, das Modell J027 also eine gute erste Näherung darstellt. Änderungen sind nur notwendig, um bei geringen Perioden ( $T < 16$  s) und bei großen ( $T > 30$  s) eine bessere Übereinstimmung zu erhalten. Das resultierende Modell QEBR unterscheidet sich von J027 in zweierlei Hinsicht:

- die Low-velocity-Zone im oberen Mantel ist etwas stärker ausgebildet als im übrigen variszischen Süden der DDR und
- die Low-velocity-Zone in der oberen Kruste ist mächtiger.

Das Modell QEBR ist in der Tab. 5 und der Abb. 18 dargestellt.

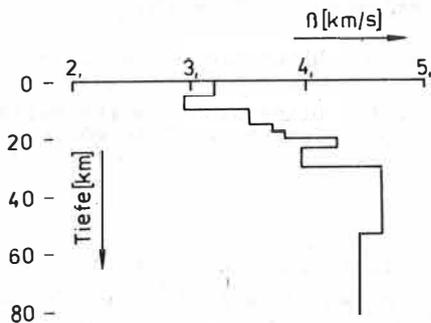


Abb. 18 Modell QEBR

Fig. 18 Model QEBR

Tab. 5 Modell QEBR

Tiefe	Dicke	$\beta$ [km/s]
0	5	3,2
5	5	2,94
10	5	3,523
15	2,5	3,723
17,5	2,5	3,823
20	2,5	4,264
22,5	7,5	3,962
30	23	4,656
53		4,45

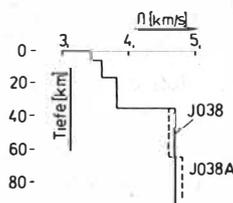
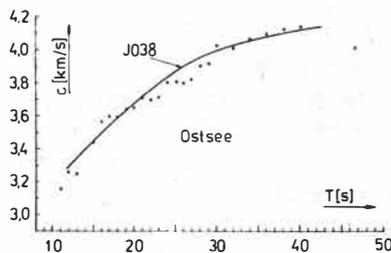
## 2.4.5. Ostsee

Die untersuchten Linien, die die Ostsee kreuzen, gehen im Westen von der Station Kopenhagen aus und laufen im Osten nach Pulkovo und Nurmijärvi. Sie gehören zu einem geologisch stabilen Gebiet nördlich der Tornquist-Teisseyre-Linie, also schon zum Randgebiet des Baltischen Schildes. Die Untersuchungen wurden durchgeführt, um den Kontrast zu den südlich gelegenen prävariszischen und variszischen Regionen zu erhalten. Die untersuchten Erdbeben sind in der Tab. 6 zusammengestellt. Es wird davon ausgegangen, daß die beiden Linien CONU und COPU nahe genug beieinander liegen, um einheitlich behandelt zu werden. Die zusammengefaßten Ergebnisse zeigt Abb. 19, vervollständigt durch die theoretische Dispersionskurve JO38. Die Übereinstimmung zwischen Theorie und Beobachtung ist schon ziemlich gut. Sie wäre besser, wenn die Kurve JO38 im Bereich 21 bis 32 s etwas

Tab. 6 Erdbeben zu Ostseeprofilen

Datum	Zeit	$\varphi$	$\lambda$	$\Delta_{COP}$	$Az_{COP}$	Herdgebiet
999	26.7.70	07 10 36.0	32.188 N	131.814 E	8711.715	48.964 Japan
001	06.9.69	14 30 39.5	36.941 N	11.887 W	2772.848	231.464 N-Atlantik
997	24.9.69	18 03 19.0	15.237 N	45.776 W	6644.22	251.709 N-Atlant. Rücken

tiefer und jenseits 34 s etwas höher läge. Wenn wir die in Abb. 8 gezeigte Eichkurve zu Hilfe nehmen, können wir leicht das Modell modifizieren, um die Übereinstimmung im genannten Sinne zu verbessern. Das erfolgt mit der Herleitung von JO38A, welches unterhalb der MOHO eine etwas geringere und im Bereich des beginnenden Asthenosphärenkanals eine etwas höhere Scherwellengeschwindigkeit hat. JO38 und JO38A sind in der gleichen Abb. und in Tab. 7 dargestellt. Ihre charakteristischen Merkmale, die sich von den Ergebnissen des Nordens und Südens der DDR unterscheiden, sind die Mohotiefe bei 35 km und das Fehlen des Hinweises auf eine Low-velocity Zone im oberen Mantel.



Tab. 7 Modell JO38 (JO38A) - Ostsee

Tiefe [km]	Dicke	$\beta$ [km/s]
0	6	3,44
6	10,6	3,61
16,5	18,5	3,83
35	30,0	4,71 (4,61)
65		4,71 (4,81)

Abb. 19 Beobachtete Dispersion für die Ostsee; Vergleich mit JO38, Modelle JO38 und JO38A

Fig. 19 Observed dispersion curves for the Baltic Sea compared with JO38, models JO38 and JO38A

#### 2.4.6. Böhmisches Massiv

Das Böhmisches Massiv ist eine relativ kleine, aber markante geologische Einheit in Mitteleuropa. Nach ZATOPEK (1977) stellt es einen Block des alten Europas dar. Über dieses Massiv liegen bereits tiefenseismische Beobachtungen (BERANEK u. ZOUNKOVA, 1979) vor, die bei einer Modellfindung aus Oberflächenwellen berücksichtigt werden müssen. Interessante Hinweise geben außerdem Untersuchungen von Laufzeitresiduen durch GRÄSSL und OESBERG (1980) sowie des Wärmeflusses durch ČERMAK (1979). In beiden Übersichten hebt sich das Böhmisches Massiv von seiner Umgebung ab und zeigt zwar nicht in den Absolutwerten, aber in der Tendenz schildartigen Charakter.

Das Böhmisches Massiv wird von drei Trassen gekreuzt bzw. tangiert, für die Phasengeschwindigkeitsbeobachtungen vorliegen. Das ist einmal die Linie zwischen den Stationen MOX und VIE, die von NEUNHÖFER, MARILLIER u. PANZA (1981) genau untersucht und komplex interpretiert wurde. Sie durchläuft zu 25 % das variszisch geformte Saxo-Thuringicum und im übrigen das Böhmisches Massiv. Im Südosten wird das Wiener Becken nur schwach tangiert. Die Beobachtungen sind somit in der Tat geeignet, Auskunft über das Böhmisches Massiv zu geben.

Das zweite Profil von MOX nach KHC liegt nur wenig westlich davon, es ist aber im Gegensatz zu ihm anders geologisch zuzuordnen. Etwa ein Drittel gehört zum Saxo-Thuringicum, der Rest zum Rand des Böhmisches Massivs. Der marginale Charakter wird durch tiefenseismische und geothermische Beobachtungen sowie Laufzeitresiduen bestätigt. Das Profil kreuzt das Schwarmbebengebiet des Vogtlandes. Die Dispersionsbeobachtungen, die in der Vergangenheit durchgeführt wurden, haben NEUNHÖFER, PLESINGER u. KRACKE (1983) beschrieben.

Schließlich ist noch das Profil zwischen KHC und KSP untersucht worden. Es schneidet das zuerst genannte, MOVI, unter nahezu senkrechtem Winkel und verläuft in Nähe des tiefenseismischen Profiles VII, dessen Ergebnisse bei einer Inversion berücksichtigt werden müssen. Etwa 75 % gehören zum eigentlichen Massiv, nach Nordosten hin wird das Elbelineament gekreuzt und die Westsudeten durchlaufen. Nach BERANEK u. ZOUNKOVA (1979) beträgt die mittlere Mohotiefe 34,5 km.

Wegen der kurzen Zeit, in der die Station VIE tätig war, konnten nur zwei Erdbeben gefunden werden, die sich für die Auswertungen von Rayleigh-Wellen eignen. Ihre Daten sind in Tab. 8 aufgeführt. Es war möglich, im Periodenbereich 15 bis 80 s Phasengeschwindigkeiten zu berechnen. Die Ergebnisse zeigt Abb. 20. Zum Vergleich sind die Zonen eingezeichnet, die KNOPOFF (1972) für aseismische Kontinente (punktiert) und für Schilde (gestrichelt) angegeben hat. Für große Perioden wird entlang des Profiles MOVI der Schildbereich erreicht, für mittlere Perioden liegen die Ergebnisse zunächst oberhalb und dann im Bereich aseismischer Kontinente. Kurze Perioden sind nicht zur Diskriminanz geeignet. Mit Hilfe der Hedgehog-Methode wurden Modelle getestet und solche herausgesucht, die mit den Beobachtungen im Einklang stehen. Von insgesamt 1768 Modellen blieben 22 verträgliche übrig. Auf Grund von geophysikalischen Einschränkungen, z. B. mittlere Moho-Tiefe von 34 km, wurde davon ein einziges ausgesondert, das die Beobachtungen allein erklärte. Es ist in Tab. 9 angegeben und in Abb. 21 dargestellt.

Tab. 8 Erdbeben zu MOVI, KHKS, MOKH

	Datum	Zeit	$\varphi$	$\lambda$	$\Delta_{MOX}^*$	$Az_{MOX}^*$	Herdgebiet
MOVI 1	31.03.76	23 50 00,3	58,39 N	31,86 W	2888,803	304,219	Nordatlant.Ozean
MOVI 2	01.06.77	12 54 49,2	36,243 N	31,344 E	2246,961	127,851	Türkei
KHKS 1	29.06.80	07 20 05,5	34,808 N	139,181 E	9276,145	42,332	nahe Südküste Honshu
KHKS 2	22.01.81	19 34 40,1	38,215 N	142,672 E	9119,335	38,118	nahe Ostküste Honshu
KHKS 3	07.07.81	20 10 57,7	0,166 S	18,837 W	6276,989	220,018	Zentraler Mittel- atlant. Rücken
KHKS 4	01.01.82	18 51 01,5	26,823 N	142,557 E	10198,592	44,028	Bonin Inseln
KHKS 5	03.01.82	14 09 50,4	0,972 S	21,870 W	6502,852	222,845	Zentraler Mittel- atlant. Rücken
KHKS 6	18.01.81	18 17 24,4	38,640 N	142,750 E	9082,404	37,844	nahe Ostküste Honshu
MOKH 16	04.04.75	05 16 16,2	38,093 N	21,380 E	1617,582	145,609	Griechenland
MOKH 17	08.01.75	19 32 32,9	38,293 N	22,689 E	1627,359	143,284	Griechenland
MOKH 18	21.12.75	16 07 55,8	38,652 N	21,859 E	1557,678	144,907	Griechenland
MOKH 20	01.08.75	20 20 12,9	39,439 N	121,522 W	9038,749	325,141	Nordkalifornien
MOKH 22	28.03.75	02 31 05,7	42,061 N	118,548 W	8403,613	320,497	Ost-Idaho

\*) bei KHKS  $\Delta_{KHC}$ ,  $Az_{KHC}$

Seine Merkmale sind

- Moho-Tiefe von 36 km,
- kein Low-velocity-Kanal, sondern schwache Zunahme der Scherwellengeschwindigkeit im oberen Mantel,
- relativ geringe Scherwellengeschwindigkeit unmittelbar unterhalb der Moho,
- relativ hohe Scherwellengeschwindigkeit in der oberen und relativ niedrige in der unteren Kruste.

Diese Ergebnisse weisen zusammen mit den oben erwähnten anderen geophysikalischen Resultaten darauf hin, daß das Böhmisches Massiv von seiner Umgebung abweicht und einen moderaten Schildcharakter hat.

Diese Aussage mußte noch durch das Profil KHKS bestätigt werden. Dafür wurden sechs Erdbeben ausgewählt, deren Daten in Tab. 8 aufgeführt sind. Es war möglich, für Perioden zwischen 14 und 80 s die Phasengeschwindigkeit zu bestimmen. Die Ergebnisse sind zum Vergleich mit MOVI in Abb. 20 als Kreuze eingezeichnet worden. Tatsächlich ist die Ähnlichkeit der Dispersionskurven groß, so daß die Grundaussage, das Böhmisches Massiv habe moderaten Schildcharakter, im Prinzip abgesichert ist. Ein Modell KHKS würde dem MOVI sehr ähnlich sein, vor allem in der unteren Kruste sind etwas höhere und im oberen Mantel, im Bereich der Low-velocity-Zone, etwas niedrigere Scherwellengeschwindigkeiten wahrscheinlich, wobei der Low-velocity-Bereich nicht annähernd so stark in  $\beta$  zurückgeht wie bei dem im folgenden zu diskutierenden Modell MOKH.

Tab. 9 Daten des Modells MOVI

Tiefe	Dicke	$\beta$ [km/s]
0	6,7	3,40
6,7	16,3	3,70
23	13	3,90
36	105	4,50
141	156	4,60
297	134	4,75
431		5,30

Tab. 10 Modell MOKH

Tiefe	Dicke	$\beta$ [km/s]
0	6,7	3,40
6,7	16,3	3,70
23	9	3,83
32	23	4,50
55	85	4,41
140		4,60

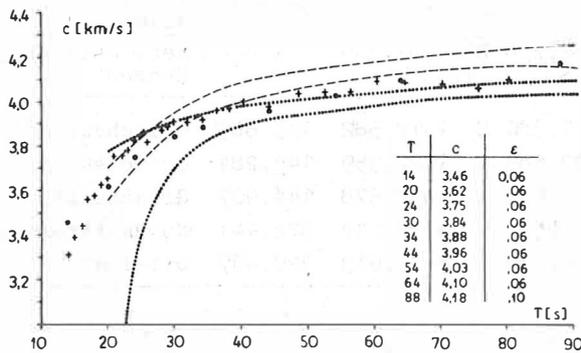


Abb. 20 Dispersionsergebnisse für das Profil MOVI (·) und KHKS (+), eingefügte Tabelle sind hedgehog Daten

Fig. 20 Dispersion results found for the profile MOVI (·) and KHKS (+), inserted Table: data used for the hedgehog procedure

Abb. 21 Modelle MOVI und MOKH für das Böhmisches Massiv und dessen Rand

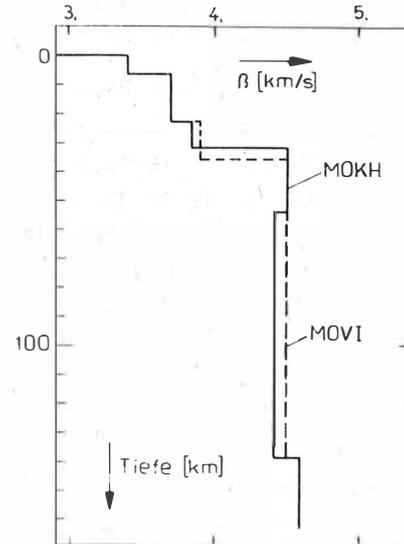


Fig. 21 Models MOVI and MOKH valid for the Bohemian Massif itself and the margin

Die Dispersionskurve zum Profil MOKH basiert auf der Analyse von fünf Erdbeben aus der Tab. 8. Es wurden Dispersionsergebnisse zwischen 19 und 65 s erhalten, die in Abb. 22 eingezeichnet worden sind. Das sie erklärende Modell MOKH wurde durch Abänderung von MOVI erhalten, indem Korrekturen mit Rücksicht auf die partiellen Ableitungen angebracht worden sind. Neben geänderter Tiefe der Moho, die im Einklang mit den tiefenseismischen Ergebnissen (BERANEK u. ZOUNKOVA, 1979) steht, sind noch Änderungen in der Scherwellengeschwindigkeit unmittelbar oberhalb der Moho und im Asthenosphärenkanal erfolgt. Damit zeigt das Modell MOKH eine schwache Low-velocity-Zone im oberen Mantel (s. Tab. 10 und Abb. 21). Es deutet somit auf einen Übergang zwischen Böhmisches Massiv und den westlich gelegenen rein variszischen Teilen hin.

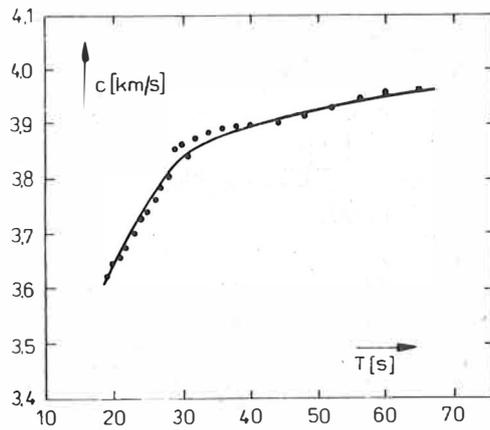


Abb. 22 Dispersionsbeobachtungen zwischen Moxa und Kasperske Hory

Fig. 22 Dispersion results between Moxa and Kasperske Hory

#### 2.4.7. Dispersion zwischen MOX und WAR

Die seismische Station Warschau (WAR) hat in Osteuropa eine sehr große Bedeutung, da sie mit einem Satz langperiodischer Seismographen ausgerüstet ist. Ihr Wert besteht insbesondere darin, daß sie am Übergang von der Osteuropäischen Tafel zu einer geologisch jüngeren Region liegt. Alle Dispersionslinien nach Norden und Osten gehören deshalb vollkommen der Tafel an, in anderer Richtung werden vorwiegend Tafelrand, prävariszische und variszische Gebiete durchlaufen. Zu der zweiten Gruppe gehört die Verbindungslinie MOWA, an der die Tafelstrukturen mit 6 %, prävariszische mit 71 % und variszische mit 23 % Anteil beteiligt sind. D. h., für die gesamte Linie ist das prävariszische Tafelvorland dominierend.

Für die Bestimmung der Phasengeschwindigkeiten wurden die Aufzeichnungen von sechs Erdbeben ausgewählt (s. Tab. 11), die gleichmäßig auf die beiden erlaubten komplementären Azimute verteilt sind. Die mittlere resultierende Dispersionskurve, in Abb. 23 ein-

Tab. 11 Erdbeben zum Profil MOWA, MOCO und MOPU

	Datum	Zeit	$\varphi$	$\lambda$	$\Delta_{\text{MOX}}$	$Az_{\text{MOX}}$	Herdgebiet
MOWA 1	05.05.75	05 18 49,3	33,093 N	92,924 E	6669,556	73,352	China
MOWA 2	21.07.76	15 10 45,6	24,782 N	98,698 E	7581,687	77,228	China
MOWA 3	21.08.76	21 49 54,2	32,571 N	104,249 E	7461,912	66,257	China
MOWA 4	08.06.72	18 53 41,7	30,458 S	71,799 W	12116,129	245,138	Chile
MOWA 5	07.08.73	14 22 45,4	26,829 S	70,919 W	11758,147	247,042	Chile
MOWA 6	28.10.75	06 54 22,4	22,862 S	70,508 W	11397,906	249,401	Chile
MOCO 1	12.09.69	08 57 07,3	51,219 N	179,154 W	8679,887	6,898	Andreanof-Inseln
MOCO 2	31.10.69	11 33 04,8	51,316 N	179,014 W	8670,352	6,797	Andreanof-Inseln
MOCO 3	28.02.70	10 52 31,2	52,713 N	175,098 W	8542,082	4,815	Andreanof-Inseln
MOCO 4	11.06.71	13 58 37,7	51,487 N	176,084 E	8601,219	9,879	Rat-Inseln
MOCO 5	14.10.71	22 36 28,6	54,349 S	1,844 E	11663,006	185,903	Bouvet-Inseln
MOCO 6	07.12.71	03 26 19,9	54,381 S	5,908 E	11643,112	183,449	Bouvet-Inseln
MOPU 1	25.12.70	12 53 37,4	0,319 S	19,171 W	6349,738	217,544	Zentral-Mittelatlantischer Rücken
MOPU 2	04.04.71	18 39 39,2	38,369 N	142,090 E	9031,769	37,227	Honshu
MOPU 3	25.05.71	13 00 19,9	31,309 N	131,492 E	9189,480	48,440	Kyushu
MOPU 4	14.07.71	18 27 43,7	5,203 S	153,347 E	13843,354	48,506	Neu-Irland
MOPU 5	27.07.71	20 47 56,5	5,152 S	152,973 E	13818,538	48,873	Neu-Irland

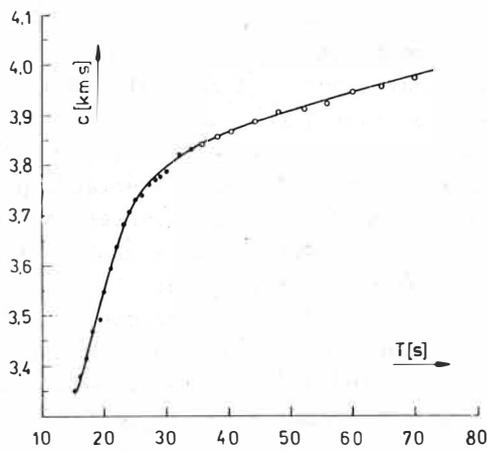


Abb. 23 Dispersionsbeobachtungen zwischen Moxa und Warschau  
 Fig. 23 Dispersion results between Moxa and Warschau

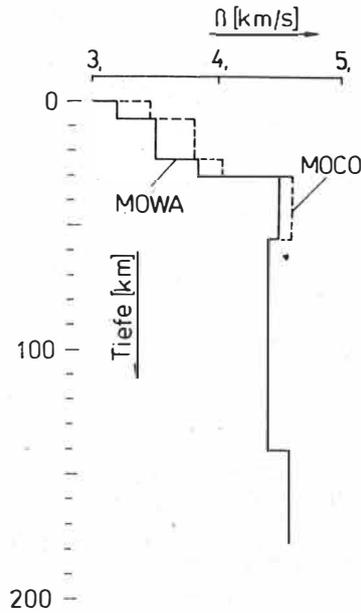


Abb. 24 Modelle MOWA und MOCO  
 Fig. 24 Models MOWA and MOCO

gezeichnet, überstreicht den Periodenbereich von 15 bis 75 s. Der Verlauf der Kurve ähnelt stark der für MOKH gefundenen. Abweichungen treten auf für Perioden kleiner als 40 s, so daß das Modell MOKH zu einem neuen, MOWA, modifiziert werden muß. Seine Daten sind in Tab. 12 enthalten und in Abb. 24 dargestellt.

Tab. 12 Modell MOWA

Tiefe	Dicke	$\beta$ [km/s]
0	6,7	3,2
6,7	16,3	3,5
23,0	7,0	3,82
30,0	25,0	4,5
55,0	85,0	4,41
140,0		4,60

Tab. 13 Modell MOCO

Tiefe	Dicke	$\beta$ [km/s]
0	6,7	3,45
6,7	16,3	3,80
23,0	7,0	4,03
30,0	25,0	4,6
55,0	85,0	4,41
140,0		4,60

Wesentliche Merkmale sind eine mittlere Moho-Tiefe von nur 30 km und im Vergleich mit MOKH eine etwas niedrigere Scherwellengeschwindigkeit nahezu in der gesamten Kruste. Die Existenz eines Asthenosphärenkanals ist wahrscheinlich.

2.4.8. Profillinie zwischen MOX und COP

Der geologische Hintergrund entspricht etwa dem im vorangegangenen Abschnitt besprochenen Profil mit 30 % Anteil durch die Varisziden und 70 % zwischen Mitteldeutschem Hauptabbruch und Tornquist-Teisseyre-Linie. Die Ergebnisse sind folglich auch in Relation zu MOWA zu betrachten. Da COP und MOX zwei seismische Hauptstationen sind, war es leicht, geeignete Erdbebenaufzeichnungen mit komplementärem Azimut zu finden. Sie sind in Tab. 11 aufgelistet. Das Beobachtungsmaterial ist gut genug, die gesicherte Dispersionskurve von

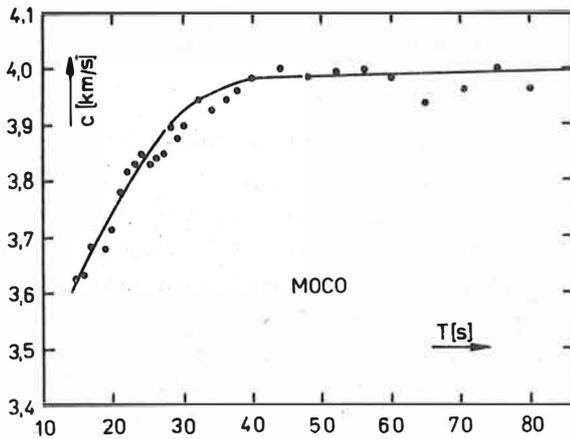
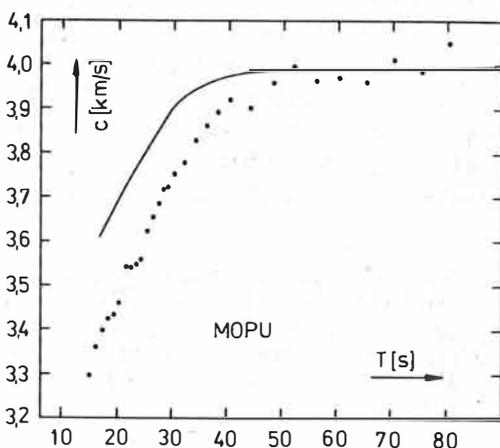


Abb. 25 Dispersionsbeobachtungen zwischen Moxa und Kopenhagen  
Fig. 25 Observed dispersion between Moxa and Copenhagen

Abgeleitetes Modell MOCO ist in Abb. 24 gestrichelt enthalten, seine Werte sind in Tab. 13 aufgeführt. Außer den erwähnten Modifikationen zu MOKH sind weitere, besonders im Asthenosphärenkanal, nicht notwendig.

#### 2.4.9. Profil von Moxa nach Pulkovo (MOPU)

Die Verbindungslinie MOPU ist relativ heterogen. An ihr sind am südwestlichen Ende der variszische Südteil der DDR mit etwa 10 % beteiligt und im Nordosten mit etwa zwei Drittel der Gesamtlänge die Osteuropäische Tafel. Dazwischen liegt eine prävariszische Zone, die auch einen schmalen Streifen enthält, in den am Tafelrand die Moho im Vergleich zur Umgebung sehr tief eingebrochen ist. Es kann prinzipiell davon ausgegangen werden, daß die Osteuropäische Tafel das Profil MOPU dominiert. Die zur Dispersionsbestimmung verwendeten Erdbeben sind in Tab. 11 aufgelistet worden. Leider ist das südwestliche Azimut nur einmal besetzt. Das ist aber kein zu großer Nachteil, da sich diese Aufzeichnungen gerade besonders gut für eine Bearbeitung eignen. Die berechnete Phasengeschwindigkeitskurve ist in Abb. 26 dargestellt. Im Vergleich dazu ist die Modellkurve MOWA



eingetragen worden. Die Unterschiede zwischen Beobachtungen MOPU und Modell MOWA können zwanglos erklärt werden, indem für MOPU

- die Mohotiefe bei etwa 38 km angenommen wird, was durchaus sinnvoll ist,
- in der oberen Kruste die Scherwellengeschwindigkeit geringer ist und
- der Asthenosphärenkanal in  $\beta$  weniger ausgebildet ist.

Abb. 26 Dispersionsbeobachtungen zwischen Moxa und Pulkovo

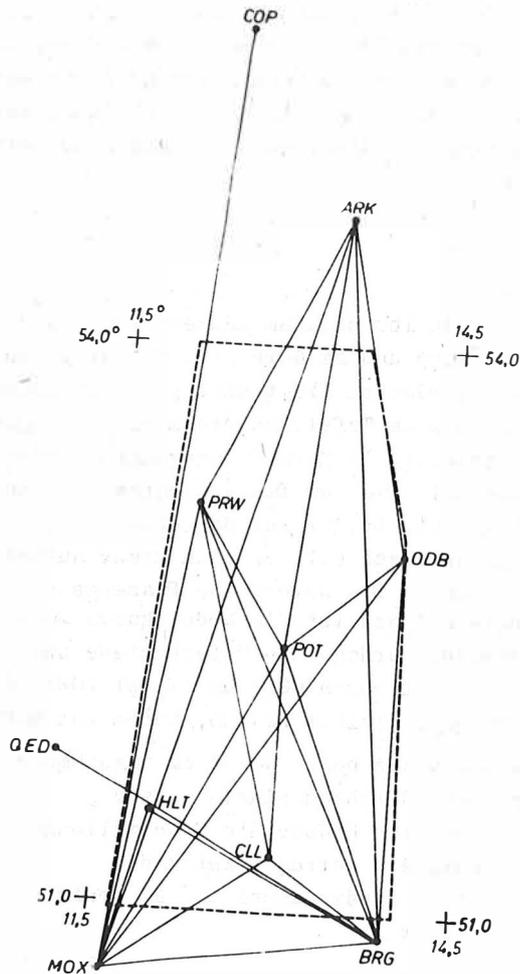
Fig. 26 Observed dispersion valid for the line between Moxa and Pulkovo

Diese Fakten geben qualitativ die Unterschiede zwischen Osteuropäischer Tafel und prävariszischem Tafelvorland im Bereich der Norddeutsch-Polnischen Senke an.

## 2.5. Generalisierende Betrachtung der Rayleighwellendispersion für mittel-, Nord- und Osteuropa

Ein erster Schritt der Verallgemeinerung der Ergebnisse über eine Aussage für das einzelne Profil hinaus ist die geeignete Zusammenfassung aller bekannten Daten nach geotektonischen Einheiten. Daran schließt sich ein Vergleich der so erhaltenen mittleren Dispersionskurven an. Die dabei festgestellten Unterschiede werden dann als relative Variationen der Tiefenverteilung der Scherwellengeschwindigkeit gedeutet. Auf dieser Stufe wird schließlich darüber entschieden, ob die vorliegenden Beobachtungen genügend "strukturiert" sind, um eine Isoliniendarstellung der Phasengeschwindigkeit für verschiedene Perioden sinnvoll anzuwenden. Die Generalisierung wird in einem einheitlichen Periodenraster durchgeführt, der von der Periode 10 ausgeht und bei dem sich benachbarte Perioden um den Faktor  $2^{0,33}$  unterscheiden.

Die Generalisierung wird in einem einheitlichen Periodenraster durchgeführt, der von der Periode 10 ausgeht und bei dem sich benachbarte Perioden um den Faktor  $2^{0,33}$  unterscheiden.



### 2.5.1. Untersuchungsgebiet DDR

In diesem relativ kleinen Untersuchungsgebiet ist entlang von 20 Profilen die Phasengeschwindigkeit beobachtet worden. Ihre Lage folgt aus Abb. 27, die Dispersionsresultate sind in Tab. 14 zusammengestellt worden. Sie sind nach Profilen, die nur den Süden durchlaufen, nach gemischten und nördlichen sortiert. Für jede dieser Gruppen wurde eine mittlere Dispersionskurve berechnet. Das Vorgehen unterscheidet sich von dem in 2.4.2. insofern, als jede Linie nur mit dem Gewicht Eins und nicht mit dem der Anzahl der Beobachtungen eingeht. Für diese drei Gruppen werden so die in Abb. 28 dargestellten mittleren Dispersionskurven bestimmt. Sie bestätigen die Ergebnisse von 2.4.2., d. h. bei kleinen Perioden ist die Phasengeschwindigkeit im Süden signifikant größer als im Norden. Oberhalb von 25 bis 35 s scheint aber ein entgegengesetzter

Abb. 27 Stationsnetz und Profillinien für das Untersuchungsgebiet DDR

Fig. 27 Network of seismic stations and profiles at the investigated area GDR

Tab. 14 Dispersionsresultate für das Gebiet der DDR

Profil	Länge	Periode [s]									
		7,9	10,0	12,6	15,9	20,0	25,1	31,6	39,8	50,1	63,1
		c [km/s]									
MOX-BRG	166,39	3,14	3,25	3,36	3,53	3,72	3,81	3,89			
CLL-BRG	81,94	3,07	3,22	3,39	3,54	3,76	3,81	3,87	3,97	4,05	
MOX-CLL	122,29		3,14	3,33	3,56	3,75	3,87	3,91			
BRG-QED	220,66			3,45	3,64	3,77	3,87	3,93	3,96	3,99	
MOX-HLE	97,79		3,21	3,37	3,54	3,72	3,82	3,88			
HLE-BRG	155,54			3,38	3,56	3,74		3,89			
MOX-POT	217,65		3,02	3,22	3,44	3,60	3,81	3,94	4,01	4,02	
BRG-POT	178,32			3,12	3,33	3,60	3,85				
CLL-POT	119,19			2,93	3,30	3,58	3,76	3,87			
BRG-ODB	223,31		3,00	3,18	3,45	3,65	3,78	3,90	3,98		
MOX-ODB	300,10		3,08	3,29	3,48	3,63	3,77	3,92	4,05		
BRG-PRW	280,04	2,96	3,10	3,26	3,39	3,56	3,68				
CLL-PRW	211,64		2,91	3,20	3,40	3,59					
MOX-PRW	280,73			3,22	3,48	3,75	3,89	3,93	(3,97)		
BRG-ARK	425,25				3,38	3,62	3,78	3,89	3,98	4,01	4,07
MOX-ARK	465,65		3,10	3,31	3,52	3,69	3,81				
ARK-POT	257,98			2,97	3,24	3,58	3,85	3,89	4,08	4,14	
ARK-PRW	189,78			3,07	3,38	3,62	3,82	3,92	4,02		
ARK-ODB	204,78		2,91	3,17	3,34	3,66	3,83	3,91	4,01		
POT-ODB	86,88		3,18	3,31	3,47	3,63	3,79	3,90	3,97		

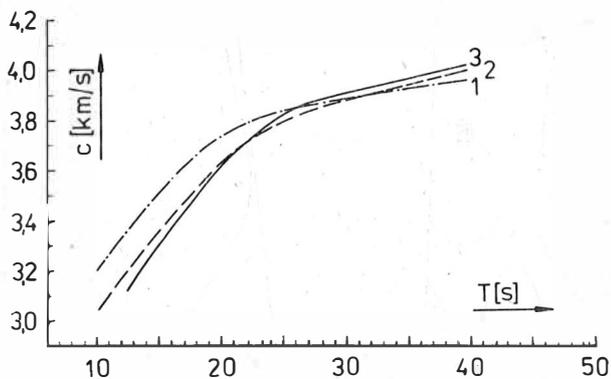


Abb. 28 Mittlere Dispersionskurven für den Süden (1) und Norden (3) der DDR sowie für gemischte Wellenwege (2)

Fig. 28 Mean dispersion curves for southern (1) and northern (3) part of GDR and for mixed propagation paths (2)

Effekt aufzutreten. Daraus würde folgen, daß in einer Tiefe, die etwa dem obersten Erdmantel (einschließlich oberer Teil des Asthenosphärenkanals) entspricht, die Scherwellengeschwindigkeit im Norden größer ist als im Süden.

Die Zahl der Trassen kann um eine zusätzliche, das Untersuchungsgebiet nach Norden hin überschreitende erweitert werden. Auf Grund der Beobachtungsdaten, aber auch wegen der Kenntnis der geologischen Unterschiede (s. dazu Lage von Hauptstörungenlinien im Süden der DDR in Abb. 30) verspricht die Berechnung von Iso-linien erfolgreich zu sein. Aus der Anordnung der Trassen kann nur inner-

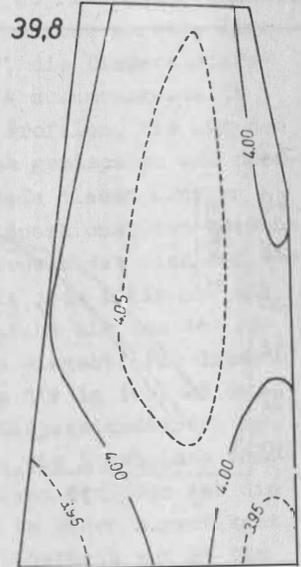
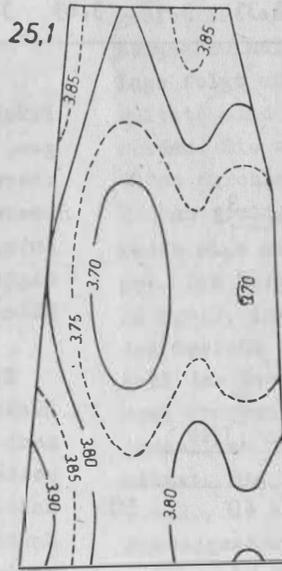
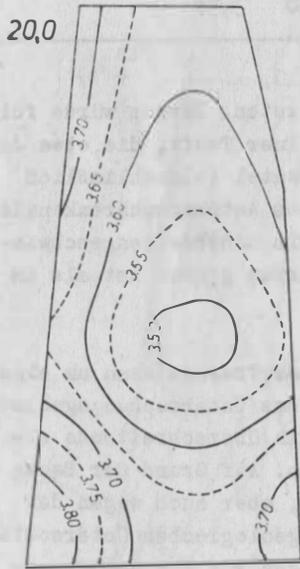
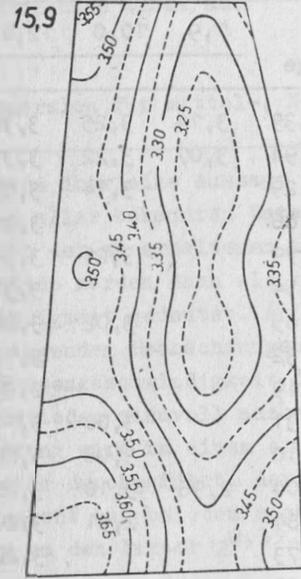
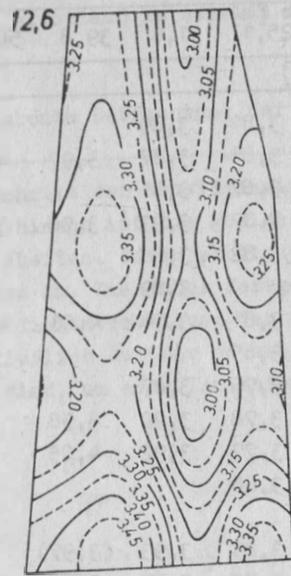


Abb. 29 Isotachen für die untersuchten Perioden  
 Fig. 29 Isotachs for the period set investigated

Abb. 30 Skizze zur Deutung der Isotachen durch positive (+++) und negative (---) Achsen, Hochs der Phasengeschwindigkeit (+). Es bedeuten: I - Lausitzer Hauptabbruch, II - Westlausitzer Störung, III - Abbruch von Wittenberg, IV - Norddeutsch-Polnische Senke

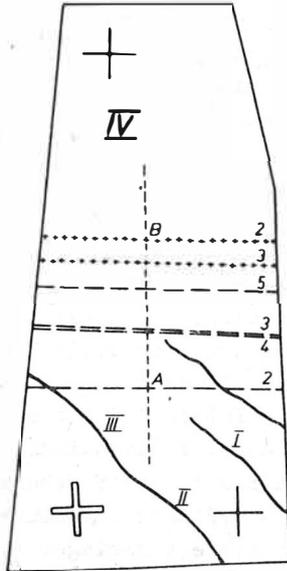


Fig. 30 Sketch for the interpretation of the isotachs by positive (+++) and negative (---) axes, highs of the phase velocity (+). It means I - Lausitzer Hauptabbruch, II - Westlausitzer Störung, III - Abbruch von Wittenberg, IV - North German Polonian depression

halb des in der Abb. 27 berücksichtigten Rahmens Signifikanz erwartet werden. Auf Grund der Meßungenauigkeit ist es ratsam, den Abstand der Isolinien mit  $0,05 \text{ km/s}$  festzusetzen und den Periodenbereich  $12,6 \leq T \leq 39,8 \text{ s}$  zu überdecken. Die mit einer Methode, welche von MAAZ und Mitarb. (1984) beschrieben wurde, erhaltenen Isotachen sind in der Abb. 29 enthalten. Jeder berücksichtigten Periode entspricht nach Abb. 8 eine Tiefe  $d$ , die so definiert ist, daß sich dort vorhandene Änderungen der Scherwellengeschwindigkeit maximal auf die Dispersionskurve bei ebendieser Periode auswirken. In Tab. 15 sind neben den Perioden die  $d$  und die erhaltenen minimalen und maximalen Isotachenparameter gegen-

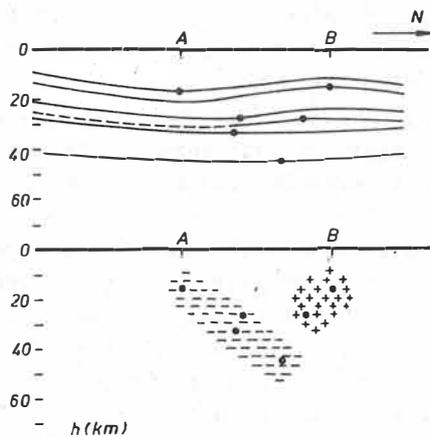
übergestellt. Für  $T = 31,6 \text{ s}$  ist der Isolinienverlauf ohne Struktur und wird deshalb weggelassen. Ein erster, grober Blick über die fünf Perioden zeigt, daß für jede vor allem eine Nord-Süd- und Ost-West-Achse vorhanden ist, die sich etwa in der Mitte des Untersuchungsgebietes schneiden und niedrige Phasengeschwindigkeiten kennzeichnen. Zwangsläufig müssen dann nach den Ecken des Gebietes hin relativ hohe  $c$  auftreten. Die höchsten Werte werden im Südwesten beobachtet, vergleichsweise geringere Hochs befinden sich im NW und SE. Inwieweit die Maxima, die in Abb. 30 markiert sind, von der Periode abhängen, soll nicht untersucht werden, weil die entsprechenden Bereiche am Rand des Untersuchungsgebietes offen sind. Im Gegensatz dazu erscheint es erfolgversprechend zu sein, die Lage der Achsen in Abhängigkeit von der Periode zu untersuchen. Für die Nord-Süd-Achse ändert sie sich nicht, hingegen ist die Position der Ost-West-Achsen von der Periode abhängig. Die Perioden werden durch den Parameter  $n$  charakterisiert (s. Tab. 15)

und die Achsen werden zunächst in die Abb. 30 eingetragen. Daraus ist ersichtlich, daß die Achse niedriger  $c$  mit steigender Periode nach Norden wandert. Es existieren aber noch andere, schwächere mit hohem  $c$ , welche nur bei niedrigen Perioden ausgeprägt sind und weiter nördlich liegen. Die Tatsache einer von der Periode abhängigen Lage unterscheidet also die Ost-West-Achsen von der Nord-Süd-Achse. Die Änderung der Achsenlage kann nur dadurch erklärt werden, daß die elastischen Ursachen in unterschiedlicher Tiefe liegen.

Tab. 15 Parameter der Isolinienbilder

$T$ [s]	$d$ [km]	$c_{\min}$	$c_{\max}$	$n$
12,6	17	3,00	3,45	2
15,9	26	3,25	3,65	3
20,0	33	3,50	3,80	4
25,1	45	3,70	3,90	5
31,6	55		3,90	6
39,8	66	3,95	4,05	7

Es werden für einen von Süd nach Nord verlaufenden Profilschnitt (etwa von A u. B in Abb. 30) zwei unterschiedliche, vom geologischen Standpunkt extreme Deutungsversionen vorgeschlagen. Die zum oberen Teil von Abb. 31 führende geht von einem ungeschichteten Halbraum mit einem positiven Gradienten der Scherwellengeschwindigkeit  $\beta$  nach der Tiefe aus. Die Linien stellen dann Isotachen von  $\beta$  dar. Die Minima werden durch eine Mulde erzeugt, deren Achse mit zunehmender Tiefe nach Norden wandert. Im richtigen Tiefenverhältnis sind die den Perioden entsprechenden Paßpunkte dargestellt, während sonst der Verlauf der Linien qualitativ zu verstehen ist. Die zweite Interpretationsmöglichkeit (Abb. 31 unten) geht davon aus, daß im Untergrund unabhängig von seinem Aufbau eine Zone erniedrigter Scherwellengeschwindigkeit eingelagert ist, die nach Norden hin einfällt. Sie ist nur bis wenig unter die Moho nachweisbar. Ihr ist im Norden eine Zone mit erhöhtem  $\beta$  überlagert. Das Ost-West-Streichen koinzidiert nicht mit variszischen Vorzugsrichtungen, es müßten also verdeckte prävariszische Strukturen vorhanden sein. Die Stärke der elastischen Quellen kann nur abgeschätzt werden. Auf Grund der partiellen



Ableitungen von  $c$  nach  $\beta$  folgt, daß bei einer Mächtigkeit der Zone niedriger Geschwindigkeit von etwa 10 - 20 km ein Rückgang der Scherwellengeschwindigkeit um 0,1 - 0,2 km/s angenommen werden darf. Falls die Mächtigkeit geringer ist, dann erhöht sich der Kontrast in  $\beta$ .

Abb. 31 Deutung der ost-westlich verlaufenden Phasengeschwindigkeitsachsen als Aufwölbung der Schichten (oben) bzw. durch eingelagerte Körper (unten)

Fig. 31 Interpretation of the east-west phase velocity axes as layer uplifting (top) and an embedded body (bottom)

### 2.5.2. Mittel-, Nord- und Osteuropa

Das in diesem Abschnitt betrachtete Gebiet wird in mehrere Untergebiete aufgegliedert: den Baltischen Schild, den Westrand der Osteuropäischen Tafel und das westlich davon gelegene prävariszische bzw. variszische Tafelvorland einerseits sowie das gesamte, altkonsolidierte Gebiet Osteuropas und die jüngeren Vorländer andererseits. Die zugrunde liegenden Dispersionskurven wurden mit langperiodischen Seismographen (im Gegensatz dazu DDR mit mittelperiodischen) erhalten. Sie stammen zum Teil vom Autor selbst bzw. sind CALCAGNILE u. PANZA (1978) und PROSKURJAKOVA u. Mitarb. (1981) entnommen. Alle zum ersten Untergebiet vorliegenden Ergebnisse sind in Tab. 16 zusammengestellt worden. In den meisten Fällen wird ein Periodenbereich von 15 bis 70 s überspannt. Analog zum Vorgehen für das Gebiet der DDR wird auch hier in Untergruppen aufgeteilt. Besonders grenzen sich die Dispersionskurven für den Baltischen Schild ab, die im von KNOPOFF (1972) angegebenen Bereich liegen. Anders verhält es sich mit dem Westteil der Tafel und dem erwähnten Tafelvorland. Für diese beiden Teile wurden aus den Ergebnissen der Tab. 16 analog zur Darstellung für den Nord- und Südteil der DDR, aber für einen erweiterten Periodenbereich mittlere Dispersionskurven bestimmt, die in Abb. 32 dargestellt sind. Überraschenderweise besteht kein großer Unterschied zwischen den beiden Gebieten. Für lange Perioden ist kaum eine Differenz vorhanden. Die größten Abweichungen

Tab. 16 Dispersionsbeobachtungen in Mittel-, Nord- und im westlichen Osteuropa

Profil	Länge [km]	Periode [s]											
		10,0	12,6	15,9	20,0	25,1	31,6	39,8	50,1	63,1	79,4	100	
		c [km/s]											
COP-PUL	1155,48			3,45	3,62	3,77	3,89	3,99	4,11				
COP-NUR	897,98	3,10	3,24	3,51	3,65	3,78	3,90	4,03	4,09	4,12	4,13	4,16	
COP-MOX	563,494			3,63	3,74	3,85	3,93	3,97	3,98	3,99	4,00		
MOX-WAR	677,51			3,37	3,55	3,73	3,81	3,86	3,91	3,95	4,00		
MOX-VIE	435,384		3,41	3,52	3,62	3,77	3,86	3,95	3,99	4,10	4,15		
MOX-KHC	219,81				3,65	3,74	3,87	3,90	3,925	3,96			
KHC-KSP	272,349			3,44	3,66	3,85	3,90	3,98	4,02	4,06	4,09		
MOX-PUL	1556,84			3,35	3,46	3,63	3,78	3,90	3,96	3,99	4,05		
PUL-RIGA	~479				3,31			3,68	3,80			4,10	
PUL-MINSK	~678	3,24	3,37	3,49	3,59	3,69	3,81	3,89	4,00				
MINSK-WAR	~475				3,33	3,51	3,67	3,84					
PRA-RIGA	~1000			3,44	3,58	3,75	3,91	4,02	4,07	4,12			
PRA-PUL	1478,363			3,36	3,50	3,66	3,84	3,95	4,04				
MINSK-RIGA	~407				3,50	3,59	3,69	3,87	3,97	4,02	4,07	4,13	
KON-OUL						3,77	3,96	4,07	4,17	4,25	4,29		
KON-KRK							3,92	4,04	4,14	4,20	4,25		
NUR-KEV		3,39	3,43	3,51	3,61	3,75	3,90	4,05	4,13	4,19			
KON-KEV				3,50	3,62	3,81	3,99	4,07	4,10	4,12	4,15	4,18	

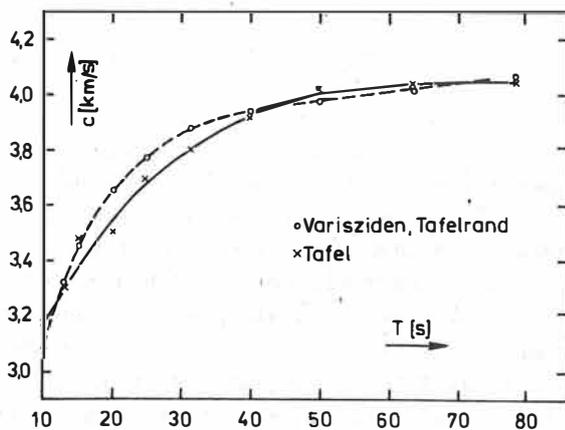


Abb. 32 Mittlere Dispersionskurve für Varisziden-Tafelrand und Tafel

Fig. 32 Mean dispersion curve valid for variscides-margin of the platform and the platform, respectively

treten im Periodenbereich von 20 bis 30 s auf. Die Ursachen dafür dürften im Bereich der Moho und etwas darunter liegen. Daraus folgt der wichtige Schluß, daß nach den Kriterien von KNOPOFF (1972) die Osteuropäische Tafel in ihrem Westteil keinen Schildcharakter haben dürfte. Im Zusammenhang mit den schwachen Unterschieden der beiden mittleren Dispersionskurven muß aber auch die Möglichkeit einer Anisotropie im Tafelvorland und im westlichen Teil der Osteuropäischen Tafel in Betracht gezogen werden. Darauf weisen die Profile Minsk-WAR und PUL-Riga, die vorwiegend west-östlich verlaufen und geringere Phasengeschwindigkeiten ergaben als andere Profile mit stärkerer nord-südlicher Erstreckung. Diese Feststellung bedarf noch einer endgültigen Absicherung.

Ein Verlauf der Dispersion von Rayleighwellen, der tatsächlich auch einem Schildcharakter entspricht, ergibt sich für Wellenwege, die im Inneren der Tafel liegen. Sie sind einer von SOLLOGUB und Mitarb. (1978) zusammengestellten Monographie entnommen und in Tab. 17 zusammengefaßt worden. Als Ergänzung werden noch die Profile aufgeführt, die im Süden der Tafel nahe dem Schwarzen Meer oder durch das Schwarze Meer hindurch verlaufen. Dort herrschen andere geologische Bedingungen, die sich sehr deutlich in den niedrigeren Dispersionswerten widerspiegeln. Sie sollen nicht weiter diskutiert werden.

Tab. 17 Dispersionsbeobachtungen im Tafelinneren bzw. am Südrand

Profil	Länge [km]	Periode [s]										
		10,0	12,6	15,9	20,0	25,1	31,6	39,8	50,1	63,1	79,4	100
		c [km/s]										
OBN-PUL	639,733	3,15	3,27	3,43	3,62	3,76	3,91	4,01	4,13			
MOS-KIS	1144,448			3,46	3,59	3,71	3,88	4,01				
MOS-SOC	1360,557	3,19	3,25	3,33	3,41	3,57	3,79	3,97	4,09			
PUL-SOC	1911,245	3,24	3,31	3,41	3,54	3,68	3,87	4,02	4,14			
APA-SVE	1833,871			3,39	3,54	3,67	3,88	4,00	4,04	4,12		
MOS-SVE	1424,824			3,41	3,56	3,71	3,89	4,02				
MOS-MINSK	~678	3,30	3,40	3,52	3,61	3,70	3,85	3,95	4,03			
SIM-SOC	472,115						3,87	3,98	4,15	4,22	4,24	
SIM-KIS	467,098						3,60	3,71	3,70	3,74	3,85	3,90
ALU-FEO	84,090				3,18	3,34	3,52	3,65	3,73	3,76	3,86	
ALU-SIM	36,535				3,16	3,44	3,53	3,56	3,61	3,75	3,84	
FEO-SIM	100,129				3,47	3,56	3,75	3,74	3,77	3,78	3,80	

### 2.5.3 Dispersionsvergleich Europa - Antarktika

NEUNHÖFER und Mitarb. (1983) haben im Rahmen einer Untersuchung von Rayleighwellen in der Antarktis auch einen Vergleich mit Ergebnissen aus Europa vorgenommen. Beide Regionen ähneln sich nämlich insofern, als sie den Übergang von alter stabiler Tafel zu jüngeren Rand darbieten. Dies drückt sich in einer Vergleichbarkeit der beobachteten Dispersionskurven zwischen einander sich entsprechenden Trassen aus. Eine Auswahl von solchen Kurven zeigt Abb. 33. Danach sind sich die Trassen PUMO einerseits und nach KNOPOFF und VANE (1978/79) NVSB (Novolazarevskaja-Scott Base) in der Antarktis andererseits als Repräsentanten stabiler Gebiete sehr ähnlich. Das gilt analog für die Beobachtungen am Tafelrand MOKH und MOWA

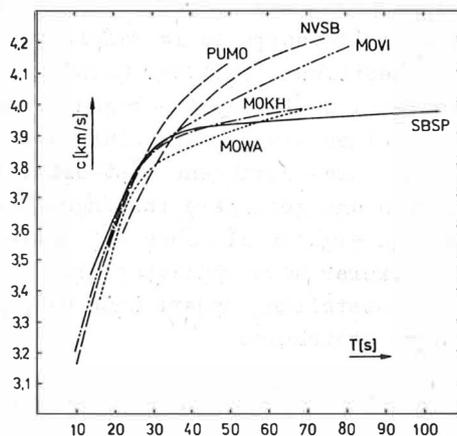


Abb. 33 Dispersionskurvenvergleich Europa mit Antarktis

Fig. 33 Comparison of dispersion curves found for Europe and Antarctica

in Europa sowie SBSP (Scott Base - Südpol) in der Antarktis. Für Europa ist die Diskussion weiter vorn ausführlich erfolgt und kann auf das Profil SBSP, das das sog. Ross - Orogen durchquert, sinngemäß übertragen werden. Die Dispersionskurve MOVI zeigt andererseits die bereits beschriebene besondere Stellung des Böhmisches Massivs. Aus dieser Gegenüberstellung folgt nun, daß sich Dispersionsuntersuchungen über die von KNOPOFF (1972) festgestellte großregionale Diskriminanzaussage hinaus auch nach kleineren Dimensionen hin, d. h. bis zur Längenabmessung von 100 bis 200 km, zur Kennzeichnung des Untersuchungsgebietes bezüglich seiner geotektonischen Stellung eignen.

### 3. Dämpfung von Oberflächenwellen

#### 3.1. Physikalische Grundlagen

Jede seismische Welle wird bei ihrer Ausbreitung abhängig vom zurückgelegten Weg gedämpft. Dabei sind drei Arten zu unterscheiden:

- die geometrische Dämpfung,
- die physikalische Dämpfung und
- der materialbedingte Energieverlust (Dämpfung).

Die geometrische Dämpfung wird verursacht durch eine Veränderung der Wellenfront mit der Entfernung und ist für Oberflächenwellen leicht durch den Faktor  $(R_0 \sin \Delta)^{1/2}$  zu korrigieren ( $R_0$  ist der Radius einer als kugelförmig angenommenen Erde). Die physikalische Dämpfung ist Ausdruck einer Dualität mit der Dispersion. Sie ist in unserem Beispiel von geringer Größenordnung und kann infolgedessen vernachlässigt werden. Es bleibt schließlich noch die materialbedingte Dämpfung, die ihre Ursache in dem anelastischen Verhalten des durchlaufenen Mediums hat und die den eigentlichen Untersuchungsgegenstand dieses Kapitels darstellt. Ebenso wie die Interpretation der Dispersion kann die Bestimmung der Dämpfung Aufschluß über bestimmte, in diesem Fall anelastische Eigenschaften des Untergrundes geben und deshalb für regionale geologische Untersuchungen herangezogen werden.

Verschiedene Autoren benutzen z. T. verschiedene Kenngrößen zur Beschreibung der Dämpfung, die aber nach SCHWAB und KNOPOFF (1972) miteinander in einfacher Beziehung stehen. Ausgehend von einer ebenen, sich in x-Richtung ausbreitenden Welle, deren Verdrückung  $u$  an der Oberfläche im anelastischen Medium durch

$$(43) \quad u = u_0 \exp\{i[\omega t - (\omega/\alpha)x]\}$$

beschrieben wird, ist  $1/\alpha = \frac{1}{c} - i c_2$  die Definition der komplexen phase slowness mit der reellen Phasengeschwindigkeit  $c$  und dem Dämpfungskoeffizienten

$$(44) \quad \gamma = \omega c_2 .$$

$c_2$  wird Phasendämpfung genannt und eignet sich ebenso wie  $\gamma$  zur Beschreibung von Dämpfungsbeobachtungen. Ein weiterer Parameter, der Quality-Faktor  $Q$ , ist mit ihnen mittels

$$(45) \quad Q = \frac{1}{2cc_2} = \frac{\omega}{2\gamma c}$$

verbunden.  $Q$  hat eine sehr anschauliche physikalische Bedeutung, es ist das  $2\pi$ fache

des Quotienten von maximaler elastischer Energie zu Energieverlust beim Durchgang einer Welle durch ein bestimmtes Volumen.

Wenn  $\gamma$  als Materialparameter gemäß den Definitionen (43) und (44) zur Beschreibung der Anelastizität betrachtet wird, so wird vorausgesetzt, daß bei der Berechnung aus beobachteten Amplituden keine Störeffekte vorhanden sind. Das ist mit Sicherheit in praxi nicht der Fall. Es muß davon ausgegangen werden, daß Verfälschungen auftreten; als Ursache kommen in Betracht

- multiple Wellenwege, die zu verschiedenen Beobachtungspunkten unterschiedlich sind,
- gekrümmte Diskontinuitäten zwischen Quelle und Station,
- die Streuung in sehr inhomogenen Medien,
- die Stationsabhängigkeit der Beobachtungen, weil ausschließlich an der Oberfläche gemessen wird, die Energie jedoch abhängig vom Untergrund auf einen ganzen Tiefenbereich verteilt ist,
- der Herdmechanismus.

Ein Teil der Fremdeinflüsse kann durch die Wahl einer geeigneten Methode ausgeschlossen werden. Trotzdem muß vor allem bei relativ kurzen Perioden angenommen werden, daß die Ergebnisse systematisch beeinflußt sind, im Sinne eines Materialparameters also nur eine scheinbare Dämpfung beobachtet wird. So sind alle folgenden Ergebnisse zu verstehen.

### 3.2. State of art

Dämpfungsbestimmungen sind, was die Größe des Untersuchungsgebietes anbelangt, in drei verschiedene Kategorien einzuteilen, in

- globale Beobachtungen,
- Untersuchungen über kontinentale und nur
- über regionale Erstreckungen hinweg.

Nur globale Beobachtungen sind schon mit einer einzigen Station durchführbar. Sie setzen die Aufzeichnungen von sog. Wiederkehrwellen voraus, das sind Oberflächenwellen, die mehrere Male die Erde umrundet haben. Entsprechende Beispiele wurden von SAVARENSKIJ und Mitarb. (1961), BEN-MENACHEM (1965) und ANDERSON und Mitarb. (1965) publiziert. Auf diese Art können vorwiegend längere Perioden - 75 bis 350 s - betrachtet werden, so daß insbesondere die anelastischen Eigenschaften des oberen Erdmantels eingehen.

Die Bestimmung der Dämpfung für Gebiete kontinentaler bzw. regionaler Abmessungen erfordert in den meisten Fällen die Aufzeichnung der untersuchten Erdbeben an zwei oder mehreren Stationen, und man unterscheidet regelrecht zwischen Zwei- und Vielstationen-Methoden. Die Zweistationen-Methode setzt voraus, daß die beiden Stationen und der Herd des betrachteten Erdbebens auf einem Großkreis liegen. Das hat den Vorteil, daß der Herdvorgang ohne direkten Einfluß auf die berechnete Dämpfung bleibt. Mittelt man außerdem noch wie NEUNHÖFER (1979) über Resultate, die mit Ereignissen aus den beiden dann möglichen Azimuten gewonnen worden sind, so heben sich auch die lokalen Effekte aus dem Endergebnis heraus. Außer von dem Autor wurde die Zweistationen-Methode noch von HASEGAWA (1973) angewendet.

Die Vielstationen-Methode muß den Herdvorgang berücksichtigen, und bei manchen Autoren fällt die Dämpfung als Nebenprodukt bei der Überprüfung des Herdmechanismus ab. Unter der Voraussetzung, daß der Herdmechanismus und damit die Abstrahlcharakteristik bekannt sind, haben TSAI und AKI (1969) sowohl  $Q$  als auch das seismische Moment bestimmt. Auf diese Methode beziehen sich auch MITCHELL und Mitarb. (1976) sowie HERRMANN und MITCHELL (1975). Im allgemeinen wird die Abstrahlcharakteristik unabhängig berechnet, oder es werden Aufzeichnungen nuklearer Tests (UKE) wie von BURTON (1974) verwendet, für die eine zirkulare Abstrahlung angenommen wird. Voraussetzung für die sinnvolle Anwendung der Methode von TSAI und AKI ist, daß die Beobachtungen in etwa über den vollen Kreis um den Herd herum verteilt sind. Im Falle einer nur sektoralen Anordnung der Stationen schlagen CORREIG und MITCHELL (1980) die Referenz-Stationen-Methode vor, bei der eine Station Bezug ist, sonst aber ähnlich wie bei TSAI und AKI vorgegangen wird. Im Kern ein wenig damit verwandt scheint das Vorgehen von TRYGGVASON (1965), der, ohne den Herdvorgang zu berücksichtigen, UKE von Novaja Zemlja an europäischen und amerikanischen Stationen vergleicht, um schließlich auf Unterschiede in den Wellenwegen schließen zu wollen.

Einen ersten Schritt hin zur gleichzeitigen Bestimmung von Herdmechanismus und Dämpfung unter Verwendung von Seismogrammen vieler Stationen geht MITCHELL (1975) bei der Untersuchung von UKE. Es wird angenommen, der Herdvorgang entspricht demjenigen einer von einem double couple überlagerten Sprengung. Durch Ausgleich werden dann neben der Dämpfung die Stärke der Explosion und der Anteil des double couple sowie dessen Orientierung bestimmt. Von völliger Unkenntnis über den Herdvorgang gehen schließlich YACOB und MITCHELL (1977) aus, indem sie die Abstrahlcharakteristik  $S$  durch

$$(46) \quad S(\omega, \theta) = 1 + F(\omega) \sin^2(\theta - \theta_0(\omega))$$

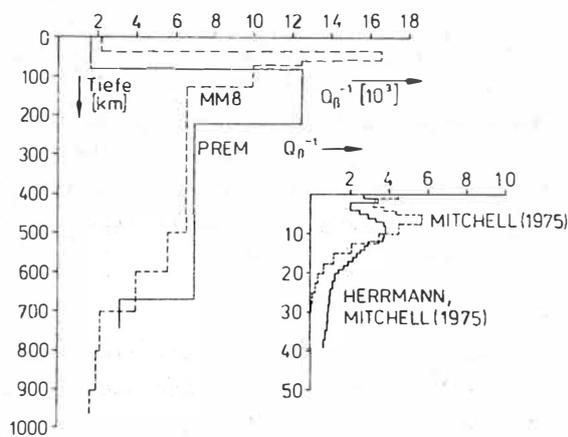
ausdrücken.  $F(\omega)$  reguliert im wesentlichen die Form von  $S$ , d. h., ob sie kreisförmig ist oder aus zwei bzw. vier Keulen besteht. Neben Dämpfung und Moment sind hier noch  $F$  und die Orientierung der Abstrahlung  $\theta_0$  Ausgleichsgrößen.

Relativ neu ist eine Quasi-Einstationen-Methode, die von CHENG und MITCHELL (1981) vorgeschlagen wurde. Sie wird angewendet, wenn Herd und Station in ein und derselben geologischen Einheit liegen. Voraussetzungen für die Anwendung sind die möglichst genaue Kenntnis des Herdvorganges, der Herdtiefe und des Aufbaus des Wellenweges zwischen Herd und Station (Modell von Dichte und Scherwellengeschwindigkeit). Es werden in einem Grund- und höhere Methoden untersucht.

Die bisher vorliegenden Untersuchungen betreffen vor allem die Gebiete Nordamerika, Eurasien und den Pazifischen Ozean. Am umfangreichsten sind dabei die Ergebnisse über Nordamerika, wo Beobachtungen von TSAI und AKI (1969), SOLOMON (1972), HERRMANN (1973), HASEGAWA (1973) sowie HERRMANN und MITCHELL (1975) vorliegen. Unterschiede zwischen dem westlichen und östlichen Teil dieses Kontinents hat MITCHELL (1975) festgestellt. Drei etwas kleinere Gebiete innerhalb der USA haben schließlich CHENG und MITCHELL (1981) untersucht. Von geringerer Zahl sind Dämpfungsbeobachtungen in Eurasien, wo eine Arbeit von YACOB und MITCHELL (1977) existiert, in der allerdings schon zwischen stabilen und jüngeren tektonischen Gebieten unterschieden wird. Angaben zum Schelfgebiet der Barentssee stammen von KIJKO und MITCHELL (1983). Der Pazifik als Ganzes wird von MITCHELL und Mitarbeiter (1976) und Teile davon - Nazca- und Cocos-Platte - von CORREIG und MITCHELL

(1980) untersucht. Ein Vergleich der Ergebnisse für die verschiedenen Gebiete ist prinzipiell insofern interessant, als ähnliche systematische Effekte, wie sie für die Phasengeschwindigkeit von KNOPOFF (1972) gefunden worden sind, erwartet werden können. Leider sind die Ungenauigkeiten bei der Dämpfungsberechnung noch zu groß, so daß Unterschiede selten gesichert sind. Das ist nicht ganz so kritisch im kurzperiodischen Teil (von 10 bis 40 s), wo die Unterschiede relativ am größten zu sein scheinen. Dort ist die ozeanische Dämpfung größer als die kontinentale - s. MITCHELL und Mitarb. (1976). Das zeigt die große Bedeutung gerade dieses kurzperiodischen Teiles für die Untersuchungen.

Das eigentliche Ziel der Dämpfungsbestimmung ist das Aufstellen von Modellen für die Tiefenabhängigkeit von  $Q_\beta$ . Entsprechend der Ungenauigkeit, mit der die Dämpfung von Oberflächenwellen berechnet werden kann, sind diese Modelle nur sehr grob. Dazu gehören die Modelle MM8 und PREM, die in Abb. 34 (a) für die Kruste und den oberen Mantel dargestellt sind. Detaillierte Modelle nur für die Kruste stammen u. a. von MITCHELL



(1975) und HERRMANN und MITCHELL (1975), sie sind im Teil b der Abbildung aufgetragen. Die Details besonders der beiden letztgenannten Beispiele sind, gemessen an der Genauigkeit der Beobachtungsdaten, sicherlich zu umfangreich gewählt.

Abb. 34 Verschiedene Dämpfungsmodelle  $Q_\beta$  aus der Literatur: für Kruste und Mantel links (a), für Kruste allein rechts (b)

Fig. 34 Different models of attenuation  $Q_\beta$  from literature: valid for crust and mantle left (a), crust alone right (b)

### 3.3. Datenaufbereitung zur Dämpfungsbestimmung

Als erstes ist zu entscheiden, welche der Möglichkeiten - Zwei- oder Vielstationen-Methode - auf Grund des vorhandenen Materials und seiner Eigenschaften anzuwenden ist. Der Zweistationen-Methode wird z. B. von MITCHELL und HERRMANN (1975) nachgesagt, sie habe den Nachteil, daß Fehlerabschätzungen schlecht möglich sind. Aus diesem Grunde dominiert in der Literatur die Vielstationen-Methode. Diese Argumentation ist nicht treffend. Wenn die Beobachtungen an einer Vielzahl von Stationen ersetzt werden durch die Auswertung vieler Erdbeben an zwei Stationen, dann sind beide Möglichkeiten bezüglich der Berechnung einer Streuung mindestens formal gleichberechtigt. Beide Methoden haben aber ganz unterschiedliche systematische Fehlerquellen. Für die Zweistationen-Methode kann die a priori vorgegebene Seismizitätsverteilung eine Quelle systematischer Fehler sein. Bei der Vielstationen-Methode hat der Ausgleich in gewisser Weise nur einen formalen Charakter, weil nach der Linearisierung nach zwei oder mehreren Parametern ausgeglichen wird und kein realistisches Modell für die unterschiedlichen Anteile der Fehlerquellen auf die verschiedenen Parameter besteht. So ist es nicht auszuschließen, daß Fehler in einem Parameter auch  $\gamma$  selbst und seine Fehlergrenzen beeinflussen. Wegen

anderer Vorteile, wie der Möglichkeit zur automatischen Eliminierung des Herdvorganges und des Einflusses des Stationsuntergrundes, wenden wir die Zweistationen-Methode an.

Wenn man jegliche Korrektur vernachlässigt, ist der Kern für die Errechnung der Dämpfung

$$(47) \quad \gamma = \frac{\ln A_2/A_1}{\Delta_1 - \Delta_2};$$

wobei  $A_1, 2$  die beobachteten Amplituden und  $\Delta_1, 2$  die Epizentralentfernungen bezogen auf die Stationen 1 und 2 sind. Die eigentliche Aufgabe besteht darin, die  $A_1, 2$  in Abhängigkeit von der Frequenz zu bestimmen. Dazu werden entweder die Ergebnisse der multiplen Filtertechnik oder einer Fourieranalyse herangezogen. Die MFT wird von MITCHELL, HERRMANN sowie deren Koautoren bevorzugt, während die anderen oben zitierten Autoren die  $A_i$  über die FFT berechnen. Prinzipiell ist dazu zu sagen, daß der Algorithmus des MFT glättet, wodurch die Streuung der Ergebnisse gemindert wird. Bei Verwendung der FFT muß die Glättung nachgeholt werden. In der vorliegenden Arbeit wird die Dämpfungs-Frequenz-Abhängigkeit über die FFT berechnet.

Vorausgesetzt, digitale Seismogramme liegen vor, dann werden folgende Schritte absolviert:

- Anpassen der Seismogrammausschnitte auf gleiches Gruppengeschwindigkeitsintervall,
- FFT,
- Bestimmung der kumulativen Amplituden im interessierenden Periodenbereich,
- Wichtung auf gleiche kumulative Amplitude und bezüglich der Azimutübereinstimmung,
- Berechnung der gewichteten Amplitudensumme der Stationspaare für Azimut und Gegenazimut,
- Ableitung der mittleren scheinbaren Dämpfung für Azimut und Gegenazimut und der
- resultierenden scheinbaren Dämpfung.

Die FFT gehört zur Standardsoftware von Großrechnern und muß deshalb an dieser Stelle nicht noch einmal diskutiert werden. Ihr Ergebnis ist eine diskrete Anzahl von Amplitudenwerten  $A_i(\omega_j)$  für die Frequenzen  $\omega_j$ ,  $j = 1, 2, \dots, J$ . Um die Fehler in den Dämpfungswerten so erträglich wie möglich zu halten, müssen die  $A_i$  geglättet werden. Diese Prozedur erfolgt auf verschiedene Art und Weise, infolgedessen kann die resultierende Dämpfung auch unterschiedliche Wertigkeit haben.

Als erstes wird die mittlere Dämpfung  $\bar{\gamma}$  definiert, die aus

$$(48) \quad \bar{\gamma} = \frac{\ln \left[ \frac{\sum_{j=\min}^{\max} A_1(\omega_j)}{\sum_{j=\min}^{\max} A_2(\omega_j)} \right]}{\Delta_2 - \Delta_1}$$

folgt. Sie ist ein mittlerer Wert, der für den Frequenzbereich  $(\omega_{\min}, \omega_{\max})$  gilt. Es ist sinnvoll, (48) als groben Überschlag zu berechnen bzw. dann zu akzeptieren, wenn das untersuchte Frequenzband schmal ist. Das erfordert keinen zusätzlichen Aufwand, da die beiden Summen sowieso immer als kumulative Amplitude für eine spätere Wichtung berechnet werden müssen.

Unter den Möglichkeiten zur Bestimmung der frequenzabhängigen Dämpfung ist zunächst die unkorrigierte Dämpfung  $\gamma_0(\omega_j)$  zu nennen, die direkt aus (47) folgt, indem die Fourieramplituden der Ausgangsseismogramme eingesetzt werden.  $\gamma_0$  streut von allen Varianten am meisten. Eine einfache Verbesserung besteht nun in der gleitenden Glättung der  $A_1$  und  $A_2$  über  $n$  Werte, das Ergebnis ist die geglättete Dämpfung  $\gamma_g^{(n)}$ .  $n$  wird abhängig von dem Streuverhalten der  $A_1$  und  $A_2$  gewählt. Ein Teil der Streuung von  $\gamma_0$  wird dadurch verursacht, daß in dem bearbeiteten Seismogramm mehrere Wellengruppen enthalten sein können (NEUNHÖFER, 1983). Um das auszuschließen, muß die MFT angewendet werden, damit die Gruppengeschwindigkeitskurven der enthaltenen Wellengruppen als Grundlage der Modenelimination bestimmt werden können. Von den an zwei Stationen herausgelösten Moden werden die Fourieramplituden berechnet und in (47) eingeführt. Als Ergebnis wird die Dämpfung der reinen Mode  $\gamma_r$  erhalten. Auch für sie ist nach (48) ein mittlerer Wert  $\bar{\gamma}_r$  errechenbar. Es ist zu beachten, daß insbesondere bei relativ nahen Erdbeben die Modenelimination mit unterschiedlichen Gruppengeschwindigkeitskurven für beide Stationen durchgeführt wird und daß die Herauslösung der untersuchten Mode vollständig bzw. zumindest an beiden Stationen in gleichem Maße erfolgt ist. Die Nichteinhaltung vor allem der letzten Bedingung kann ein wesentlicher Grund für systematische Fehler sein.

Eine generelle Ursache systematischer Fehler besteht darin, daß die Amplituden-Perioden-Kurven zwar annähernd gleich verlaufen, aber in Richtung der Periodenachse gegeneinander verschoben sind. Bei Amplitudenschwankungen führt dies zu beträchtlichen Verzerrungen von (47). Um das zu vermeiden, müssen die beiden Amplitudenspektren so vorverzerrt werden, daß einander entsprechende Extrema bei gleicher Periode liegen. Als Resultat folgt daraus dann die korrigierte Dämpfung  $\gamma_k$ . Schließlich besteht noch die Möglichkeit eines Ausgleiches der  $\gamma_k$  durch ein Polynom zu  $\gamma_a$ .

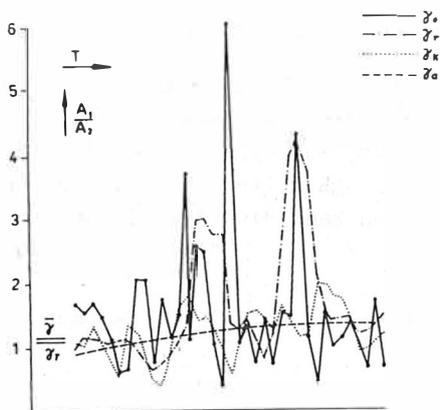


Abb. 35 Beispiel zu den verschiedenen Dämpfungsdefinitionen

Fig. 35 Example concerning the different definitions of attenuation

Sehr günstig ist der Verlauf von  $\gamma_k$ , der sich auch gut ausgleichen läßt. Die Werte  $\bar{\gamma}$  und  $\bar{\gamma}_r$  sind nahezu identisch. Dieser Weg der Bestimmung der Dämpfung ist zu empfehlen, wenn nur ganz wenige Erdbeben zu einer Linie zwischen den Stationen beobachtet werden. Der Aufwand wird wegen notwendiger interaktiver Eingriffe jedoch zu groß, wenn viele Ereignisse für ein Stationspaar vorliegen. Dann wird mehr Bedeutung auf eine statistische Mittelung gelegt, und es werden die  $\gamma_g$  als Ausgang für die Mittelung über alle Ereignisse zugrundegelegt. Dieses Verfahren kann vollkommen dem Rechner übertragen werden und wird darum von uns bevorzugt.

In Abb. 35 werden an einem Beispiel die verschiedenen Arten der Dämpfung demonstriert.

$\gamma_0$  zeigt wie erwartet große Schwankungen, die bei  $\gamma_r$  zurückgegangen sind, aber durch die Periodenverschiebung zwischen den beiden Stationen treten doch noch zwei überdimensionale Überhöhungen auf, die im Prozeß einer Mittelung über viele Ereignisse nicht eliminiert werden können. Sehr günstig ist der Verlauf von  $\gamma_k$ , der sich auch gut ausgleichen läßt. Die Werte  $\bar{\gamma}$  und  $\bar{\gamma}_r$  sind nahezu identisch. Dieser Weg der Bestimmung der Dämpfung ist zu empfehlen, wenn nur ganz wenige Erdbeben zu einer Linie zwischen den Stationen beobachtet werden. Der Aufwand wird wegen notwendiger interaktiver Eingriffe jedoch zu groß, wenn viele Ereignisse für ein Stationspaar vorliegen. Dann wird mehr Bedeutung auf eine sta-

### 3.4. Beobachtung der Dämpfung im Stationsnetz der DDR

Wegen der geringen Abmessungen des Untersuchungsgebietes ist ebenso wie bei Dispersionsbeobachtungen der zu untersuchende Periodenbereich nach oben hin begrenzt, so daß es nur sinnvoll ist, mittelperiodische Aufzeichnungen zugrunde zu legen. Die Folge davon ist, daß der untersuchbare Periodenbereich relativ schmal ist. Er erfährt noch eine weitere Einengung durch die Forderung, daß er in jedem Seismogramm, das in die Berechnung eingehen soll, enthalten sein muß. Auf Grund dieser Überlegungen folgt schließlich, daß es nur zweckmäßig ist, eine mittlere Dämpfung  $\bar{\gamma}$  zu berechnen, und zwar für die Periodenspanne von 15 bis 30 s. Das erhaltene Ergebnis ist dann ein Mittel, welches für die Lithosphäre gültig ist.

Vor einer Darstellung der Ergebnisse sind noch Betrachtungen zur Genauigkeit nötig. Als Fehlerquelle kommt in (48) der Zähler in Betracht. Um sie abzuschätzen, können zunächst nur Werte miteinander verglichen werden, die zu ein und demselben Stationspaar und zu einem Azimut gehören. Alle so erhaltenen Abweichungen werden dann für sämtliche Profillinien und alle Azimute gemeinsam betrachtet, was zu einer gemeinsamen Streuung von  $s = 0,20$  für den Zähler von (48) führt. Zum Vergleich sei ein von HERRMANN u. MITCHELL (1975) umgerechneter Wert von 0,32 genannt, der auf Ungenauigkeiten zurückzuführen ist, die bei der Berechnung der Abstrahlcharakteristik selbst für gut bekannte Herdparameter auftreten können. Man sieht hieran, daß die Zweistationenmethode einen Genauigkeitserfolg bringt.

Für insgesamt 20 Profillinien waren im DDR-Netz Dämpfungsbestimmungen möglich. Die Liste der zugrundeliegenden Erdbeben ist im Anhang 4 zusammengestellt worden. Um den Eindruck von der Zuverlässigkeit der Ergebnisse zusätzlich zu demonstrieren, sind schließlich zu allen Linien die berechneten, geglätteten Seismogrammspektren im Anhang 5 dargestellt worden. Sie gestatten eine letztmögliche Auslese von schlecht konditionierten Ereignissen. Die zulässige Azimutabweichung der Ereignisse kann dann bis  $40^\circ$  angenommen werden. Die  $\bar{\gamma}$  streuen für die einzelnen Profillinien sehr und sind der Größe

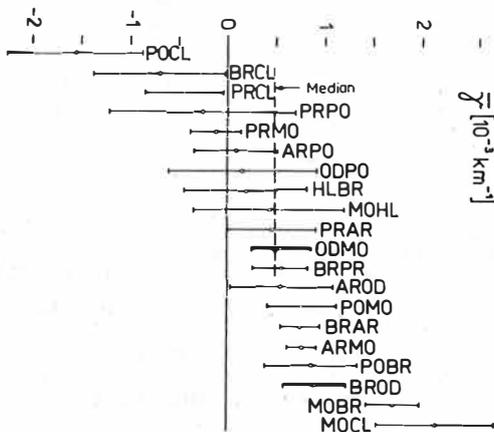


Abb. 36 Mittlere Dämpfung  $\bar{\gamma}$  für alle beobachtbaren Profillinien in der DDR

Fig. 36 Mean attenuation  $\bar{\gamma}$  found for all observed profile lines in GDR

nach in Abb. 36 dargestellt worden. Die angegebenen Fehlergrenzen entsprechen einer 2/3 Wahrscheinlichkeit, sie hängen von der Anzahl der Beobachtungen je Trasse und der Länge des Profils ab.  $\bar{\gamma}$  schwankt innerhalb der genannten Signifikanz beträchtlich. Es werden sogar negative Werte beobachtet. Das bedeutet, daß entlang bestimmter Linien kein Dämpfungs-, sondern ein Verstärkungseffekt auftritt. Dadurch wird die weiter oben bereits ausgeführte Feststellung des scheinbaren Charakters der Dämpfung nochmals deutlich dokumentiert, und es wird auch eine Quelle für die Streuungen, die bei der Mehrstationenmethode auftreten, offenkundig. Die Schwankungen in den beobachteten  $\bar{\gamma}$  können zwanglos erklärt werden, indem gekrümmte vertikale Grenzflächen bzw. ein entsprechend variables Geschwindigkeitsfeld im Untergrund angenommen werden.

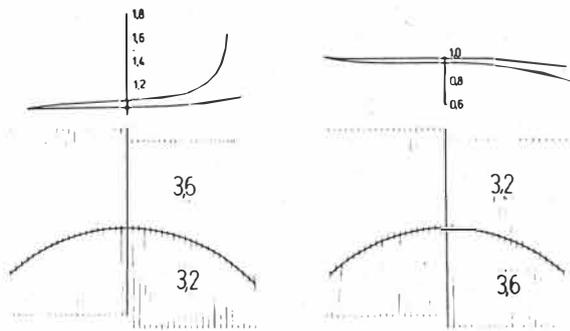


Abb. 37 Wellenwege für einfallende ebene Wellen durch eine kreisförmige, vertikale Diskontinuität für zwei gegensätzliche Geschwindigkeitskontraste, oben Effekt auf Amplituden

Fig. 37 Paths calculated for incident flat waves through a circle-like vertical discontinuity, two different possible velocity contrasts, at top effect on amplitude

Wie in Abb. 37 für ebene Wellen gezeigt wird, führt eine gekrümmte (hier kreisförmige) vertikale Diskontinuität in beiden Richtungen entweder zu einer Fokussierung bzw. Defokussierung, je nachdem, ob die Grenze des Mediums mit der größeren Phasengeschwindigkeit konkav bzw. konvex ist. Der Geschwindigkeitskontrast, welcher dem Beispiel zugrunde liegt, ist geophysikalisch realistisch. Im oberen Teil der Abbildung sind die Verminderungs- bzw. Verstärkungsfaktoren entsprechend der Geometrie des Einfalles angegeben.

Diese Modellvorstellungen sind Grundlage einer qualitativen Deutung der unterschiedlichen  $\bar{\gamma}$  durch unterschiedlichen Bau der Lithosphäre. Um eine solche Interpretation durchführen zu können, stellen wir das Beobachtungsnetz in Abb. 38 dar. Es ist bei einer Interpretation darauf zu achten, daß die Strukturierung der  $\bar{\gamma}$  nicht überbetont wird, deshalb werden nur drei Effekte später diskutiert, nämlich

- der Mittelwert für die DDR
- negative  $\bar{\gamma}$
- sehr starke positive.

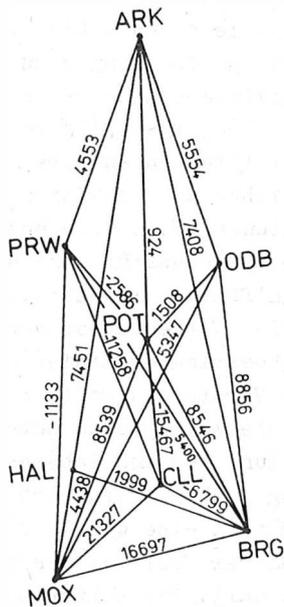


Abb. 38 Mittlere Dämpfungskoeffizienten berechnet für die Profile in der DDR,  $\gamma$  in  $10^{-7} \text{ km}^{-1}$

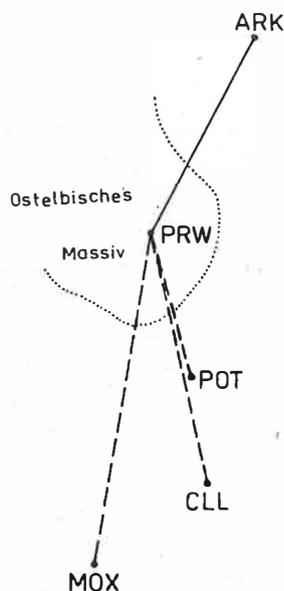
Fig. 38 Mean attenuation coefficients calculated for the profiles in GDR, unit of  $\gamma$  :  $10^{-7} \text{ km}^{-1}$

### 3.4.1. Mittlere Dämpfung für das gesamte Gebiet DDR

Dieser mittlere Wert für die Dämpfung von Rayleighwellen in der Lithosphäre wird auf zweifache Weise abgeleitet, als echter Mittelwert und als Median. Der Median hat insofern eine statistische Berechtigung, da die Abweichungen zwischen dem  $\bar{\gamma}$  nicht zufällig, sondern systematischen Ursprungs sind. Es ergibt sich der Mittelwert  $\bar{\gamma}_{DDR} = 0,0003859$  und der Median  $\tilde{\gamma}_{DDR} = 0,0004950$ . Unter der Annahme einer mittleren Periode von 21,2 s und einer entsprechenden Phasengeschwindigkeit von  $c = 3,7$  km/s folgen  $Q = 104$  bzw. 81. Das sind sehr kleine  $Q$ , vergleichbar mit den Ergebnissen von HERRMANN (1973), aber außerhalb der Konfidenzintervalle der meisten anderen Untersuchungen. KIJKO und MITCHELL (1983) haben allerdings mit einer sehr zuverlässig erscheinenden Methode, die den gesamten Spektralbereich von Grund- und höheren Moden berücksichtigt, für den Barentseeschelf ähnliche niedrige  $Q$  erhalten wie für die DDR. Wir sollten allerdings für das Untersuchungsgebiet DDR davon ausgehen, daß die  $Q$  wirklich nur scheinbaren Charakter haben, weil doch ein Anteil, der auf die starke Gliederung der Lithosphäre zurückgeht, nicht ausgeschlossen werden kann.

### 3.4.2. Negative scheinbare Dämpfung

Eine Verstärkung der Oberflächenwellenenergie tritt vor allem bei Wellenwegen auf, welche die Stationen PRW und CLL enthalten. Für PRW wird der südöstliche Sektor bevorzugt. Die Interpretation sollte auf jeden Fall mit den Ergebnissen von 7.1 konform gehen bzw. diese im Einzelfall noch präzisieren. Unter dieser Voraussetzung liegt der Schluß nahe, daß PRW in einem Geschwindigkeitshoch liegt, das nach Südosten vorwiegend konvex ist. Es werden in Abb. 39 entsprechende Grenzen eingetragen, die dort gezogen werden, wo nach Geologische Karte der DDR, Tektonische Karte, die Umrandung des Ostelbischen Massivs verläuft. Wenn das Ostelbische Massiv als ein Hoch bezüglich der Scherwellengeschwindigkeit in der Lithosphäre ausgewiesen wird, dann müssen an diesen Grenzen gewisse Korrekturen zum Konkaven hin angebracht werden. Anders sind die negativen  $\bar{\gamma}$  im Zusammenhang mit CLL zu klären. Es ist ein Geschwindigkeitsgradient von CLL nach POT und BRG zu postulieren, der wie eine bezüglich CLL konkave Diskontinuität wirkt.



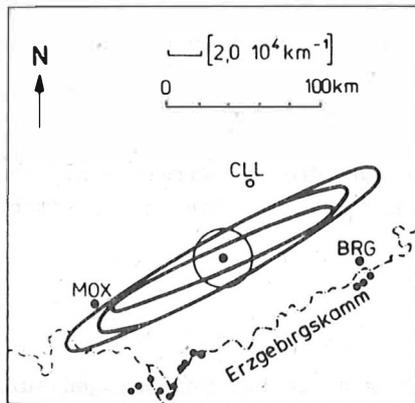
### 3.4.3. Hohe scheinbare Dämpfung, Anisotropie im Dreieck MOX - CLL - BRG

Dieses Problem wurde von NEUNHÖFER (1979) bereits behandelt, weil es eine herausragende Stationskonfiguration darstellt, die mit relativ vielen Erdbeben belegt ist. Es wurde dabei eine andere Art der Generalisierung gewählt, nämlich nicht die Einzelseiten betrachtet, sondern das

Abb. 39 Deutung der scheinbaren Dämpfungen im Zusammenhang mit dem Ostelbischen Massiv (gestrichelt nach Geologische Karte der DDR)

Fig. 39 Interpretation of the apparent attenuation in relation to the position of the Ostelbisches Massiv (dashed after Geologische Karte der DDR)

Gebiet als Ganzes, dem eine Anisotropie der Dämpfung zugesprochen wird. Sie wird als Ellipse dargestellt, wobei der Abstand vom Mittelpunkt den Koeffizienten  $\bar{\gamma}$  für die jeweilige Richtung angeben soll. Für die Seite BRCL wird eine mittlere Dämpfung angenommen (s. Kreis), dann werden drei verschiedene Ellipsen konstruiert für verschiedene Extrema, die für bestimmte Azimute beobachtet worden sind. Das Ergebnis ist in Abb. 40 dargestellt. Interessant ist die Lage der Ellipsen, deren große Halbachsen parallel zum



Streichen des Erzgebirges liegen, das die dominierende tektonische Einheit im Dreieck darstellt. Es wird ein ursächlicher Zusammenhang zwischen der Anisotropie und dem Bau des Erzgebirges angenommen. Es treten demnach senkrecht zum erzgebirgischen Streichen Variationen der Scherwellengeschwindigkeit in der Lithosphäre auf, die in gleicher Weise wie krummlinige Diskontinuitäten wirken.

Abb. 40 Anisotropie der Dämpfung im Dreieck MOX - CLL - BRG

Fig. 40 Anisotropy of attenuation at the triangle MOX - CLL - BRG

### 3.5. Dämpfung entlang ausgewählter Profile

Prinzipiell kann zu allen Profillinien, die im Kap. 2 untersucht worden sind, auch die Dämpfung bestimmt werden. Einzige Voraussetzung dazu ist, daß Beobachtungen mit komplementärem Azimut vorhanden sind. In dieser Arbeit werden zwei prinzipielle Beispiele gegeben.

#### 3.5.1. Profil MOCO \*

Dieses Profil ist deshalb besonders interessant, weil an ihm die Frequenzabhängigkeit der Spektraldichte und beobachtungsferne Fehlerquellen von den mit nördlichem Azimut einfallenden Wellen sehr deutlich demonstriert werden kann.

Dazu ist zunächst die Lage der Herde MOCO 1 bis 4 im Gebiet der Andeanof- und Ratten-Inseln wichtig (Abb. 41). Als Hintergrund ist die Seismizität des erweiterten Herdgebietes eingetragen worden. Daraus ist ersichtlich, daß in dem dargestellten Bereich zumindest im mittleren und östlichen Teil eine Benioff-Zone existiert, die nach Norden hin einfällt. Die Herde haben bezogen auf Moxa ein wenig un-

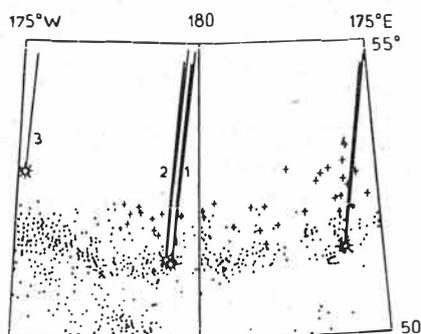


Abb. 41 Herde der Erdbeben MOCO 1 bis 4  
 . flache,  
 + mitteltiefe Erdbebenherde

Fig. 41 Foci of the earthquakes MOCO 1 to 4  
 . flat,  
 + intermediate earthquake foci

\* Code der Beobachtungslinie, weiterhin Bezeichnung des Beispielles - vier Buchstaben und Nummer, Bezeichnung des Seismogramms - vier Buchstaben und Komponente und Nummer.

terschiedliches Azimut, das zwischen  $4,8$  und  $9,9^\circ$  schwankt. Dieser Schwankungsbereich ist gering und durchaus erlaubt. Die relative Lage zur Benioff-Zone ist für die einzelnen Herde unterschiedlich, MOCO 3 liegt davor, MOCO 1 und 2 haben nahezu identischen Herd, der im Zentrum der Seismizitätsstreifen liegt, und MOCO 4 ist am südlichen Rand dieser Zone positioniert. In Abb. 42 sind für die Stationen Moxa und Kopenhagen getrennt die Amplitudenspektren der untersuchten Rayleighwellen dieser Ereignisse dargestellt, wie sie sich aus der FFT mit nachfolgender Glättung ergeben. Danach sind die Spektren von MOCO 3 an beiden Stationen ähnlich. Die Amplitudenschwankungen werden im Kap. 5 durch herdnahe Reflexion erklärt. Der Reflektor könnte am Südrand der seismisch aktiven Zone aus Abb. 41 liegen. Qualitativ ähnlich ist der Verlauf der Spektren MOCO Z 1 und MOCO Z 2, die beide bis auf einen Amplitudenfaktor nahezu identisch sind und nur etwas mehr oszillieren als MOCO 3. Auf sie trifft die gleiche Interpretation zu wie bei MOCO 3. Anders ist jedoch der Verlauf der Spektren von COMO Z 1 und COMO Z 3, wo bei kurzen Perioden eine Überhöhung auftritt. Dieser Verlauf wird nun, wiederum an beiden Stationen, für MOCO 4 beobachtet. Es treten also quantitativ zwei verschiedene Amplitudenkurven auf. Ein Überkreuzvergleich zeigt, daß der Herdvorgang die unterschiedliche Form der Spektren nicht hervorrufen kann und statt dessen eine andere Ursache in Herdnähe gesucht werden muß. Als solche kommt z. B. die Lage zur Benioffzone in Betracht. Liegt der Herd vor bzw. am hinteren Ende der Zone, dann sind die Spektren an den beiden Stationen gleich, für die beiden Herde innerhalb der Zone unterscheiden sie sich an den Stationen. Es besteht also eine gewisse Wahrscheinlichkeit dafür, daß im zweiten Fall in einem begrenzten Periodenbereich eine sehr starke richtungsabhängige Beeinflussung der Oberflächenwellen stattfindet, so daß sich schon ganz kleine Unterschiede in der Abstrahlrichtung auswirken können.

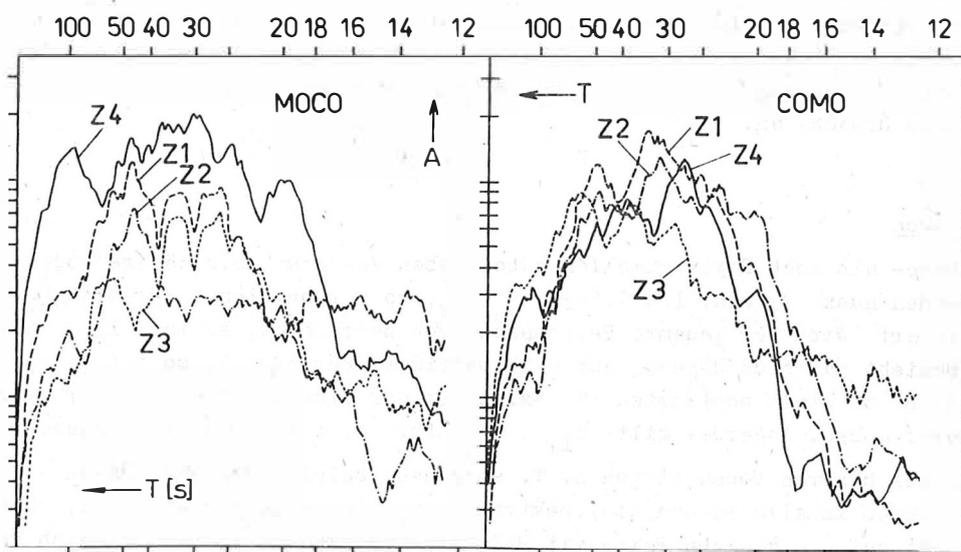
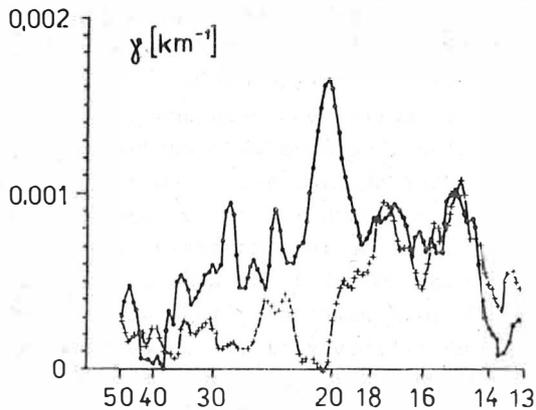


Abb. 42 Amplitudenspektren für MOCO Z 1 bis 4 (links) und COMO Z 1 bis 4 (rechts)

Fig. 42 Amplitude spectra calculated for MOCO Z 1 to Z 4 (left) and COMO Z 1 to Z 4 (right), respectively

Solche Unterschiede sind nicht korrigierbar, sie sind eine Ursache für die starke Streuung der Dämpfungsergebnisse. Sie können also vor einer Mittelung nicht eliminiert werden. In Abb. 43 ist das Endergebnis dargestellt, das unter Ausschluß des im Amplitudenniveau eindeutig abweichenden Be-



bens MOCO 4 gewonnen worden ist. Die starken Schwankungen der Dämpfung sind sicherlich nicht physikalisch reell. Abgesehen vom Bereich kleiner als 20 s liegt die Dämpfung deutlich höher als aus der Literatur bekannt ist. Der Grund dafür, ob scheinbar oder reell, kann nicht angegeben werden, und es gelten die Überlegungen aus dem Abschnitt 3.4.

Abb. 43 Dämpfung für MOCO (.) und MOWA (+)

Fig. 43 Attenuation für MOCO (.) and MOWA (+)

### 3.5.2. Profil MOWA

Der geologische Hintergrund von MOWA entspricht etwa dem von MOCO. Trotzdem sind, wie im Kap. 2 festgestellt wurde, schwache Unterschiede in der Scherwellengeschwindigkeit von Kruste und obersten Mantel vorhanden. Für die Dämpfungsbestimmung stehen effektiv fünf Ereignisse zur Verfügung. Es folgt eine mittlere Dämpfungskurve, die ebenfalls in Abb. 43 eingezeichnet ist. Sie hat in etwa das Niveau, wie es nach der Literatur erwartet werden kann. Interessant ist ein Vergleich der Profile MOCO und MOWA. Nahezu Identität im Periodenbereich von 14 bis 20 s stehen signifikante Abweichungen nach größeren Perioden hin gegenüber. Darin deutet sich eine reale, d. h. nicht rechen-technisch bedingte Ursache an.

## 4. Höhere Moden

Sowohl Love- als auch Rayleighwellen haben neben der Grundmode höhere Moden. Führt man einen Modenindex  $l$  ein,  $l = 1, 2, 3 \dots l_{\max}$ , so werden diese hier mit  $L_l$  bzw.  $R_l$  symbolisiert. Wird der gesamte Periodenbereich betrachtet, so ist  $l_{\max}$  nicht beschränkt. Bezieht man sich dagegen auf eine bestimmte Periode  $T$ , so ist  $l_{\max}$  beschränkt, d. h. zu einem bestimmten  $T$  existiert nur eine endliche, von  $T$  abhängige Anzahl höherer Moden. Außerdem gilt  $c_{l_1} < c_{l_2}$  für  $l_1 < l_2$ . Die Gruppengeschwindigkeitskurven der höheren Moden liegen z. T. sehr nahe beieinander und können sich sogar kreuzen. Da zudem im allgemeinen die spektralen Amplituden sehr klein sind, können höhere Moden nicht auf die gleiche Weise mit MFT und Modenelimination erfolgreich behandelt werden. Das ist schließlich der Grund dafür, daß das Auftreten von höheren Moden als Sekundäreffekt zu betrachten ist. Sie haben aber vor allem aus praktischen Gründen eine nicht unwesentliche Bedeutung. So sind ihre Airyphasen die Ursache für eine ganze Anzahl von besonders ausgeprägten Wellengruppen. Weiterhin treten bei der Existenz von Low-velocity-Zonen im Untergrund Kanalwellen auf, die sich für die Untersuchung solcher Strukturen besonders gut eignen.

#### 4.1. Kanalwellen

Der Begriff Kanalwellen im allgemeinen umfaßt zwei Phänomene, die Kanalwellen im speziellen und sog. Low-velocity-Kanalwellen. Im folgenden soll, wenn nicht anders betont wird, der Unterbegriff verwendet werden. Dann sind Kanalwellen solche Gruppen, die von der Scherwellengeschwindigkeit  $\beta_i$  einer Schicht besonders beeinflusst werden und deren  $c$  und  $u$  dem entsprechenden  $\beta_i$  nahe kommen. Das wird in Abb. 44 deutlich, wo nach NAKANISHI und Mitarb. (1976) für ein realistisches Erdmodell die Gruppengeschwindigkeitskurven dargestellt sind. Es sind bestimmte Niveaus der Gruppengeschwindigkeit ausgeprägt, die einer Anzahl von Airyphasen entsprechen und nach HANKA

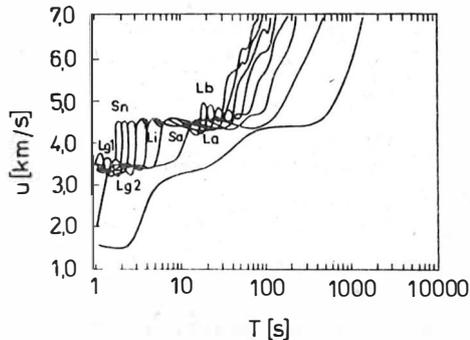


Abb. 44 Ausbildung von Kanalwellen in der Gruppengeschwindigkeitsdarstellung nach NAKANISHI (1976) und HANKA (1982)

(1982) bestimmten, bereits viel früher empirisch erkannten Kanalwellen zuzuordnen sind. Dazu gehören z. B. die Lg1- und Lg2-Wellen, die sich annähernd mit der Geschwindigkeit der Granitschicht ausbreiten. Li,  $S_n$  und Sa bewegen sich mit der Geschwindigkeit, die unmittelbar unterhalb der Moho existiert und Lb mit einer im oberen Mantel dominierenden. Alle diese Wellengruppen sind ein Mixtum aus verschiedenen Moden, deren Phasengeschwindigkeitskurven aber noch deutlich voneinander getrennt sind.

Fig. 44 Formation of channel waves in the group velocity plot after NAKANISHI (1976) and HANKA (1982)

Anders wird das Bild, wenn in Kruste oder Mantel ein Kanal geringer Geschwindigkeit (LVZ) vorhanden ist. Dann zerfallen nach SCHWAB und KNOPOFF (1972) alle Phasengeschwindigkeitskurven in zwei Scharen, die der Low-velocity-Kanalwellen und die der Deckschichtwellen. Erstere breiten sich nur in der Low-velocity-Zone aus, letztere werden vorwiegend von der Bedeckung der LVZ geprägt. Diese Effekte sind für den Fall theoretisch genau untersucht worden, daß sich der Low-velocity-Kanal im oberen Mantel befindet. Ebenfalls bedeutungsvoll für die Praxis sind aber auch Modelle, wo Low-velocity-Zonen in der oberen oder unteren Kruste eingelagert sind, wie es bei NEUNHÖFER und GÜTH (1977), aber

auch bei manchen Tiefenseismikinterpretationen angenommen wird. So wurden die in Abb. 45 dargestellten vergleichbaren Modelle behandelt, die entweder keine (JO39), eine (JO40, JO41) bzw. zwei LVZ (JO42) in der Kruste enthalten. Beim Fehlen einer LVZ deutet sich mit einem relativ geringeren Anstieg in den  $c(T)$ -Kurven zu jedem Geschwindigkeitssprung des zugrunde liegenden Modelles eine entsprechende Kanalwelle an, wie Abb. 46 zeigt. In den beiden Teilen der Abb. 47 sind die Phasengeschwindigkeitskurven für die Modelle JO40 und JO41 dargestellt, die je eine

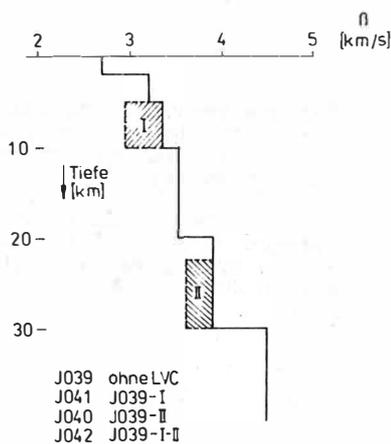


Abb. 45 Modelle mit LVZ in der Kruste

Fig. 45 Models with low-velocity layer in the crust

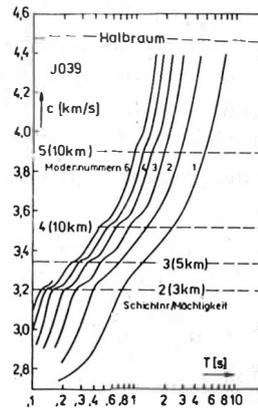
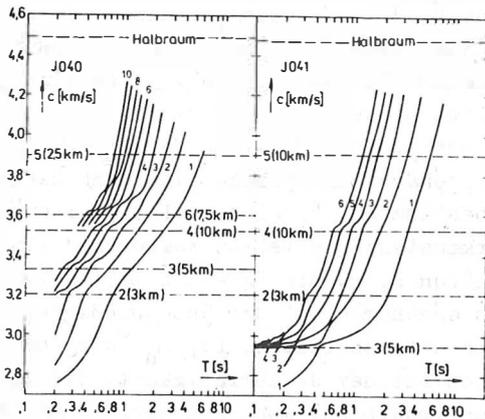


Abb. 46 Phasengeschwindigkeitskurven der höheren Moden zum Modell J039

Abb. 47 dsgl. zu den Modellen J040, J041

Fig. 46 Phase velocity curves of the higher love mode for the model J039

Fig. 47 Same as Fig. 45 but for models J040 and J041

LVZ enthalten. Es bilden sich hier durch Sprung von Mode zu Mode in dieser Darstellung bevorzugt in horizontaler Richtung verlaufend die Familien der LVZ-Kanalwellen und in vertikaler Richtung die Deckschichtwellen heraus. Von ihnen sind letztere an der Erdoberfläche beobachtbar. Ein wichtiges Ergebnis ist das unterschiedliche Auftreten von Kanalwellen in Medien mit und ohne LVZ, indem sie durch eine LVZ nach höheren Moden hin verschoben werden. Die Verschiebungsbeträge sind für unsere Beispiele in Abb. 48 dargestellt.

Daraus folgt die Möglichkeit, bei Kenntnis des Herdvorganges aus dem Periodeninhalte von Kanalwellen auf die Existenz von Low-velocity-Kanälen zu schließen.

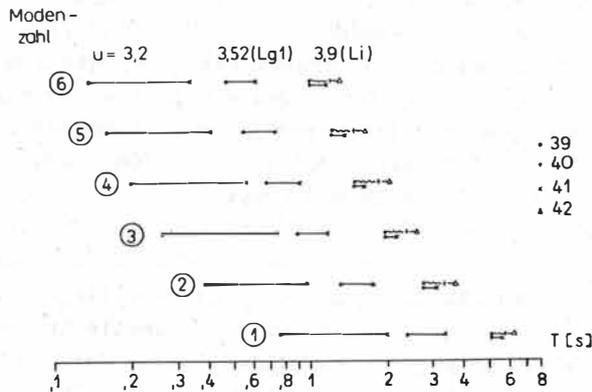


Abb. 48 Periodenverschiebung bei Kanalwellen infolge Low-velocity Zonen in der Kruste, Ergebnisse für die Modelle J039 bis J042.

Fig. 48 Period delay owing to the existence of low-velocity zones in the crust, results for the models J039 to J042

#### 4.2. Zur experimentellen Bestimmung der Phasengeschwindigkeitskurven höherer Moden

Es ist noch zu diskutieren, welche Möglichkeiten bestehen, die Phasengeschwindigkeiten von höheren Moden abhängig von der Periode für ein gegebenes Gebiet experimentell zu bestimmen. Wie bereits erwähnt, liefert die MFT keine guten Resultate. Umso höher sind deshalb die Ergebnisse von NOLET (1974) einzuschätzen, der mit der sog. Frequenz-Wellenzahl-Analyse in einem Array die ersten sechs höheren Rayleighmoden im Periodenbereich von 20 bis 100 s in sehr guter Qualität beobachtet hat. Er geht hierbei von einem Array aus, welches Süd- und Westeuropa einschließlich Skandinavien umfaßt. Das Prinzip dieses Verfahrens besteht darin, daß für jedes Seismogramm der Station  $j$  z.B. mittels FFT das Spektrum

$$(49) \quad W_j(\omega) = \sum_n F_n(\omega) \exp\{ik_n(\omega)\Delta_j + i\phi(\omega)\}$$

berechnet wird.  $n$  ist die Modennummer,  $F_n(\omega)$  das Amplituden- und  $\phi(\omega)$  das Phasenspektrum,  $k_n(\omega)$  die Wellenzahl und  $\Delta_j$  die Epizentralentfernung zur Station  $j$ . Die Resultate werden für Wellenzahlbereich  $\hat{k}$  aufsummiert zum sog. Frequenz-Wellenzahl-Diagramm

$$(50) \quad S(\hat{k}, \omega) = \left| \frac{1}{N} \sum_j W_j(\omega) \exp\{-i\hat{k}\Delta_j\} \right|^2 \\ = \left| \sum_n F_n(\omega) \exp\{i\phi(\omega)\} \cdot R_n(\hat{k}, \omega) \right|^2$$

mit

$$(51) \quad |H_n(\hat{k}, \omega)|^2 = \left| \frac{1}{N} \sum_j \exp\{i(k_n(\omega) - \hat{k})\Delta_j\} \right|^2.$$

$H_n$  ist der sog. Arrayresponse, den es zu untersuchen gilt, um die Eignung eines gegebenen Arrays für die Anwendung dieser Methode zu überprüfen. Er ist, da das Array im allgemeinen unsymmetrisch aufgebaut ist, von der Lage zum Herdgebiet abhängig. Diese Berechnungen werden zunächst für das Stationsarray durchgeführt, welches für die DDR im Kap. 2 beschrieben wurde, sowie für ein lokales Array mit 10 km Durchmesser.

Wir gehen davon aus, daß im DDR-Array höhere Moden von vorwiegend kurzen Perioden von 5 bis 20 s beobachtet werden und definieren einen relativ wahrscheinlichen Herd in Japan. Für die beiden Perioden 10 bzw. 20 s ergeben sich dann für die erste und dritte höhere Mode die in Abb. 49 dargestellten Responses. Zur besseren Interpretation sind

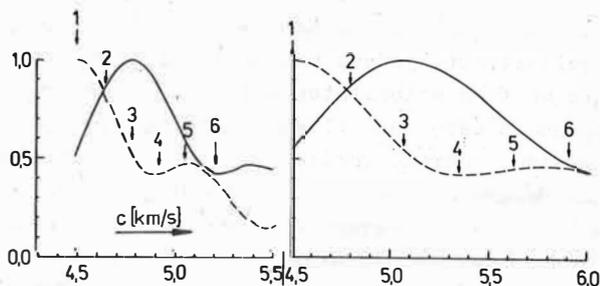


Abb. 49 Arrayresponse für das DDR-Netz bezogen auf ein Erdbeben in Japan,  $T = 10$  bzw.  $20$  s

Fig. 49 Array response of the GDR-network concerning to an earthquake in Japan,  $T = 10$  s and  $20$  s, respectively

die Phasengeschwindigkeiten der ersten sechs Moden, wie sie nach NOLET (1974) folgen, angegeben worden. Man sieht deutlich, daß ein kumulativer Effekt auftritt, ob er aber für eine praktische Nutzung ausreichend groß ist, bleibt offen. Das zweite Beispiel könnte ein lokales Array sein, das um eine Zentrale herum aufgebaut ist und über eine gewisse Zeit hinweg registriert. Als Nutzsignale kommen Nahbeben und Sprengungen in Betracht, der Periodenbereich, welcher überdeckt wird, könnte

vielleicht 0,5 bis 5 s betragen. Ein solches Array mit geometrisch willkürlicher Seismographenanordnung ist in Abb. 50 dargestellt. Für  $T = 1$  s und je ein Ereignis in der Schwäbischen Alb, in Norditalien und der Türkei sind die dazu gehörenden Arrayresponses in Abb. 51 eingetragen worden. Sie sind sehr ähnlich, da die Ausdehnung des Arrays

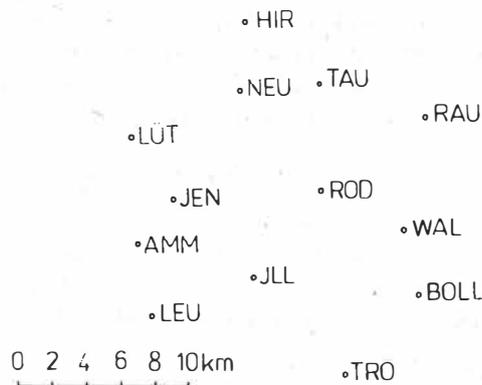


Abb. 50 Gedachtes Kleinarray  
Fig. 50 Small size array supposed

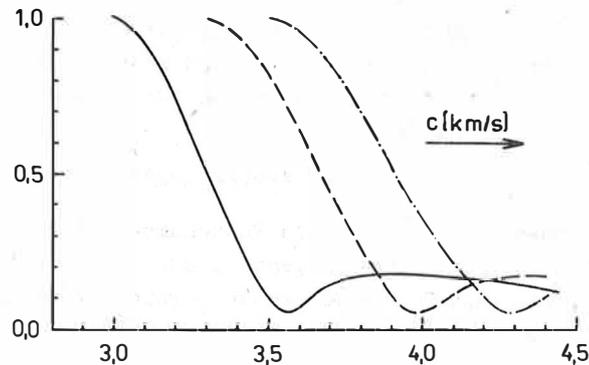


Abb. 51 Arrayresponse des Kleinarrays aus Abb. 50. Ereignis in Schwäb. Alb (—), in Norditalien (---) und in der Türkei (---·)

Fig. 51 Array response of the small size array from Fig. 50. Events are located in Swabian Alb (—), Northern Italy (---), and Turkey (---·)

sehr klein ist im Vergleich zur Epizentralentfernung. Die Flankensteilheit des Response erscheint im Zusammenhang mit der Form der Dispersionskurve in diesem Bereich günstig für eine erfolgversprechende Anwendung dieser Methode zu sein, und es besteht durchaus Aussicht, auf diesem Weg Ergebnisse über den Aufbau der Kruste auch hinsichtlich der Existenz von LVZ dort zu erhalten.

##### 5. Reflexion von Oberflächenwellen

Der Einfluß von Diskontinuitäten auf die Ausbreitung von Raum- oder Oberflächenwellen ist, wie in der Seismologie bekannt, ganz unterschiedlich, je nachdem ob sie vorwiegend horizontal im Sinne einer Schichtung des Mediums oder mit genügend starker vertikaler Komponente angelegt sind. So werden beispielsweise Raumwellen sowohl von horizontalen als auch vertikalen Grenzflächen reflektiert, jedoch mit Routinemethoden kann im Seismogramm eigentlich nur eine Reflexion an Diskontinuitäten mit vorwiegend horizontaler Erstreckung erkannt werden. Im Gegensatz dazu beeinflussen horizontale Grenzflächen bei Oberflächenwellen nur die Dispersion, während vertikale zur Reflexion führen können. Auf Grund dieses Verhaltens sind Raumwellen besonders gut geeignet, die horizontale Gliederung der Erde zu untersuchen, und sie werden auch entsprechend routinemäßig genutzt. Oberflächenwellen dagegen können wertvolle Hinweise über elastische Änderungen an vertikalen Grenzen oder horizontalen Gradientenzonen geben. Begründet durch den notwendigen rechentechnischen Aufwand ist die Untersuchung der Reflexion von Oberflächenwellen noch nicht weit verbreitet, sie ist allerdings, wie gezeigt werden wird, durchaus geeignet, beim Vorhandensein von entsprechender Rechenkapazität als Routinemethode angewendet zu werden.

## 5.1. Aktueller Kenntnisstand

### 5.1.1. Theorie

Die theoretische Behandlung der Reflexion und des Durchlasses von Oberflächenwellen durch eine Diskontinuität ist ein sehr schwieriges Problem, da durch Randbedingungen, die sowohl an horizontalen als auch an vertikalen Grenzen eingehalten werden müssen, relativ komplizierte Symmetrieverhältnisse vorgegeben sind. Vermutlich ist das auch die Ursache dafür, daß die Anzahl von einschlägigen Arbeiten nicht sehr groß ist. Sie wurden von MALISCHEWSKY (1984) eingehend referiert. Danach gehört zu den ersten erfolgreichen Versuchen, das Problem wenigstens näherungsweise für vertikal einfallende Love-Wellen zu lösen, eine von ALSOP (1966) entwickelte Methode. Die Näherung besteht darin, daß die Übergangsbedingungen auf der Diskontinuität nicht exakt, sondern im Sinne der Methode der kleinsten Quadrate erfüllt werden. Eine Anwendung auf Rayleighwellen erfolgte wenig später durch McGARR und ALSOP (1967). Die Verallgemeinerung auf schrägen Einfall geht auf MALISCHEWSKY (1973) zurück, der zudem erstmalig Rayleigh- und Love-Wellen als einheitliches System von Eigenfunktionen betrachtet und so deren gegenseitige Umwandlung berücksichtigen konnte. MALISCHEWSKY (1976, 1977) hat auf dieser Grundlage u. a. die Abhängigkeit des Reflexionskoeffizienten vom Einfallswinkel für bestimmte Modelle berechnet. Eine weitere, entscheidende Verbesserung haben unabhängig voneinander LEVŠIN und JANOVSKAJA (1976), ITS und JANOVSKAJA (1977, 1979a,b) und MALISCHEWSKY (1979, 1980) angebracht, indem im wesentlichen die Stationaritätsbedingung an der Grenzfläche auf den Energiefluß bezogen wurde.

Eine andere Gruppe von Arbeiten geht auf die Strahlentheorie zurück, so z. B. GREGERSEN und ALSOP (1974) für Love-Wellen, ALSOP u. a. (1974) für Rayleighwellen bei senkrechter sowie CHEN und ALSOP (1979) bei schräger Inzidenz. Schließlich hat GREGERSEN (1978) auch die gegenseitige Umwandlung der beiden Arten von Oberflächenwellen ineinander auf diese Weise behandelt. Der Vorteil dieser Methode liegt in ihrer relativen Einfachheit und folglich auch der Schnelligkeit einer Realisierung auf einem Computer.

Schließlich muß noch auf ein halbanalytisches Verfahren von BUKCHIN und LEVSHIN (1980) verwiesen werden, die für ein einfaches Modell bei senkrechter Inzidenz von Love-Wellen Reflexion und Durchlaß bestimmten und dabei auch den Energiewechsel in Raumwellen erfaßt haben.

Eine kritische Einschätzung der praktischen Anwendungen, die mit den theoretischen Verfahren schließlich gemacht worden sind, kommt nicht daran vorbei, daß zwei Arten von Forderungen an die Theorie einander entgegenstehen, nämlich einerseits der Wunsch nach theoretisch strenger Berechnung und andererseits die Anwendbarkeit auf realistische, d. h. komplizierte Modelle bei möglichst schneller Rechnung. Dieser Widerspruch wird sicherlich in Zukunft nur schrittweise abgebaut werden können.

### 5.1.2. Beobachtungsbeispiele

Die Zahl der in der Literatur beschriebenen Beobachtungen über den Einfluß von Diskontinuitäten auf Oberflächenwellen ist ebenfalls gering. Auf Grund des benutzten Materials kann man sie in zwei unterschiedliche Gruppen einteilen, in Untersuchungen mit Daten eines Stationsarrays oder mit den Aufzeichnungen an höchstens zwei Stationen.

Zu den Array-Untersuchungen gehören die von CAPON und EVERNDEN (1971), die für eine feste Periode (40 s) die Coda von langperiodischen Seismogrammen im LASA-Array betrachteten. Mit Hilfe einer speziellen Wellenzahlanalyse wurde eine Reihe von Erdbeben bearbeitet sowie verschiedene Wellengruppen, und deren Einfallssazimut relativ zum Array sind bestimmt worden. BUNGUM und CAPON (1974) haben diese Technik auf das Norsar-Array mit seinen 22 langperiodischen Stationen angewandt. Sowohl für die Periode von 40 s als auch von 20 s stellten sie bei vielen teleseismischen Aufzeichnungen multiple Wellengruppen in der Coda fest. Als mögliche Ursache des sog. Multipathing kommen ihrer Meinung nach Kontinentalränder, kontinentale Bergrücken, aber auch mittelozeanische Rücken in Betracht. Die Komplexität, die durch eine Vielzahl von potentiellen multiplen Wellenwegen hervorgerufen werden kann, sehen sie eingeschränkt, indem für bestimmte Herd-Stationskonfigurationen ähnliche, vergleichbare Wellengruppen auftreten. Dieser Einschränkung sind LEVSHIN und BERTEUSSEN (1979) gefolgt und haben Ereignisse aus dem weiteren Umfeld von Novaja Zemlja am NORSAR-Array genauer untersucht. Es werden von ihnen neben der direkten noch zwei oder drei multiple Wellengruppen nachgewiesen und auch mit Kurven der scheinbaren Gruppengeschwindigkeit belegt. Das ist der einzige bekannte Fall, wo in der Literatur zu verschiedenen multiplen Oberflächenwellen auch die Gruppenlaufzeiten angegeben worden sind. Die Deutung ihrer Ergebnisse durch starke elastische Kontraste in der Barentsee ist möglicherweise etwas spekulativ, wenn ein Einfluß unterschiedlicher Abstrahlcharakteristik für verschiedene Herdgebiete nicht ausgeschlossen werden kann. Das endgültig zu entscheiden, scheint allerdings insofern interessant zu sein, als davon in diesem Falle das Urteil abhängt, ob schon relativ geringe Änderungen der Herdlage wesentliche Modifikationen im Inhalt der Coda hervorrufen können. Eine weitere, sehr spezielle Arbeit stammt von MURPHY und O'BRIEN (1978) zu Beobachtungen im Nevada-Test-Gebiet. Es werden kurzperiodische Rayleighwellen qualitativ diskutiert, deren Ausbildung innerhalb und außerhalb des Las-Vegas-Tales ganz unterschiedlich ist. Die vergleichsweise sehr langen Wellenzüge an Talstationen sollen, wie durch Beamforming gezeigt wird, möglicherweise durch Reflexionen am Talrand bedingt sein, jedoch wird ein denkbarer Einfluß des Untergrundes etwas unterbewertet.

Methodisch weniger einheitlich sind die bekannten, quantitativen Ergebnisse zu unserer Problematik für den Fall, wo Aufzeichnungen von höchstens zwei Stationen interpretiert werden. Am ausführlichsten hat wohl SICHARULIDZE (1978) darüber berichtet. Er gibt eine Anzahl von Seismogrammen an, die im Gebiet des Kaukasus registriert worden sind, und in denen seiner Meinung nach reflektierte Wellengruppen enthalten sind. Seine Betrachtungen beziehen sich auf die AIRY-Phase und ihre Reflexionen. Günstige Voraussetzungen dieser Untersuchungen bestehen darin, daß die registrierenden Stationen nach allen Richtungen hin genügend weit von nichtozeanischer Kruste umgeben sind, so daß die AIRY-Phase auch immer gut ausgebildet ist. Weiterhin sind die Stationen in passender Entfernung von Diskontinuitäten umgeben. Kritisch ist zu bemerken, daß SICHARULIDZE vorwiegend visuelle oder im Detail nicht nachprüfbar quantitative Kriterien verwendet und die Berechnung von Reflexionselementen quasi-eben und nicht sphärisch erfolgt. Neben der Reflexion an Diskontinuitäten spielt im Verständnis des gesamten Wellenvorganges natürlich auch die Transmission von Oberflächenwellen durch die Grenzfläche hindurch eine Rolle. Arbeiten zur experimentellen Bestimmung der Transmission in situ liegen vor von SICHARULIDZE (1978) für Registrierungen im Kaukasus und von GREGERSEN und ALSOP (1974) am Kontinentalrand der amerikanischen Westküste bei Berkeley. Da die Transmission nicht zu besonderen Wellengruppen führt, hat sie im Rahmen dieser Arbeit keine besondere Bedeutung.

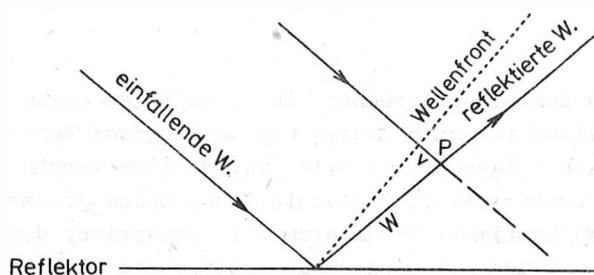
Die Beobachtungen, die den folgenden Untersuchungen zugrunde liegen, werden von einzelnen Stationen geliefert, die soweit voneinander entfernt sind, daß eine Zusammenfassung zu einem Array nicht sinnvoll ist. Wir können deshalb nicht an die zitierte Array-technik anschließen. Auf ein Ergebnis, das wir mit der von uns entwickelten Methode erhalten haben, wurde von MALISCHEWSKY und NEUNHÖFER (1983) hingewiesen. Es ist das Ziel, die dort verwendete Methodik zu beschreiben und zu ergänzen sowie weitere Resultate vorzulegen. Im Gegensatz zu den entsprechenden zitierten Arbeiten soll wenn möglich auf die Periodenabhängigkeit der Reflexion, die ein Hinweis auf die Tiefenerstreckung der reflektierenden Fläche ist, eingegangen werden. Es wird angestrebt, möglichst mehrere Möglichkeiten eines Nachweises von Reflexionen zu kombinieren.

## 5.2. Erkennen von reflektierten Oberflächenwellen

### 5.2.1. Spektrale Auswirkungen

Auch wenn wir die Vereinfachungen, die durch die Anwendung der Strahlenoptik gegeben sind, berücksichtigen, muß je nach der relativen Lage von Beobachtungen zu Diskontinuität zwischen Nah- und Fernfeldeffekt unterschieden werden. Der Übergang zwischen beiden ist fließend und hängt in unserem Fall primär nicht vom physikalischen Vorgang, sondern zunächst von den Eigenschaften der Bearbeitungsmethodik ab. In diesem Sinne kann z. B. eine mögliche Definition für die Zuordnung eines Punktes zum Fernfeld durch die Forderung gegeben sein, daß direkte und reflektierte Welle voneinander getrennt werden können.

Wenn ebene Wellen betrachtet werden, so gilt die in Abb. 52 gezeigte Darstellung. In einem Punkt P, der sich im Abstand a von der reflektierten Fläche befindet, über-



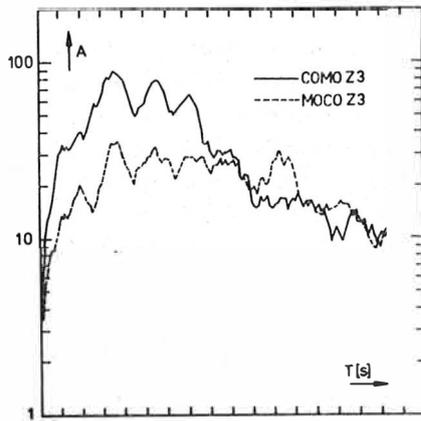
lagern sich einfallende und reflektierte Welle, wobei die reflektierte Welle einen um  $W = w - v$  verlängerten Weg hat.  $W$  bestimmt die Zeitverzögerung der reflektierten gegenüber der direkten Wellen. Wenn sie bei Erdbeben größer als 100 s und bei Steinbruchsprengungen größer als 25 s ist, dann befindet sich P im Sinne der Kapitel 5.2 und 5.3 im Fernfeld.

Abb. 52 Skizze zum Einfall und zur Reflexion ebener Wellen

Fig. 52 Sketch on incidence and reflection of linear waves

Weiterhin ist  $\Phi = Wk + \Phi_0$  die Phasendifferenz zwischen beiden Wellen, mit der Wellenzahl  $k$  und dem Phasensprung  $\Phi_0$  bei der Reflexion. Abhängig von der Phasengeschwindigkeitsdispersion und dem periodenabhängigen Reflexionskoeffizienten wird dann das Spektrum über der Periode oszillieren, indem für  $\Phi = n \cdot 2\pi$ ,  $n = 1, 2, 3, \dots$  Maxima und für  $\Phi = (2n-1)\pi$  Minima zu erwarten sind.

Ein Beispiel für zwei Spektren, die eine solche Deutung zulassen, wird in Abb. 53 gezeigt. Gehen wir davon aus, daß bei  $T = 30, 1, 23, 2, 19, 6$  und  $16, 6$  s Maxima auftreten, so lassen sie sich, wie Tab. 18 zeigt, bei Verwendung der für die DDR geltenden mittleren Phasengeschwindigkeitskurve für Rayleighwellen zwanglos durch eine mittlere Lauf-



wegverlängerung von 350,44 km erklären. Die Abweichung von diesem Mittel ist mit maximal 6,28 km überraschend klein. Das ermutigt uns, die Erklärung der Oszillationen durch eine reflektierte Welle zu akzeptieren und später entsprechend zu interpretieren.

Abb. 53 Spektren für MOCO Z 3 und COMO Z 3  
Fig. 53 Spectra MOCO Z 3 and COMO Z 3

Tab. 18 Interpretation der Maxima der Spektren von MOCO bzw. COMO Z 3

T [s]	c [km/s]	n	2 w [km]	R (COP)	R (MOX)
30,1	3,88	3	350,36	0,285	0,257
23,2	3,74	4	347,07	0,225 0,220	0,222 0,191
19,6	3,64	5	356,72	0,133	0,139
16,6	3,49	6	347,60		

$$\bar{w} = 350,44 \text{ km}$$

### 5.2.2. Autokorrelationsfunktion

Um Wellengruppen, die einem vorgegebenen Muster entsprechen, in einem Seismogramm aufzufinden, kann die Kreuzkorrelationsfunktion zwischen Muster und Seismogramm berechnet werden. Deutliche Extrema dieser Funktion zeigen dann Stellen an, wo eine vergleichbare Wellengruppe enthalten ist. Falls das Muster selbst Bestandteil des Seismogramms ist, wird die Autokorrelationsfunktion (AKF) bestimmt. In unserem Fall entspricht dem Muster eine auf direktem Wege vom Herd zur Station gelaufene Wellengruppe und gesucht ist die reflektierte. Die Autokorrelationsfunktion lautet

$$(52) \quad K_j = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(x_{i+j} - \bar{x}')}{\left[ \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=j}^{N+j} (x_i - \bar{x}')^2 \right]^{1/2}},$$

mit

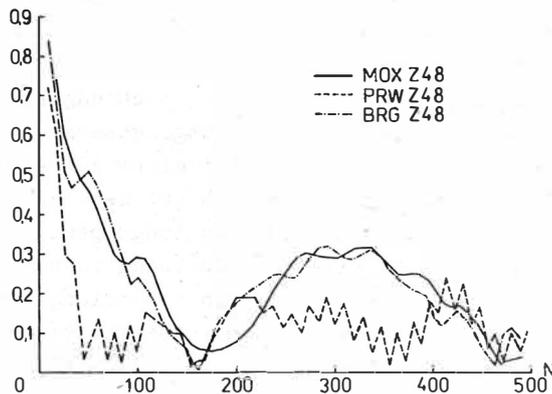
$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i \quad \text{und} \quad \bar{x}' = \frac{1}{N} \sum_{i=j}^{N+j} x_i, \quad N > M.$$

$K_j$  selbst ist wieder eine oszillierende Zeitreihe, die Perioden der Oszillation sind bestimmt vom Verlauf von  $x_i$ . Sie sind kurzperiodisch, und für das Auffinden von Reflexionen ist nur ihre zeitliche Modulation interessant, die durch

$$(53) \quad K_k = |K_j| \quad \text{für} \quad k = j \quad \text{im Falle} \quad (K_{j-1} - K_j) (K_j - K_{j+1}) < 0$$

definiert sei.

Bei der Anwendung auf reale Aufzeichnungen von Oberflächenwellen können im Sinne der geschilderten Methodik Effekte auftreten, die ein erwartetes Ergebnis unsicher werden lassen. Das liegt z. B. daran, daß die direkte und reflektierte Welle unterschiedlich lange Wellenwege haben, die sich auch physikalisch unterscheiden können. Infolge anderer Auswirkungen der Dispersion auf beide Wellengruppen kann sich die Gestalt beider merklich unterscheiden. Noch einschneidender ist die Tatsache, daß der Reflexionskoeffizient periodenabhängig ist, d. h., daß an einer Grenzfläche periodenselektiv reflektiert wird. Beim Vergleich der AKF der Seismogramme mehrerer Stationen von einem



Erdbeben können im Grenzfall die Extrema auf zweierlei unterschiedliche Art und Weise verteilt sein. Sie können für alle Stationen zur selben Zeitverschiebung liegen, dann ist die Ursache in Herdnähe zu suchen. Im anderen Fall ist die Zeitverschiebung von Station zu Station verschieden, die Reflexionsursache befindet sich hierbei in Stationsnähe.

Abb. 54 Beispiel für berechnete Autokorrelationsfunktion

Fig. 54 Example for a calculated autocorrelation function

Ein relativ gutes Beispiel für die Anwendung der Autokorrelationsfunktion zeigt Abb. 54. Es sind für ein bestimmtes Beben die Aufzeichnungen von drei Stationen bearbeitet worden. Zumindest für zwei davon wird bei etwa 300 s Zeitverzögerung deutlich ein Maximum angezeigt, was eine sekundäre Wellengruppe erwarten läßt. Eine genaue Deutung dieses Beispiels wird später im Zusammenhang erfolgen.

### 5.2.3. Verschiedene Gruppengeschwindigkeitskurven auf Grund multipler Filterung

Über die Methoden, die Gruppengeschwindigkeitskurven für bestimmte Wellengruppen aus dem Seismogramm heraus zu bestimmen, wurde in Kap. 2.2. ausführlich berichtet. Dort ging es letztendlich aber nur darum, die Grundmode der Rayleighwellen zu bearbeiten, und die Gruppengeschwindigkeitskurve war nur ein Hilfsmittel, eine bestimmte Mode über den gesamten Periodenbereich zu verfolgen. Die Aufgabe, reflektierte Wellen zu erkennen, nutzt die entwickelten Hilfsmittel wesentlich mehr aus, indem neben der Grundmode auch noch bedeutend schwächere Wellengruppen erkannt und im Periodenbereich festgelegt werden. In Abb. 55 sehen wir ein ausgewähltes Beispiel für die Anwendung dieser Methode. Ohne auf geophysikalische Hintergründe einzugehen - das erfolgt im Abschnitt 5.4.3. -, wollen wir uns darauf beschränken, daß neben der Grundmode  $R_1$  über einen gewissen Periodenbereich noch zwei weitere Wellengruppen festgestellt werden, die mit wesentlich langsamerer, scheinbarer Gruppengeschwindigkeit gelaufen an der seismischen Station eintreffen.

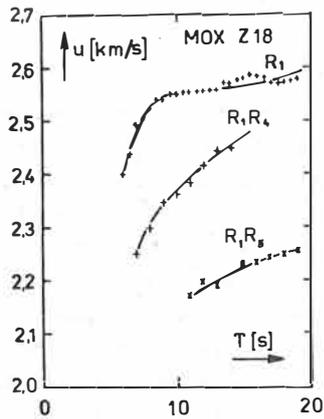


Abb. 55 Verschiedene Gruppengeschwindigkeitskurven, erhalten nach multipler Filterung

Fig. 55 Different group velocity curves found by multiple filtering

#### 5.2.4. Extraktion einer einzelnen Wellengruppe

Die Möglichkeit, eine Wellengruppe, deren Gruppengeschwindigkeitskurve bekannt ist, aus einem digitalen Seismogramm zu extrahieren, wurde im Abschnitt 2.2.2.4 theoretisch diskutiert. Die Herauslösung sowohl der Grundmode als auch reflektierter Wellengruppen stellt eine Anwendung der dort entwickelten Prozedur dar. Hierbei kann gezeigt werden, wie aufschlußreich dieses Vorgehen sein kann, indem Wellengruppen, die visuell als solche nicht erkennbar sind, doch noch getrennt dargestellt und weiter interpretiert werden können. Ein gutes Beispiel dafür zeigt Abb. 56, das die Aufzeichnung eines Erdbebens mit Herd in Südamerika an der Station Moxa enthält. In dem Ausgangsseismogramm (oben) würde man bei oberflächlicher Betrachtung zwei Wellengruppen mit einer AIRY-Phase bis 9,5 bzw. 14,5 min nach dem Zeichnungsbeginn vermuten, die aber doch unterschiedlich vorherrschende Perioden haben. In Wirklichkeit sind tatsächlich zwei Wellengruppen in dem Seismogramm enthalten, die in der zweiten und dritten Zeile der Abbildung zu sehen sind. Diese Aufspaltung demonstriert deutlich den Wert einer derartigen Behandlung. Ganz unten ist noch der Rest des Seismogrammes, der nach dem Herauslösen der beiden Wellengruppen übrigbleibt, dargestellt; er enthält höchstens noch schwache, weitere Wellengruppen.

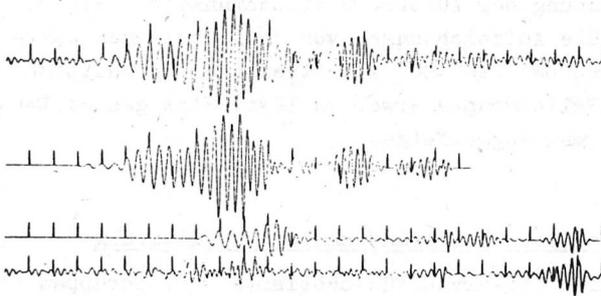


Abb. 56 Extraktion verschiedener Wellengruppen von oben nach unten: Ausgangsseismogramm, Rayleigh-Grundmode direkt, reflektiert, Seismogrammrest

Fig. 56 Extraction of different wave groups from top to bottom: original seismogram, Rayleigh fundamental mode direct path, reflected, seismogram, remainder

### 5.3. Geophysikalische Deutung

Nehmen wir an, die im Kapitel 5.2. skizzierten Prozeduren haben zu einem positiven Ergebnis geführt, dann muß sich unmittelbar eine geophysikalische Interpretation anschließen. Im einzelnen ist zu klären

- wo ein verspätet eintreffender Wellenzug reflektiert wird,
- wie groß das Verhältnis der Amplitude von reflektierter zu direkter Welle und
- in welcher Weise dieses Verhältnis frequenzabhängig ist.

Wenn Beobachtungen benutzt werden, die von ausreichend vielen über die gesamte Erdoberfläche verteilten Stationen geliefert werden, könnte als Endresultat eine Kartierung stehen, welche die auf der Erde vorhandenen vertikalen Diskontinuitäten erfaßt. Es sind

Angaben zur "elastischen Tiefe" der Diskontinuität zu erwarten, und auch Störungen, die an der Erdoberfläche verdeckt sind, können erkannt werden.

### 5.3.1. Reflektierende Diskontinuität

Strenggenommen kann natürlich nicht die gesamte Diskontinuität als Fläche bestimmt werden, sondern aus jeder Beobachtung folgt höchstens ein Referenzpunkt an der Oberfläche. Viele solcher Punkte ergeben eine Referenzlinie, welche die Lage der eigentlichen Diskontinuität beschreiben soll. Die Bestimmung eines Reflexionspunktes geht davon aus, daß aus einem seismischen Bulletin die Epizentralentfernung  $\Delta_i$  und aus der Datenbearbeitung die periodenabhängige Laufzeit  $\tau_i(T)$  der direkten Welle bzw. die mittlere Gruppengeschwindigkeit  $u_i(T)$  folgt. Eine weitere Beobachtungsgröße ist die Laufzeitverlängerung  $\delta\tau_{ij}(T)$  für eine reflektierte Wellengruppe  $j$ . Es wird nun angenommen, daß  $u_i(T)$  auch genügend gut die mittlere Gruppengeschwindigkeit annähert, die für den gesamten Weg der reflektierten Wellengruppe gilt, so daß die Verlängerung des Laufweges der reflektierten im Vergleich zur direkten Oberflächenwelle aus

$$(54) \quad \delta\Delta_j(T) = \delta\tau_{ij} \cdot u_i(T)$$

folgt. Potentielle Reflexionspunkte liegen nun auf einer Linie, die als geometrischer Ort aller Punkte verstanden wird, für die die Summe der Abstände von Herd und Station gleich

$$(55) \quad D_i = \Delta_i + \delta\Delta_j(T)$$

beträgt. Das ist eine "Ellipse" auf der Erdkugel.  $D_i$  kann sowohl aus physikalischen und scheinbar auch aus Genauigkeitsgründen von der Periode abhängig sein. Der Einfachheit wegen verwenden wir einen Mittelwert, der für den beobachteten Periodenbereich gilt. In der Bestimmung dieser Kurve unterscheiden wir uns von SICHARULIDZE (1978). Dieser geht von der AIRY-Phase aus, für die er einige feste Gruppengeschwindigkeiten entsprechend einiger zugrunde liegender Modelle vorgibt. Das ist für uns nicht praktikabel, da eine Typisierung der Wellenwege zur Station *moxa* hin nicht sinnvoll ist.

### 5.3.2. Schätzung des Reflexionskoeffizienten

Je nachdem, ob sich der Beobachtungspunkt im Fern- oder Nahfeld befindet, kann der Reflexionskoeffizient  $R$  auf ganz unterschiedliche Art und Weise abgeschätzt werden. Nach der Wellentheorie ist  $R$  von der Periode abhängig. Seine exakte experimentelle Berechnung setzt voraus, daß sowohl die direkte Wellengruppe als auch die reflektierte unverfälschte als Zeitreihe  $x_i$  bzw.  $\xi_i$  bekannt sind. Das ist nur im Fernfeld annähernd realisierbar, und zwar durch eine Herauslösung der verschiedenen Wellengruppen aus der Ausgangszeitreihe, worauf schon eingegangen worden ist. Die Berechnung von  $R(T)$  kann dann nach dem in Abb. 57 dargestellten Blockbild erfolgen.

Danach wird aus den beiden Teilseismogrammen  $x_i$  und  $\xi_i$  das jeweilige Fourierspektrum  $A_{1j}$  und  $A_{2j}$  berechnet. Es ist ziemlich rau und muß geglättet werden. Anschließend ist es möglich, aus dem Quotienten der beiden Spektren qualitative Angaben über die Tiefenwirksamkeit der reflektierenden Diskontinuität zu machen, indem die periodenabhängige Eindringtiefe (s. Kap. 2.3) und der Verlauf des Quotienten miteinander verglichen werden. Die Aussage auf Grund des bevorzugt reflektierten Spektralbereiches sollte sich

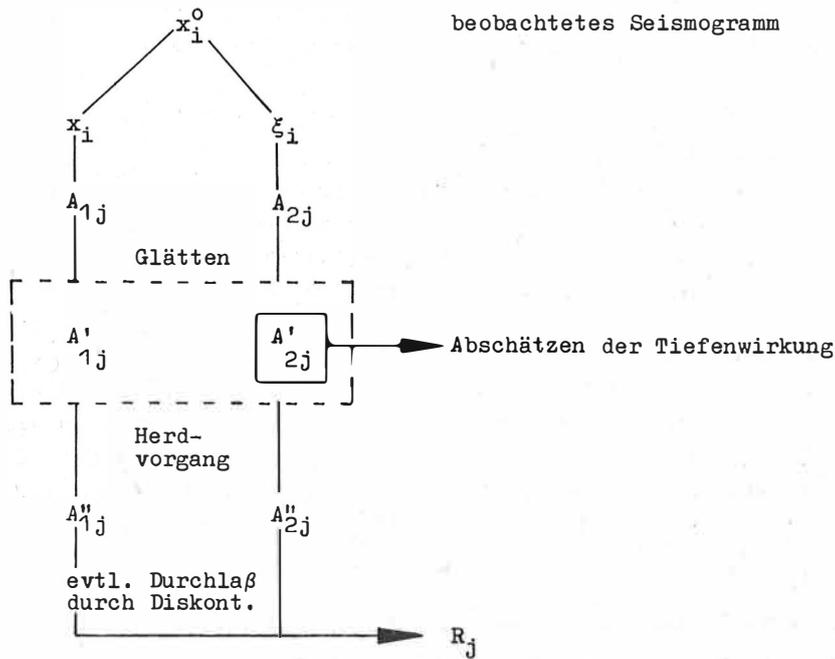


Abb. 57 Blockbild zur Abschätzung der Reflexion von Oberflächenwellen

Fig. 57 Scheme for estimating the reflection of surface waves

darauf beschränken, ob die Diskontinuität vorwiegend in der oberen oder unteren Kruste, im Bereich der MOHO oder im oberen Mantel wirksam ist.

Um den Reflexionskoeffizienten wirklich exakt zu berechnen, müssen einige Fehlerquellen ausgeschlossen werden. Dazu gehören

- der unterschiedliche Einfluß der Abstrahlcharakteristik (s. BEN-MENAHEM, 1961) auf die direkte Welle, der besonders in der Nähe der Knotenazimute stark ist, und u. U.
- die Tatsache, daß auch die direkte Welle durch die Diskontinuität beeinflusst wurde.

Daraus resultiert die Notwendigkeit, vor einer Berechnung von  $R$  genau den Herdmechanismus und die daraus resultierende Abstrahlcharakteristik zu bestimmen, was die Grundaufgabe weiter kompliziert. Um die zweite Fehlerquelle abschätzen zu können, müssen wir den Zusammenhang zwischen Durchlaßkoeffizient  $D$  und  $R$  kennen. Einer exakten Bestimmung dieses Zusammenhanges stehen zunächst zwei Gründe entgegen. Zum ersten sind die Orte des Durchlasses und der Reflexion der beiden am Beobachtungsort ankommenden Wellengruppen nicht identisch, und weiterhin gilt nach GREGERSEN und ALSOP (1974) für Oberflächenwellen an einem festen Punkt der Diskontinuität die Bedingung  $D^2 + R^2 = E^2$ ,  $E^2 \neq 1$ . Um uns überhaupt im konkreten Fall gewisse Vorstellungen machen zu können, wollen wir diese Einwände negieren, dann gilt

$$(56) \quad R = E \frac{A_2}{A_1} \left[ 1 + \left( \frac{A_2}{A_1} \right)^2 \right]^{-1},$$

woraus unmittelbar folgt, daß die Korrektur merkliche Ausmaße annehmen kann.

Im Nahfeld, wenn die reflektierte Wellengruppe nur im Spektrum sichtbar ist und nicht als Zeitreihe dargestellt werden kann, folgt aus den Extrema der Spektren eine Schätzung der Reflexionskoeffizienten nach

$$(57) \quad R = \frac{a - 1}{a + 1},$$

wobei  $a$  das Verhältnis eines maximalen Wertes zu einem benachbarten minimalen ist. Da wir die Spektren im allgemeinen mittels eines Rechteckfensters glätten, sind die so errechneten  $R$  etwas zu klein.

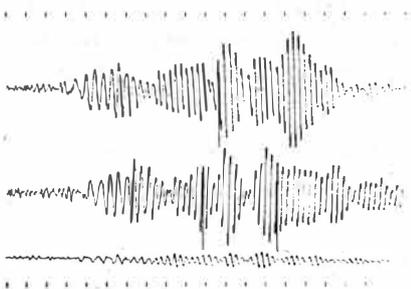
All diese Einschränkungen lassen es ratsam erscheinen, in dem Blockbild der Abb. 57 nur bis zur Berechnung der einfach gestrichenen  $A_j$  vorzuschreiten, die Abschätzung der Tiefenwirkung anzustreben und präzise Aussagen über den Kontrast an der Diskontinuität durch andere Methoden zu suchen.

#### 5.4. Beispiele

Die beschriebenen Möglichkeiten der Erkennung und Deutung von multiplen, d. h. insbesondere von reflektierten Wellengruppen müssen an Beispielen getestet werden, um ihre Wirksamkeit bzw. Zuverlässigkeit zu überprüfen. Dazu werden einige Ereignisse ausgesucht, deren Daten in A 4 enthalten sind. Die Beispiele sind vorwiegend mit Seismogrammen vom Typ B, ausnahmsweise vom Typ C registriert worden und wurden relativ willkürlich ausgewählt, so daß eine objektive Beurteilung möglich ist. Sie werden im folgenden zunächst einzeln diskutiert.

##### 5.4.1. Erdbeben 48

Der Herd liegt auf dem Mittelatlantischen Rücken. Der Wellenweg ist vorwiegend ozeanisch, d. h. die Gruppengeschwindigkeitskurve steigt bei kurzen Perioden stark an und verläuft bei mittleren und langen Perioden relativ flach. Dadurch wird das Seismogrammbild so geprägt, daß keine ausgesprochene AIRY-Phase entsteht. Der Wellenzug ist statt dessen ziemlich langgestreckt, und die vorherrschende Periode ändert sich nur langsam mit der Zeit. Das ist deutlich in Abb. 58 zu sehen, in der die betrachteten Seismogrammschnitte für die Stationen MOX, BRG und PRW



eingezeichnet sind. Die Autokorrelationsfunktionen wurden bereits weiter oben in Abb. 54 gezeigt. Ihr Verlauf wird bestimmt von einem Maximum bei etwa 315 s Zeitverschiebung für MOX und BRG. Es wird durch eine sekundäre Wellengruppe hervorgerufen, die auch mit der multiplen Filtertechnik gefunden wird. Das bestätigt Abb. 59, in der die entsprechenden Ergebnisse (Grund- und reflektierte Mode) für die beiden

Abb. 58 Untersuchte Seismogramme Erdbeben 48 (von oben nach unten: MOX, BRG, PRW), Zeitmarkenabstände wie in den entsprechenden folgenden Abb.: 30 s

Fig. 58 Records investigated from earthquake 48 (from top to bottom: MOX, BRG, PRW), interval between time marks: 30 s (the same as in the following similar Fig's)

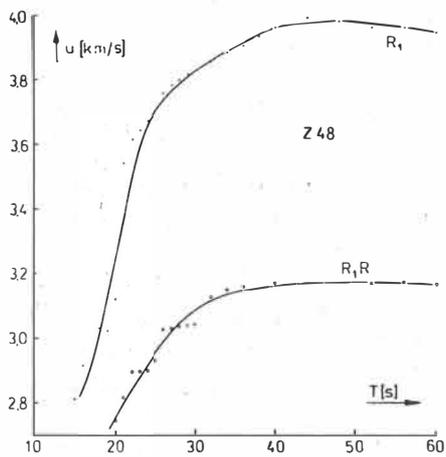


Abb. 59 Scheinbare Gruppengeschwindigkeiten für direkte und reflektierte Wellengruppen

Fig. 59 Apparent group velocities for the direct and reflected wave groups

MOX und BRG einerseits und PRW andererseits können wir annehmen, daß die Reflexion näher an den Stationen als am Herd erfolgt, so daß der in Abb. 60 gewählte Kartenausschnitt ausreichend ist. Entsprechend der unterschiedlichen Ableitung sind zwei Scharen von Ellipsenabschnitten zu unterscheiden. Das innere Tripel folgt aus den Ergebnissen der AKF, das Reflexionselement RE liegt danach etwa zwischen Dänemark und dem Süden der Skandinavischen Halbinsel. Im Vergleich dazu etwa 200 km weiter nördlich müßte die Reflexion erfolgen, wenn die beiden äußeren Ellipsenabschnitte, die aus der MFT basieren, zugrunde gelegt werden. Eine weitere Approximation von RE ist noch möglich, wenn wir um die Station Kreise schlagen, die die halbe Wegverlängerung als Radius haben. RE ist dann mit Hilfe eines Ortungsprogrammes nach MAAZ und NEUNHÖFER (1982) zu bestimmen. Ein so gewonnenes Resultat ist als RE 48 ebenfalls in Abb. 60 eingetragen worden. Alle drei Näherungen legen nahe, daß als Reflexionsort die Südgrenze des stabilen Baltischen Schildes in Betracht kommt.

Eine Abwägung der Qualität der drei Näherungen spricht, selbst wenn man Vorbehalte dagegen als berechtigt ansieht, für die AKF als Hilfsmittel zur Bestimmung des Reflexionselementes. Die sekundäre Wellengruppe enthält noch ziemlich lange Perioden.

Tab. 19 Auswertedaten der reflektierten Welle zum Erdbeben 48

	MOX	BRG	PRW
AKF: Zeitverzögerung	≈ 315 s	≈ 315 s	≈ 210 s
Wegverlängerung	1244 km	1244 km	830 km ( $u_0=3,95$ )
MFT: Zeitverzögerung	421 s	384 s	-
Wegverlängerung	1662 km	1513 km	-

zunächst betrachteten Stationen mit übereinstimmender Zeitverschiebung eingezeichnet worden sind. Abweichende Resultate liefert in jedem Fall die Station PRW. Zu anderen Verschiebungszeiten treten bei ihr in der AKF zwei schwächere Maxima auf, und folgerichtig läßt sich die für MOX und BRG aufgestellte Geschwindigkeitskurve der sekundären Wellengruppen nicht bestätigen. Wir gehen davon aus, daß das erste der beiden Maxima vergleichbar ist, infolgedessen müßte die Reflexionsursache näher an PRW als an den beiden anderen Stationen liegen. In der Tab. 19 sind zum Vergleich die mit beiden Methoden erhaltenen Verzögerungszeiten bzw. die daraus mit  $u_0$  abgeschätzten Wegverlängerungen der reflektierten Welle zusammengestellt. Es zeigt sich, daß die Ergebnisse in nicht zu vernachlässigender Weise differieren. Sie sind aber ausreichend, um die Lage des reflektierenden Elements entsprechend Abschnitt 5.3.1. zu approximieren. Wegen des deutlichen Unterschiedes zwischen

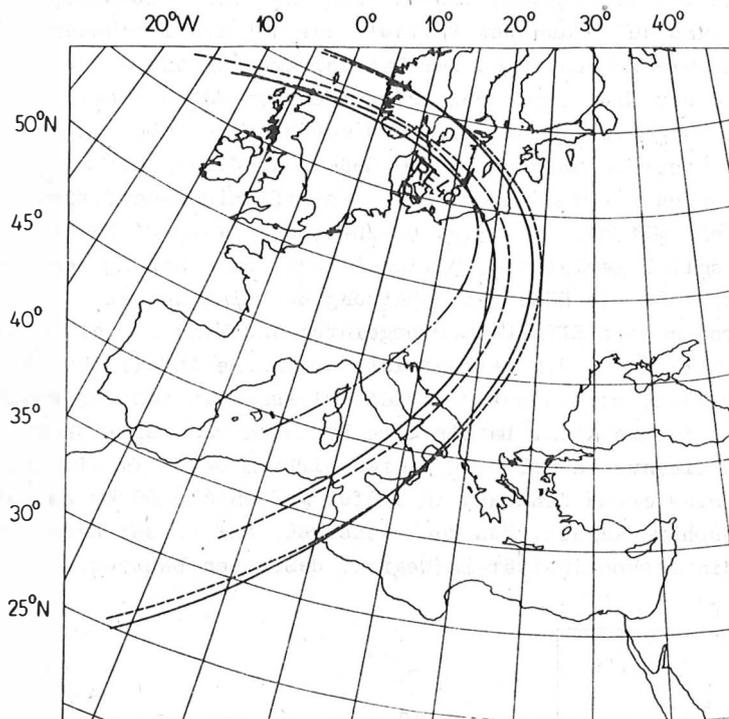


Abb. 60 Konstruktion der Reflexionselemente  
Fig. 60 Construction of the reflecting elements

Daraus folgt, daß die Quellen der Reflexion noch in den oberen Mantel hineinreichen, d. h., daß die Existenz oder Nichtexistenz bzw. die Ausprägung des im oberen Mantel gelegenen Asthenosphärenkanals als Ursache in Betracht kommt. Tatsächlich haben nach KNOPOFF (1972) Schildgebiete keinen derartigen Kanal, was auch geotektonisch unsere Beobachtungen erklärt.

#### 5.4.2. Erdbeben 50

Der Weg der Oberflächenwellen vom Herd dieses Bebens bis zu den betrachteten Stationen in der DDR ist vergleichbar, aber nicht identisch mit dem in 5.4.1. besprochenen. Der visuelle Eindruck von der Oberflächenwellenaufzeichnung ist folglich für beide Ereignisse ähnlich, was ein Vergleich der Abb. 61 mit 58 zeigt. In beiden Fällen treten Amplitudenmodulationen auf, die nun auch für das vorliegende Beispiel genauer untersucht werden sollen.



Abb. 61 Untersuchte Seismogramme Erdbeben 50  
(von oben nach unten: MOX, BRG, POT)  
Fig. 61 Investigated seismograms of earthquake 50  
(from top to bottom: MOX, BRG, POT)

Als erstes wird die multiple Filtertechnik angewendet, deren Ergebnis in Abb. 62 dargestellt ist. Es sind eindeutig zwei Wellengruppen nachweisbar, die di-

rekte  $R_1$  und eine reflektierte  $R_1R$ . Unabhängig davon wird die in Abb. 63 aufgetragene Autokorrelationsfunktion betrachtet, von der wir die beiden absoluten Maxima, die für MOX und BRG auftreten, und auf Grund des Verlaufs der AKF ein schwächeres für POT einander zuordnen. Die entsprechenden Werte der Zeitverzögerung und Wegverlängerung enthält Tab. 20. Auf Grund der Ergebnisse der MFT wurden für MOX die beiden Wellengruppen  $R_1$  und  $R_1R$  getrennt dargestellt, das Ergebnis wurde weiter oben in Abb. 56 bereits gezeigt und bezüglich seiner rechentechnischen Bedeutung diskutiert. Durch die Herauslösung beider Wellengruppen ist die Abschätzung des Reflexionskoeffizienten (mit allen Einschränkungen) möglich. Mit der in 5.3.2. beschriebenen Methode folgt die in Abb. 64 eingezeichnete, nachträglich geglättete, periodenabhängige Näherung des Korrelationskoeffizienten. Es überrascht die Höhe der Schätzung bei Eins im maximalen Plateau. Sie ist wahrscheinlich durch andere Effekte hervorgerufen und kann nur als scheinbar angesehen werden. Das Wesentliche an dem Verlauf ist der rasche Abfall für  $T < 25$  s bei einer Grenzperiode von 23 s, woraus auf die Tiefenwirksamkeit der verursachenden Diskontinuität geschlossen werden kann. Da kleinere Perioden von der Diskontinuität nicht beeinflußt werden, muß sie nur in größeren Tiefen wirksam sein. Im Einklang mit Abb. 8 ist der verursachende elastische Kontrast in Tiefen größer als 60 km zu suchen, also im Bereich des Asthenosphärenkanals. Man kann annehmen, daß dieser Kanal im Stationsgebiet existiert und die Diskontinuität im Wegfall desselben besteht.

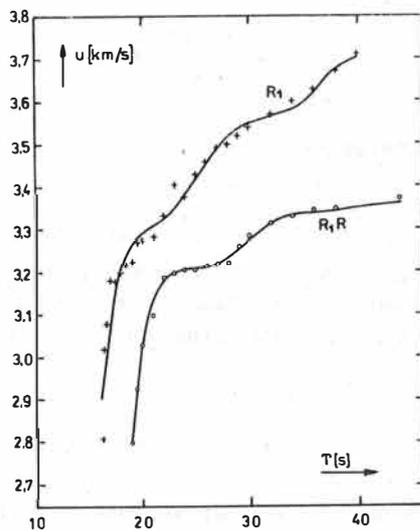


Abb. 62 Scheinbare Gruppengeschwindigkeitskurven für direkte und reflektierte Wellengruppe

Fig. 62 Apparent group velocity curves for the direct and reflected wave group

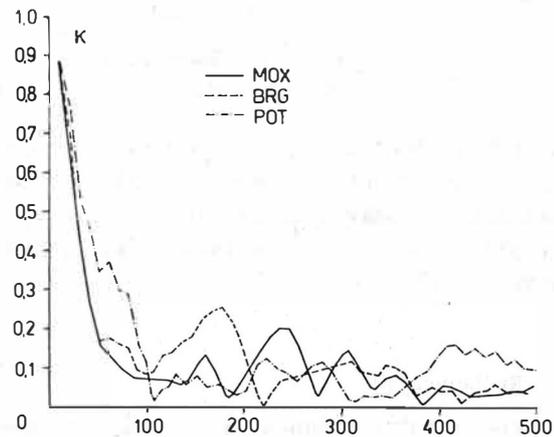


Abb. 63 Autokorrelationsfunktionen Erdbeben 50

Fig. 63 Autocorrelationsfunctions for earthquake 50

Tab. 20 Reflexionsdaten für Erdbeben 50

	MOX	BRG	POT
AKF: Zeitverzögerung	240 s	175 s	224 s
Wegverlängerung	846 km	630 km	806 km ( $u_0 = 3,6$ km/s)

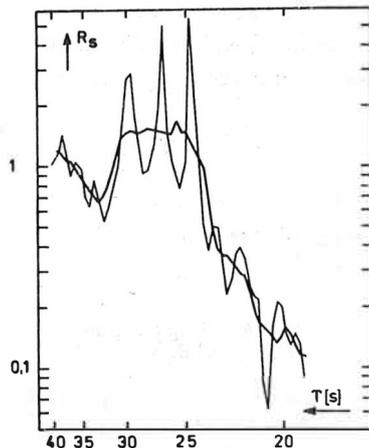


Abb. 64 Geschätzte Abhängigkeit des Reflexionskoeffizienten von der Periode

Die Lage der Diskontinuität folgt aus dem Betrag der Verlängerung des Weges der reflektierten im Vergleich zur direkten Welle. Die unterschiedlichen Werte für die drei Stationen weisen darauf hin, daß die Ursache in relativer Nähe zum Stationsgebiet, am nächsten zu BRG, zu suchen ist. Es ist deshalb erlaubt, die Kreisbogenmethode, die von MAAZ und NEUNHÖFER (1982) für Nahbeben entwickelt worden ist, auch hier zu verwenden. Das Reflexionselement liegt demnach wenig vor der Mittelpolnischen Senke, die am Nordsee-Dobrudsha-Lineament der Ost-Europäischen Plattform nach SW hin als schmale Zone vorgelagert ist und deren Begrenzung bei NEUNHÖFER und Mitarb. (1983) dargestellt ist. Die Abweichung ist klein genug, um als Näherungsfehler angesehen zu werden.

Fig. 64 Estimated dependence of the reflection coefficient from period

#### 5.4.3. Ereignis 18

Während bei den ersten beiden Beispielen Aufzeichnungen von Erdbeben analysiert worden sind, betrachten wir nun die einer unterirdischen Kernexplosion (UKE) auf Novaja Zemlja. Wie in der Literatur u. a. von TJUSTHEIM (1978) festgestellt worden ist, unterscheiden sich Oberflächenwellen von UKE und Erdbeben in der Periode, wodurch die Dominanz kurzer Perioden im vorliegenden Beispiel (s. Abb. 65) erklärt ist. Die Bevorzugung kurzer Perioden ist andererseits der Grund dafür, daß der Zug der Oberflächenwellen so stark gegliedert und die Ähnlichkeit zwischen den Aufzeichnungen an den Stationen MOX, BRG und ODB gering ist.

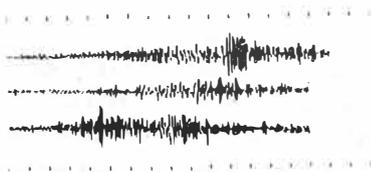


Abb. 65 Seismogrammausschnitte einer UKE auf Novaja Zemlja (von oben nach unten: MOX, BRG, ODB)

Abb. 65 Part of records from UKE at Novaja Zemlja (from top to bottom: MOX, BRG, ODB)

Recht eindeutig ist das Ergebnis der multiplen Filtertechnik, das weiter oben in Abb. 55 zu sehen war. Neben der Grundmode sind noch zwei multiple Wellengruppen,  $R_1R_1$  und  $R_1R_2$ , deutlich nachzuweisen. Die Laufwegverlängerung bezüglich MOX und ODB ist für jede Wellengruppe nahezu gleich, nämlich 124 und 99 km bzw. 505 und 485 km. Diese gute Übereinstimmung spricht dafür, daß die Ursache in Herdnähe zu suchen ist. Die Ellipsen möglicher Reflexionspunkte zeigt Abb. 66. Eine noch genauere Fixierung ist schwierig, weil keine Schnittpunkte auftreten. Ereignisse mit ähnlichen Herdkoordinaten sind auch schon von LEVSHIN und BERTEUSSEN (1979) am Norsar-Array untersucht worden. Auch sie haben zwei Reflexionen für dieses Herdgebiet nachgewiesen, am Kontinentalrand Norwegens und in der Barentsee. Prinzipiell sind diese Reflexionsgebiete auch für unseren Fall denkbar, wie Abb. 66 zeigt.

Die herausgelösten Wellengruppen sind für MOX zusammen mit dem beobachteten Seismogramm in Abb. 67 dargestellt. Während  $R_1$  für  $8 < T < 19$  s nachgewiesen ist, sind die anderen beiden Wellengruppen für  $9 < T < 14$  s bzw.  $11 < T < 19$  s definiert

Es wird nun noch der Versuch gemacht, die gefundenen Ergebnisse mit Hilfe der AKF zu festigen. Sie ist in Abb. 68 für alle drei betrachteten Stationen dargestellt, und man muß erkennen, daß sie in diesem Fall überhaupt nicht aussagekräftig ist.

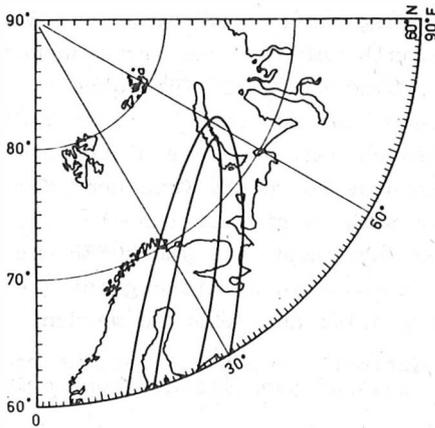


Abb. 66 Ellipsen möglicher Reflexionspunkte in Herdnähe, Ereignis 18

Fig. 66 Ellipses of possible reflexion points near the focus, event 18

Abb. 68 Autokorrelationsfunktion für Ereignis 18

Fig. 68 Autocorrelationsfunction found for event 18

#### 5.4.4. Ereignis 23

Hier handelt es sich um einen starken Gebirgsschlag im stillgelegten Bergbau bei Schierstedt. Der Herd befindet sich innerhalb des Beobachtungsnetzes für Oberflächenwellen, ist also nicht sehr weit von den Stationen entfernt. Die aufgezeichneten Perioden sind deshalb sehr kurz. Von allen Aufzeichnungen soll als einzige nur die an der Station PRW gewonnene herausgegriffen werden. Sie ist im Zusammenhang mit den durchgeführten Untersuchungen insofern interessant, als sie trotz der Nähe zum Herd (160,3 km), wie Abb. 69 zeigt, ziemlich lang ist. Es ist zu überprüfen, inwieweit diese Länge nur durch die Dispersion bedingt ist, oder ob eine Coda - hervorgerufen durch reflektierte Oberflächenwellen - beteiligt ist. Dazu betrachten wir zunächst das Ergebnis der MFT in Abb. 70. Es sind über den gesamten beobachteten Periodenbereich  $2 < T < 9$  s zwei Wellengruppen festgestellt worden, die direkte Rayleigh-Welle  $R_1$  und die reflektierte  $R_1R$ . Als Verlängerung des Wellenweges wurden im Mittel 115 km bestimmt. Als weiteres Hilfsmittel zur Erkennung von Reflexionen nehmen wir noch die AKF in Abb. 71 zu Hilfe und betrachten die drei größten Maxima, deren Zeitverschiebung und die mit  $u_0 = 2,5$  km/s resultierende Wegverlängerung in der Tab. 21 zusammengestellt sind. Das

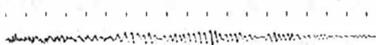


Abb. 69 Seismogramm eines starken Gebirgsschlages an der Station PRW

Fig. 69 Seismogram of a strong rock burst at station PRW

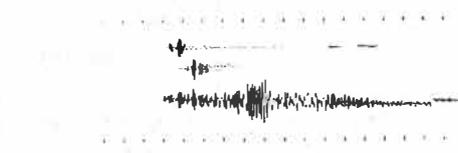
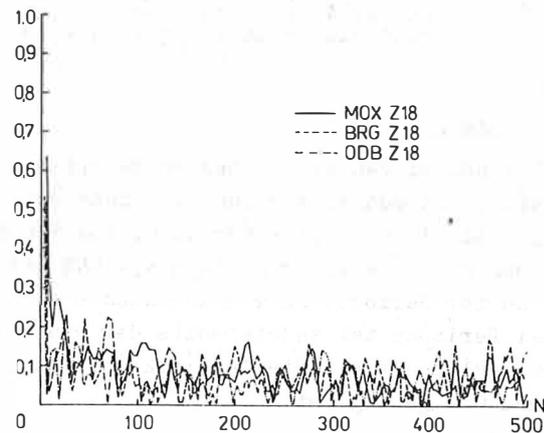


Abb. 67 Herausgelöste Wellengruppen (Original,  $R_1R_1$ ,  $R_1R_2$ )

Fig. 67 Eliminated wave groups (original record,  $R_1R_1$ ,  $R_1R_2$ )



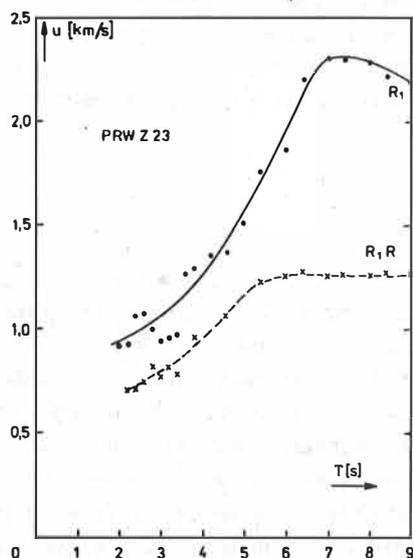


Abb. 70 Wellengruppen nach MFT, Ereignis 23

Fig. 70 Wave groups after MFT, event 23

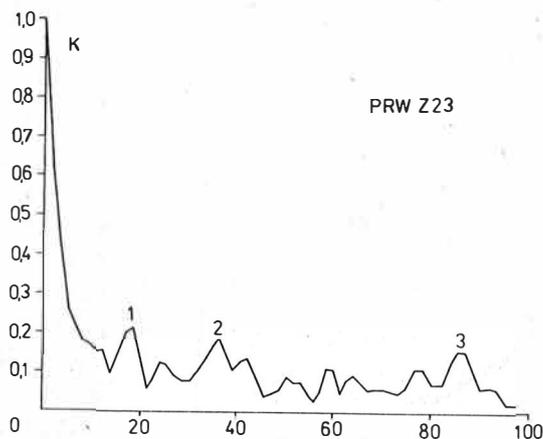


Abb. 71 Autokorrelationsfunktion für Ereignis 23

Fig. 71 Autocorrelationsfunction calculated from event 23

Tab. 21 Hinweise auf Reflexionen beim Ereignis 23

	1.	2.	3. Maximum
Zeitverschiebung	19 s	38 (44)	86
Wegverlängerung	48 km	95 (115)	210

zweite Maximum entspricht der Beobachtung mit Hilfe der MFT. Auch das dritte Maximum ist in den Ergebnissen der MFT angedeutet, allerdings so schwach, daß es nicht auswertbar erscheint. Das erste Maximum ist aus methodischen Gründen mit der MFT nicht nachweisbar.

Die Reflexionen werden an anderen, südlich vom Herd gelegenen Stationen nicht beobachtet. Sie können infolgedessen nicht nördlich vom Herd, sondern müssen auch südlich davon entstehen. Ihre geologische Deutung erfolgt in Abb. 72. Der Näherungscharakter sowie die zu erwartende starke Bevorzugung der durch die Linie Herd - PRW gegebenen Richtung erlaubt es uns, die Reflexionspunkte auf Kreisbögen südwestlich vom Herd zu suchen, die ebenfalls eingetragen worden sind. Als Ergänzung wurden drei in diesem Gebiet markante Störungssysteme aufgenommen, nämlich die Zentrale Harzstörung, Südrand Hornburger Sattel (1), Finne-Störung (2), Eichenberg-Gotha-Saalfelder Störungszone (3). Sie werden alle in etwa von einem Kreisbogen tangiert, womit die drei Maxima der AKF tatsächlich mit Reflexionen an geologischen Störungen erklärt werden können.

Was die Tiefenreichweite der Störungen anbelangt, so kann bezüglich 1 keine Aussage gemacht werden, während aus den Periodenuntersuchungen mit der MFT für die anderen

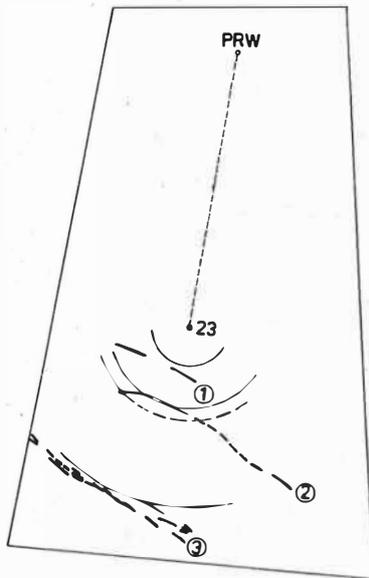


Abb. 72 Skizze zum Auffinden der reflektierenden Elemente

Fig. 72 Drawing for discovering the reflecting elements

beiden Beispiele angenommen werden kann, daß elastische Kontraste bis in die mittlere Kruste hineinreichen, sie bei der Finne-Störung vermutlich etwas tiefer sind als bei der Eichenberg-Gotha-Saalfelder Störungszone.

#### 5.4.5. Erdbeben 11

An diesem Ereignis aus dem südlichen Japan soll gezeigt werden, wie schwierig eine Seismogrammenterpretation selbst mit den geschilderten rechen-technischen Hilfsmitteln sein kann. Wenn wir zunächst einmal die Seismogramme selbst, die in Abb. 73 dargestellt sind, betrachten, dann sind bereits visuell einige markante Fakten zu erkennen. Neben der das Bild beherrschenden Grundmode fällt eine Wellengruppe (1) auf, die mit anomaler Dispersion an den Stationen MOX und POT unterschiedlich verspätet eintrifft. Eine weitere Gruppe (2), jedoch mit normaler Dispersion, ist im Seismogramm von ODB sichtbar. Bei der Bestimmung der Gruppengeschwindigkeit, deren Ergebnis in Abb. 74 gezeigt wird, tritt neben der Grundmode besonders die zuerst genannte Zusatzwellengruppe hervor.

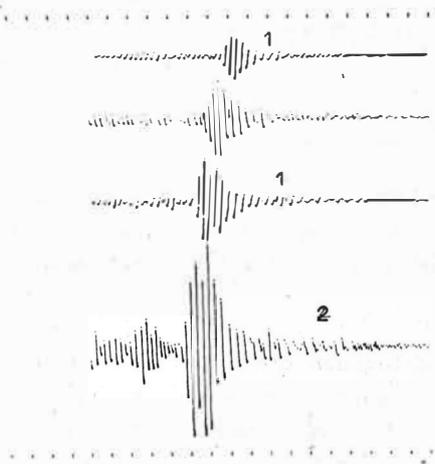


Abb. 73 Seismogrammausschnitte für Ereignis 11 (von oben nach unten: MOX, CIL, POT, ODB)

Fig. 73 Part of records from event 11 (from top to bottom: MOX, CIL, POT, ODB)

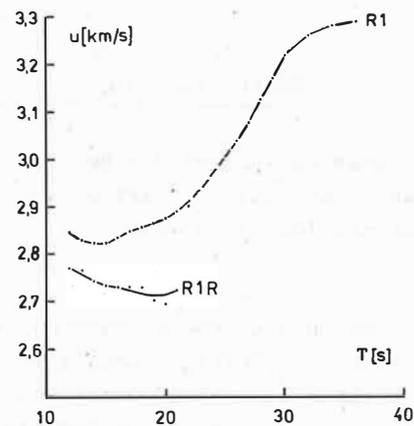


Abb. 74 Gruppengeschwindigkeitskurven, für Ereignis 11 bestimmt

Fig. 74 Group velocity curves determined for the event 11

Dieser visuelle Eindruck ist durch die Autokorrelationsfunktionen zu kontrollieren. Ihre Einhüllenden sind in Abb. 75 dargestellt. In dem scheinbar willkürlichen Verlauf bestätigen zunächst drei Hauptmaxima die geschilderten Feststellungen. Insgesamt

legen wir für jedes Seismogramm drei Gruppen von Maxima fest, deren Lage im Bild markiert und in der Tab. 22 zusammengestellt ist.

Tab. 22 Lage der Maxima der AKF für das Erdbeben 11

Max.	MOX	CLL	POT	ODB
1.	185 s	(250)	360	(461)
$\delta\Delta$	492 km	696	985	1258 ( $u_0 = 2,736 \text{ km/s}$ )
2.	258	(250)	255	260
3.	98	100	102	112

$\delta\Delta$  wurde unter Annahme von  $u_0 = 2,736 \text{ km/s}$  berechnet, ein nach SCHNEIDER und Mitarb. (1966) für die entsprechende AIRY-Phase und das durchlaufene Gebiet plausibler Wert.

Das Maximum 1 ist anscheinend an allen vier Stationen vorhanden, wobei anzunehmen ist, daß es für CLL mit dem zweiten zusammenfällt. Es ist sicher, daß die Ursache für dieses Maximum nicht in relativer Herdnähe liegen muß. Die Lage des reflektierenden Elementes kann abgeschätzt werden, indem ein gemeinsames Reflexionselement RE angenommen wird. Es liegt also der Fall der relativen Nähe zu den Stationen vor, so daß wir annehmen dürfen, RE liege auf Kreisen mit dem Radius  $0,5\delta\Delta$  um die Stationen herum. Diese Konstruktion ist in Abb. 76 durchgeführt worden, wonach die Reflexionsursache am Nordrand der Alpen zu suchen sein sollte. Die Berechnung von RE mit dem MAAZschen Ortungsprogramm ergibt  $\varphi = 48,173^\circ$ ,  $\lambda = 12,204^\circ$ , wobei die Daten von CLL vom Rechenverfahren als ungenau ausgeschlossen worden sind (Bestätigung der Klammer in Tabelle). Das Ergebnis ist sehr ermutigend, liegt der Punkt doch nur 30 km nördlich der Grenze zwischen Alpen und vorgelegter Molasse.

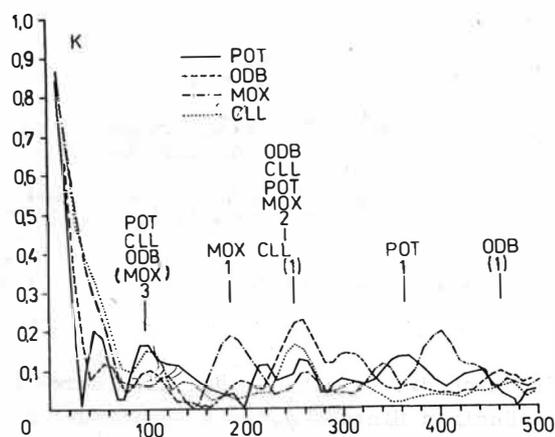


Abb. 75 Autokorrelationsfunktion Ereignis 11  
Fig. 75 Autocorrelationsfunction of event 11

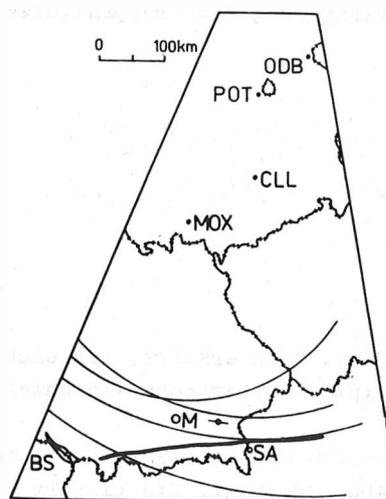


Abb. 76 Skizze zum Auffinden des Reflexionselementes  
Fig. 76 Drawing for discovering the reflecting element

Die Wellengruppe 2, die an der Station ODB visuell erkannt werden kann, tritt in der AKF an allen vier betrachteten Stationen auf. Die Höhe der Maxima ist z. T. relativ gering, so daß die Frage der Signifikanz gestellt werden muß. Sie soll nicht durch die Höhe der Maxima beantwortet werden, sondern es wird die Wahrscheinlichkeit dafür bestimmt, daß von  $n_k$  Maxima, die für jede der  $k$ -Stationen -  $k = 1, 2, 3, \dots, K$  - festgestellt worden sind, ein Maximum der AKF innerhalb eines kleinen Verschiebungsintervalles fällt. In unserem Falle ist  $K = 4$ , und es wird als Irrtumswahrscheinlichkeit etwa 1 % gefunden, womit die durchgehende Existenz dieser multiplen Wellengruppe als gesichert angesehen werden kann. Die Entstehung liegt in Herdnähe, der Wellenweg ist um ca. 750 km verlängert. Auf eine weitere Untersuchung wird verzichtet.

Zusätzlich zu den visuell sichtbaren Wellengruppen weist die AKF noch auf eine weitere herdnahe Reflexion hin. Sie hat einen um etwa 300 km verlängerten Laufweg, und es ist wegen des geringen Abstandes zur direkt gelaufenen Mode nicht möglich, sie rechen-technisch weiter zu isolieren und zu untersuchen.

#### 5.4.6. MOCO 3

Bei diesem Beispiel werden die Aufzeichnungen eines Erdbebens an den beiden Stationen MOX und COP verglichen, die relativ weit voneinander entfernt sind (563 km, 7 % der Epizentralentfernung). Die entsprechenden in Abb. 77 wiedergegebenen Seismogramme sind mit einem langperiodischen Seismographen aufgezeichnet worden. Sie unterscheiden sich schon auf Grund der unterschiedlichen Epizentralentfernungen visuell ziemlich, die Phasengeschwindigkeitsdispersion gibt jedoch gute Ergebnisse (s. Kap. 2.4.8.). In diesem Fall wurde, da die Seismogrammstruktur doch sehr kompliziert ist, darauf verzichtet, multiple Wellengruppen mit der MFT nachzuweisen. Statt dessen sind die Spektren, die weiter oben in Abb. 53 gezeigt wurden, genauer interpretiert worden, deren Oszillationen sich zwanglos durch eine Verlängerung des Wellenweges um 350 km erklären lassen. Dem entspricht eine Verlängerung der Gruppenlaufzeit um etwa 100 s.

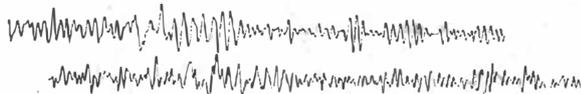


Abb. 77 Seismogrammausschnitte  
MOCO und COMO Z 3

Fig. 77 Part of the seismic  
records MOCO and COMO Z3

Damit ist auch erklärt, daß sich diese sekundäre Wellengruppe nur schwer mit Hilfe der multiplen Filtertechnik nachweisen läßt.

Die zweite Nachweismöglichkeit besteht noch durch die Berechnung der AKF, deren Ergebnis Abb. 78 zeigt. Sie liefert keinen selbständigen Hinweis auf die Auswirkungen eines multiplen Wellenweges. Jedoch sollte beachtet werden, daß der Verlauf der AKF fast ausschließlich zwischen 100 und 150 s gleichphasig ist, was u. U. ein Indiz für die sekundäre Wellengruppe ist.

Das gleiche Verhalten an den Stationen MOCO und COP deutet darauf hin, daß die Ursache für die beobachteten Effekte herdnah sein muß. Der Herd liegt dem Gürtel der Aleuten-erdbebenherde etwas vorgelagert, so daß wir durchaus davon ausgehen können, daß an der Benioffzone dieses Gebietes das Reflexionselement liegt.

Aus der Höhe der Extrema läßt sich der Reflexionskoeffizient grob abschätzen. Für beide Stationen ergab sich nahezu die gleiche Periodenabhängigkeit wie in Abb. 79. Nimmt man den Abfall nach niedrigen Perioden als real an, so dürfte die Reflexionsursache im oberen Mantel zu suchen sein.

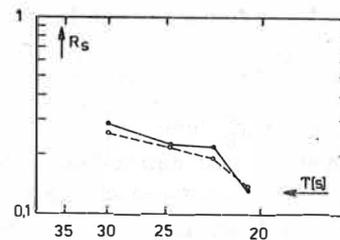
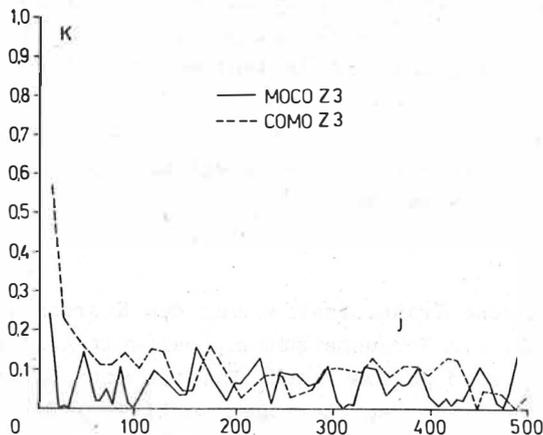


Abb. 78 Autokorrelationsfunktion für MOCO und COMO Z 3

Abb. 79 Schätzung des Reflexionskoeffizienten

Fig. 78 Autocorrelation function found from MOCO and COMO Z 3

Fig. 79 Estimation of the reflection coefficient

### 5.5. Zielgerichtete Untersuchung einer bekannten Diskontinuität

Die bisher beschriebenen Methoden und Ergebnisse gehen davon aus, daß neben den auf direktem Wege von einer seismischen Quelle zum Empfänger gelangenden Wellengruppen an einer Station, an mehreren oder an einem Array auch reflektierte Wellengruppen eintreffen, die erkannt und interpretiert werden sollen. Eine solche Betrachtungsweise ist vergleichbar mit dem Festlegen von Raumwelleneinsätzen im Seismogramm und ihrer Dokumentation in einem Bulletin. Es gilt zu beachten, daß in der Seismologie Raumwelleneinsätze bekannten, meist weltweit verbreiteten und bereits systematisierten, horizontalen Diskontinuitäten zugeordnet werden können. Ganz gegensätzlich werden Oberflächenwellen an Diskontinuitäten mit starker vertikaler Erstreckung reflektiert, die zudem so unregelmäßig verteilt sind, daß sie nicht global generalisiert werden können. Wenn man auch annehmen darf, daß starke Diskontinuitäten an der Erdoberfläche mehr oder weniger bekannt sind, so ist doch ihre Tiefenerstreckung oft unsicher, oder ihre Lage ist, falls sie verdeckt sind, gänzlich ungewiß. Es ergeben sich bei der Untersuchung reflektierter Oberflächenwellen zwei Zielrichtungen:

- die stationsgebundene, welche versucht, das aufgezeichnete Seismogramm einschließlich seiner Coda so umfassend wie möglich zu interpretieren und dabei Diskontinuitäten nachweist, und
- die diskontinuitätsbezogene, die Reflexionen von einer bestimmten Störung sucht.

Diese zweite Aufgabe ist unmittelbar praktisch interessant für die aktive Erkundung des Untergrundes bei bekannter Lage einer Diskontinuität. Sie wird wie folgt gestellt:

Gegeben sei für ein bestimmtes Zeitintervall die Anordnung von seismischen Stationen  $(\varphi_S^i, \lambda_S^i, i = 1, 2, \dots, N)$  und die Koordinaten der Epizentren von Erdbeben  $(\varphi_E^k, \lambda_E^k, k = 1, 2, \dots, M)$ . Bekannt sei außerdem noch die Lage der Diskontinuität in Form eines einzigen bzw. mehrerer aneinander anschließenden Großkreisabschnitte. Gesucht sind die Kombinationen  $i, k$ , für welche unter Berücksichtigung des Reflexionsgesetzes die Aufzeichnung einer reflektierten Oberflächenwelle zu erwarten ist.

Um dieses Problem übersichtlich zu lösen, werden auf der Schnittlinie der Diskontinuität mit der Erdoberfläche äquidistant in  $L \leq 15$  Punkten Reflexionselemente definiert. Dann wird für jeden Punkt  $p_j, j = 1, 2, \dots, L$ , eine Koordinatentransformation

$$(58) \quad P_j = c_{ij} P_i$$

ausgeführt, dergestalt, daß ebendiese Schnittlinie im Nullmeridian liegt und  $p_j$  in den Nordpol zu liegen kommt. Eine Reflexion ist dann zu erwarten, wenn

$$(59) \quad |\text{sign}(\lambda_E^k) - \lambda_E^k - \lambda_S^i| \leq \varepsilon$$

gilt, wobei die  $\lambda_E^k$  und  $\lambda_S^i$  durch die beschriebene Transformation aus den Koordinaten der  $i$ -ten Station und des  $k$ -ten Erdbebens folgen. Die Voraussetzungen, weltweit gezielt Diskontinuitäten auf diese Weise zu untersuchen, sind gegeben, wenn Dateien über Erdbeben von Datenzentren und Angaben über die dazu beitragenden Stationen vorliegen. Das ist z. B. für das Datenzentrum A der Fall. Deshalb war es sinnvoll, ein Rechenprogramm zu entwickeln, das Herd- und Stationsparameter kombiniert und solche Zuordnungen, die Reflexionen an einer vorgegebenen Diskontinuität erwarten lassen, aussondert. Es wurde am Beispiel des Mitteldeutschen Hauptabbruches getestet. In Abb. 80 ist dazu ein Ergebnis für drei Kombinationen angegeben. Das Programm steht zur Anwendung bereit.

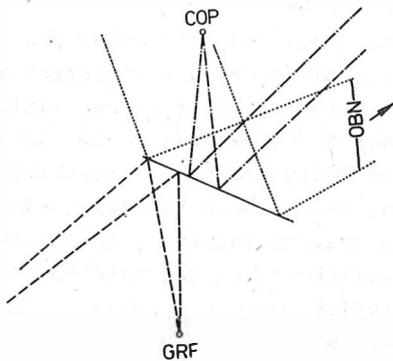


Abb. 80 Theoretische Reflexionen am Mitteldeutschen Hauptabbruch, Stationen: COP, GRF, OBN

Fig. 80 Theoretical reflections from Mitteldeutscher Hauptabbruch, recording stations: COP, GRF, OBN

## 6. Anomale Polarisierung der Lovewellen, Anisotropie

### 6.1. Anisotropie und die Ausbreitung von seismischen Oberflächenwellen

Die klassische Vorstellung bei der Behandlung von Oberflächenwellen beruht auf der Annahme eines elastischen, isotropen geschichteten Mediums. In diesem Fall treten voneinander unabhängig Love- und Rayleighwellen auf. Die Lovewellen sind dabei vom SH-Typ, sie werden also nicht im vertikalen Seismogramm beobachtet. Das wird bis heute vor allem bei der visuellen Unterscheidung beider Oberflächenwellenarten im Seismogramm ausgenutzt. Weiterhin ist es die Ursache dafür, daß hauptsächlich Rayleighwellen analysiert werden, und zwar unter ausschließlicher Benutzung der Z-Komponente. Andererseits ist die Theorie von Lovewellen viel einfacher und deshalb besser entwickelt, so daß wir hier ein Beispiel dafür haben, wie die Schwerpunkte von Theorie und Praxis divergieren.

Beim Auftreten von Anisotropie innerhalb der Schichten bilden die Oberflächenwellen eine einheitliche Familie, jede Mode davon mit elliptischer, dreidimensionaler Partikelbewegung. Ist die Anisotropie nur schwach ausgeprägt, dann kann man, wie GRAMPIN (1981) ausführt, alternative Moden zu den vom Isotropen her bekannten Rayleigh- und Lovewellen beobachten. Die Hauptachsen der Schwingungsellipsen solcher "Rayleigh"- oder "Love"-Wellen können nahezu beliebig im Raum stehen.

Wenn überhaupt, dann ist für den Erdkörper für bestimmte Tiefen die Annahme schwacher Anisotropie möglich. Beispiele dazu, die aus Raumwellenbeobachtungen folgen, haben RAITT und Mitarb. (1969), MORRIS u. Mitarb. (1969) und KOSMINSKAJA (1972) für den Pazifischen Ozean und BAMFORD (1977) für den Süden der BRD diskutiert. Sie betrifft eine Schicht unmittelbar unterhalb der Moho. Wenn, wie u. U. anzunehmen, diese Schicht nicht dick genug ist, dann ist sicherlich die Bemerkung von KNOPOFF (1983) zutreffend, daß eine Auswirkung in Form von richtungsabhängiger Dispersion von Oberflächenwellen nur sehr schwer gesichert nachweisbar ist. Prinzipiell anders verhält sich möglicherweise eine räumlich ausgedehntere Anisotropie im oberen Mantel, die HIRN (1977) für Westeuropa gefunden hat. Dann ist jedoch zu vermuten, daß starke laterale Änderungen infolge schnell wechselnder geologischer Bedingungen die anisotropiebedingte Richtungsabhängigkeit sehr stark maskieren. Es besteht also Grund zur Annahme, daß ein Nachweis von Anisotropie durch richtungsabhängige Dispersion sehr schwer möglich ist.

Eine andere Auswirkung von Anisotropie besteht darin, daß Dispersionskurven von Love- und Rayleighwellen nicht gleichzeitig durch ein und dasselbe Modell erklärt werden können. McEVILLY (1964) hat auf diese Weise Anisotropieeigenschaften im oberen Mantel der USA nachgewiesen. Andere Autoren haben das für weitere Gebiete bestätigt bzw. nicht bestätigt (s. KNOPOFF, 1983).

Es bleibt schließlich noch eine dritte Möglichkeit, die Auswirkung der Anisotropie auf Oberflächenwellen auszunutzen, indem die Polarisationsfiguren in drei Dimensionen untersucht werden. Das wurde ausführlich von GRAMPIN und KING (1977) ausgeführt, wobei sie aus der anomalen Polarisierung von höheren Lovemoden auf Anisotropie unter Eurasien schließen.

Von den drei genannten Möglichkeiten, aus der Untersuchung von Oberflächenwellen auf Anisotropie im Untergrund zu schließen, scheiden die ersten beiden aus methodischen Gründen bzw. mangels Praktikabilität aus, und es bleibt lediglich die dritte übrig, die auf Lovewellen angewendet wird.

## 6.2. Experimenteller Nachweis von Polarisationsunregelmäßigkeiten für Eurasien

Die Drehung der Polarisationsebene infolge Anisotropie im Untergrund führt dazu, daß schwache Wellengruppen in Seismogrammkomponenten auftreten, wo sie nach der Theorie für isotrope, geschichtete Medien nicht zu erwarten sind. Das wäre also ein Lovewellenanteil in der Z- und der longitudinalen Komponente. Mit den unter 2.2. beschriebenen Methoden der Seismogramminterpretation ist es möglich, so schwache Wellengruppen zu erkennen und zu analysieren. Bei einer systematischen Suche wurde tatsächlich eine Polarisationsanomalie der Grundmode von Lovewellen gefunden. Sie bestätigt indirekt Ergebnisse von GRAMPIN und KING (1977).

Die folgenden Untersuchungen befassen sich infolgedessen mit der Grundmode der Lovewellen. Zunächst wird an zwei Beispielen, an Registrierungen an den Stationen COP und NUR (Erdbeben mit Code 999) sowie der Station MOX (18), im Detail die Beobachtung und die Deutung bis hin zur Modentrennung durchgeführt. Anschließend wird eine Anzahl von Ereignissen betrachtet, die, in Mitteleuropa beobachtet, fächerförmig Eurasien kreuzen. Damit soll versucht werden, die Ursache für die Anomalie geographisch einzugrenzen. Die verwendeten Erdbeben sind im Anhang A 4 enthalten, die verschiedenen Laufwege zeigt Abb. 81.

Die Detailuntersuchungen gehen von den vertikalen Seismogrammen aus, die mit der MFT bearbeitet werden. Das Bild der resultierenden Gruppengeschwindigkeitskurven in Abb. 82 enthält für jedes Beispiel vor allem die dominierende Rayleighgrundmode, aber es wird noch eine zweite schwächere Wellengruppe beobachtet, die im Seismogramm früher liegt.

Ihre Gruppengeschwindigkeit stimmt nicht mit irgendeiner höheren Rayleighmode, sondern mit der Lovegrundmode überein. Diese Behauptung wird durch eine detaillierte Auswertung der beiden Horizontalkomponenten überprüft, in denen die Lovegrundmode dominiert. Ein Vergleich der Gruppengeschwindigkeit der Lovegrundmode (N und E) mit der schwachen Wellengruppe in Z zeigt in Abb. 83 so gute Übereinstimmung, womit experimentell wie bei NEUNHÖFER u. MALISCHEWSKY (1981) bewiesen ist, daß die Lovegrundmode auch einen vertikalen Polarisationsanteil haben kann.

Über diese bloße Feststellung hinaus wird noch das Verhältnis von horizontalem zu vertikalem Anteil untersucht. Als Maß gelte der Quotient  $A_Z/A_H$  der beobachteten Amplituden  $A_Z$  bzw.  $A_H$ , der für beide Beispiele in Abb. 84 dargestellt ist. Demnach kann in diesen Fällen die vertikale Komponente bis zu 25 % der horizontalen betragen, was als recht beträchtlich angesehen werden kann. Dieses Ergebnis regt an, auch noch die Drehung der horizontalen Polarisation als einen weiteren Effekt zu untersuchen, der eine Folge von Anisotropie sein kann. Das der horizontalen Polarisation entsprechende Azimut ist im unteren Teil der Abb. 84 eingetragen worden, wobei vergleichsweise das rechnerische Azimut als gestrichelte Kurve markiert ist. Tatsächlich wird im betrachteten Frequenzbereich beim Ereignis 999 das Azimut um  $3,5^\circ$  gedreht, was - wie das eingezeichnete Mutungsintervall zeigt - signifikant ist. Bei dem zweiten Beispiel ist keine signifikante Polarisationsdrehung feststellbar. Auf der Basis der beobachteten Dispersionskurven wurde der vertikale Lovewellenanteil aus der Originalregistrierung herausgelöst. In Abb. 85 ist er dem Originalseismogramm, der herausgelösten Rayleighgrundmode und dem transversalen Horizontalseismogramm gegenübergestellt. Es wird deutlich, daß die beschriebene Polarisationsanomalie bezüglich ihrer Größe ein Effekt zweiter Ordnung ist, und es be-

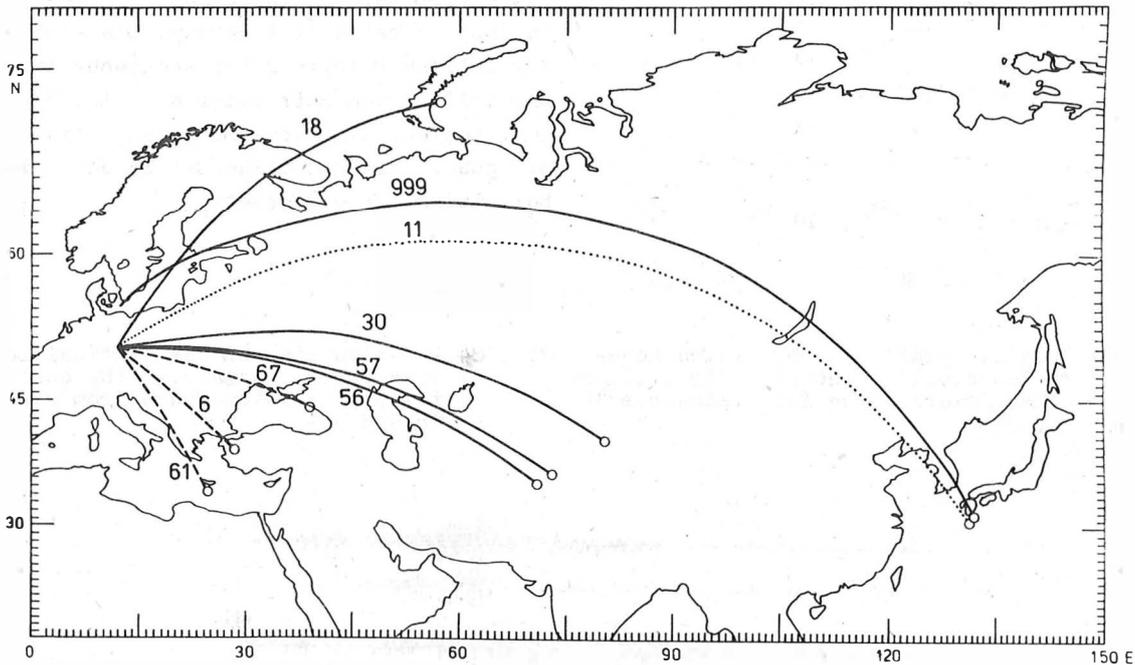


Abb. 81 Wellenwege durch Eurasien, für die Polarisationsunregelmäßigkeiten der Love-Welle untersucht worden sind (mit positivem Ergebnis —, unbestimmt ..., negatives Ergebnis ---)

Fig. 81 Wave paths crossing Eurasia, used for the investigation of polarization anomalies of Love wave (with positive result —, indefinite ..., negative result ---)

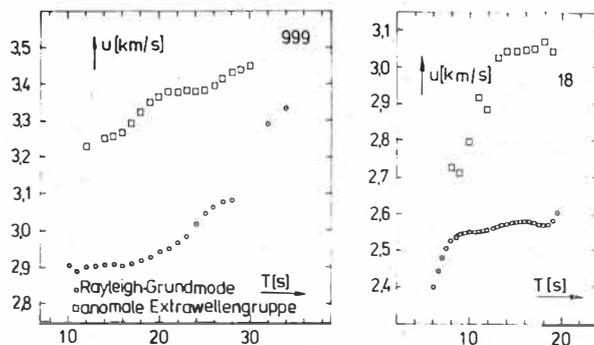


Abb. 82 Gruppengeschwindigkeitskurven, für Erdbeben 18 und 999 beobachtet

Fig. 82 Group velocity curves found to the events 18 and 999

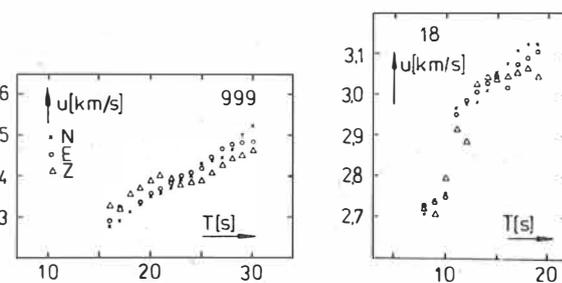


Abb. 83 Vergleich der Gruppengeschwindigkeiten von horizontalen mit vertikaler Komponente

Fig. 83 Comparison of the group velocities found from horizontal and vertical components

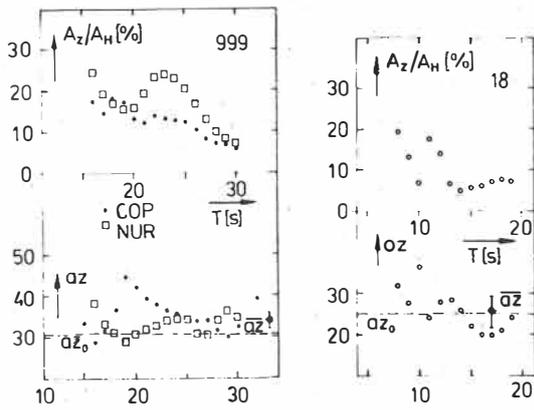


Abb. 84 Relative Größe des vertikalen Lovewellenanteiles, Anomalie der horizontalen Polarisation für Ereignisse 18 und 999

stätigt sich hier nachträglich die gute Wirksamkeit der verwendeten Methodik. Abschließend soll noch die Partikelbewegung, die daraus für einige Periodenlängen folgt, in Abb. 86 betrachtet werden. Die Richtung der Wellenausbreitung ist senkrecht zur Darstellung vom Betrachter weg. Die Bewegung besteht dann angenähert aus flachen Ellipsen, der Umlaufsinn ist in den beiden Beispielen entgegengesetzt.

Fig. 84 Relative size of the vertical Love wave group, anomaly of the horizontal polarization found from events 18 and 999

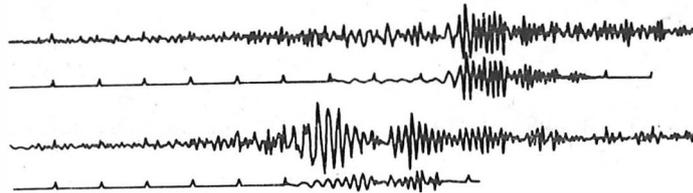


Abb. 85 Herausgelöster Lovewellenanteil aus Z-Komponente im Vergleich zu anderen Komponenten (von oben nach unten: Originalseismogramm, Rayleigh-Grundmode, transversale Komponente, Lovewelle in Z)

Fig. 85 Extracted Love wave motion comprehended in the vertical component record compared with other components (from top to bottom: original record, Rayleigh fundamental mode, transversal component, Love wave motion in Z)

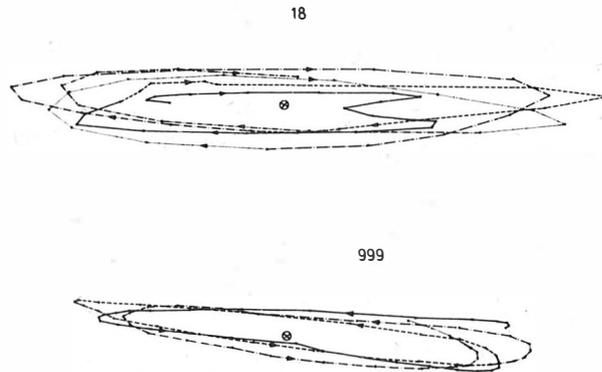


Abb. 86 Partikelbewegungen für Beispiel 18 und 999

Fig. 86 Ground motion calculated from seismograms for the events 18 and 999

Es ist zu klären, ob die beobachteten Effekte auf den Stationsuntergrund zurückgeführt werden können oder eine Folge des Wellenweges sind. Dazu ist es notwendig, Aufzeichnungen von Ereignissen auszuwählen, deren Herde bezüglich der Beobachtungsstelle komplementäres Azimut haben bzw. von ein und demselben Ereignis an mehreren Stationen beobachtet worden sind. Das ist erfolgt zum Beispiel 999. Das komplementäre Azimut wird von Herden auf dem Mittelatlantischen Rücken geliefert, die beiden Stationen sind NUR und COP, welche weit genug voneinander entfernt sind. Die Untersuchungen haben ergeben, daß für das komplementäre Azimut keine Polarisationsanomalie beobachtet wird und daß zwischen den beiden genannten Stationen kein Unterschied besteht. Das deutet darauf hin, daß die Ursache der beobachteten Unregelmäßigkeit in der Polarisation dem Wellenweg zuzuordnen ist, was auch schon CRAMPIN und KING (1977) vermutet haben.

Die Oberflächenwellen der Herde 18 und 999 haben, wenn sie die Stationen MOX bzw. COP und NUR erreichen, den Nordteil des Eurasischen Kontinentes durchlaufen, und es liegt nahe, dort eventuell vorhandene Anisotropie des Untergrundes als Ursache der Beobachtungen anzunehmen. Vor einer weiteren Deutung sollen jedoch noch weitere Beispiele (Ereignisse 6, 11, 30, 56, 57, 61, 67) diskutiert werden, um die Verallgemeinerungsfähigkeit der Resultate zu überprüfen. Vor der Interpretation werden nunmehr die beiden horizontalen Seismogrammkomponenten so gedreht, daß sie als longitudinale und transversale Komponente betrachtet werden können.

Die Aufzeichnung 11 ist nur bedingt aussagefähig, da die Oberflächenwellen aus der entsprechenden Herdregion an der Station Moxa stark amplitudenmoduliert sind. Die Folge davon ist, daß nicht über einen großen Periodenbereich hinweg zwischen einer Lovewellenkomponente in Z und einer Drehung des horizontalen Verrückungsvektors der Rayleighwelle unterschieden werden kann. Da beides aber miteinander korrespondiert, kann zumindest qualitativ auf Unregelmäßigkeiten in der Polarisation von Oberflächenwellen, die tatsächlich für den entsprechenden Wellenweg deutlich beobachtet werden, geschlossen werden.

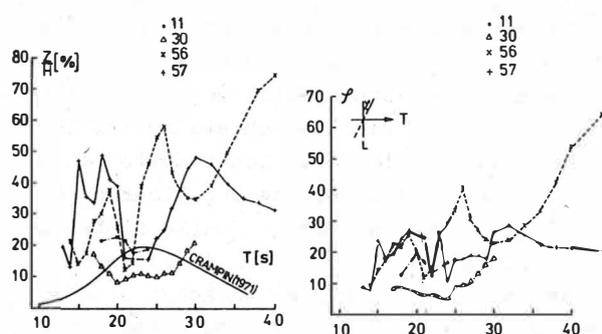


Abb. 87 Relative Größe des vertikalen Lovewellenanteiles, Anomalie der horizontalen Polarisation für die Erdbeben 11, 30, 57 und 56

Fig. 87 Relative size of the vertical Love wave motion, anomaly of the horizontal polarization found for the earthquakes 11, 30, 57 and 56

Das Ereignis 30 zeigt in der Aufzeichnung der Station Moxa nur eine sehr schwache Polarisationsanomalie, während in 57 und 56 die vergleichsweise stärksten Anomalien enthalten sind. Das folgt auch aus Abb. 87, wo übereinander für diese drei Beispiele der relative Anteil der Vertikalkomponente ( $A_z/A_H$ ) sowie die Drehung der horizontalen Polarisation dargestellt sind. Die Ergebnisse 57 und 56 weichen sehr wenig voneinander ab, was sicherlich auf die Ähnlichkeit der Wellenwege zurückzuführen ist.

Bei der Untersuchung der Ereignisse 67, 6 und 61, die alle südöstliches bzw. südliches Azimut von Moxa haben, wurde keine anomale Polarisation gefunden. Die gefundene Lovewellenanomalie tritt nur dann auf, wenn der Wellenweg den nörd-

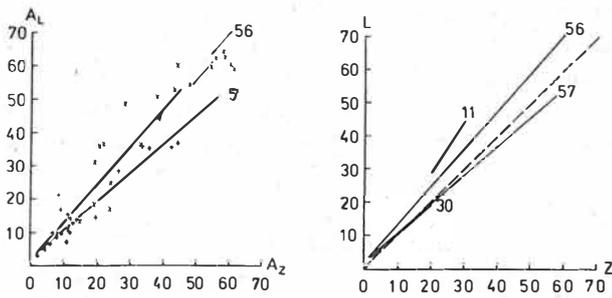


Abb. 88 Zusammenhang zwischen longitudinaler und vertikaler Komponente bei anomaler Love-Polarisation  
links: Beobachtungen  
rechts: Ausgleichsgeraden

Fig. 88 Interdependence between longitudinal and vertical motion in the anomalous Love wave case  
left: observation  
right: regression lines

lichen bzw. zentralen Teil von Eurasien mit einbezieht.

Abschließend wird noch überprüft, inwieweit zwischen den anomalen Komponenten in L- und Z-Richtung ein systematischer Zusammenhang besteht. Für die beiden am besten ausgeprägten Beispiele sind deshalb die entsprechenden Beobachtungen in Abb. 88 dargestellt worden. Es besteht eine direkte Proportionalität, die in Form einer Ausgleichsgeraden dargestellt werden kann. Die so gewonnenen linearen Zusammenhänge sind in Abb. 88 rechts zusammengestellt worden. Es ist nicht zu grob, wenn gesagt wird, daß für nahezu alle Beispiele die 45°-Gerade eine akzeptable Näherung ist. Dieser Befund bestätigt indirekt ein weiteres Mal die Signifikanz der Polarisationsanomalie. Er soll in dieser Arbeit nicht gedeutet werden, obwohl er sicherlich Anhaltspunkte über die Art der Ursachen gibt.

Als Ursache der anomalen Polarisation kommt nur Anisotropie in Betracht. Eine Deutung muß sicherlich davon abgehen, daß bei einem Wellenweg, der ein Großkreis ist, nur die Eigenschaften des Materials, das sich exakt unter der Verbindungslinie Herd - Station befindet, die Ausbreitung der Oberflächenwellen beeinflussen. In Wirklichkeit wird ein Streifen um diese Linie herum noch Einfluß auf die Ausbreitung haben. Deshalb sind auch geneigte Grenzflächen Abweichungen von isotroper Schichtung, deren theoretische Behandlung sehr schwierig ist. Sie geht noch über die Problemstellung von MALISCHEWSKY (1973) hinaus, der bezüglich der Ausbreitung von Oberflächenwellen an einer Diskontinuität davon ausgeht, daß die Eigenfunktionen zu einem Punkt P an der Oberfläche nur von dem senkrecht darunter liegenden Medium beeinflußt werden. Bei Zusammenfassung der Ergebnisse für die verschiedenen Wellenwege ist festzustellen, daß die beobachtete Polarisationsanomalie richtungsabhängig ist und im nördlichen und ost-südöstlichen Sektor am größten ist. Dort werden auch Randzonen der eurasischen Schildgebiete durchlaufen. Für die flächenhafte Zuordnung der Anisotropie ist die richtungsabhängige Stärke zu beachten. Die Ergebnisse sprechen zum einen für eine allgemeine Existenz von Anisotropie im Untergrund, es bleibt noch eine offene, durch weitere Untersuchungen zunächst nicht zu entscheidende Frage, ob das Minimum (Wellenweg 30) materialbedingt ist oder möglicherweise durch geneigte "Diskontinuitäten" am Tafel- bzw. Schildrand hervorgerufen wird. Über die Tiefe, in der die Eigenschaften vorhanden sein müssen, gibt die Periodenabhängigkeit des Verhältnisses von vertikaler zu horizontaler Komponente in Abb. 87 Aufschluß. Zum Vergleich ist das Ergebnis einer Modellrechnung von CRAMPIN (1977) eingetragen, dem Anisotropie in einer 30 km mächtigen Schicht unterhalb der Moho zugrunde liegt. Seine Modellannahmen reichen nur in einem begrenzten Periodenbereich aus, und dort auch nur teilweise, die Beobachtungen zu erklären. Gemeinsam mit der Existenz

einer longitudinalen Komponente, die aus der gleichen Abb. folgt, ist zu schließen, daß die Quellen für das anomale Verhalten noch tiefer liegen als beim CRAMPINschen Modell, daß also auch noch der Ästhenosphärenkanal in Betracht zu ziehen ist.

## 7. Schlußfolgerungen für Erdkruste und oberen Erdmantel

Als Abschluß soll versucht werden, in dieser Arbeit vorgelegte Beobachtungsergebnisse von Oberflächenwellen gemeinsam zu interpretieren. Die Komplexität dieser Absicht wird erhöht, indem auch andere geophysikalische Kenntnisse mit eingebracht werden. Es wird statt der klassischen Gliederung in Erdkruste und oberer Erdmantel die modernere Unterteilung in Lithosphäre und Asthenosphäre gewählt. Dabei möge die Lithosphäre die Erdkruste und den Teil des oberen Mantels umfassen, der in der englischsprachigen Literatur als Lid bezeichnet wird. Die Asthenosphäre, die nach der Tiefe hin anschließt, wird in ihrem oberen Teil hinsichtlich tektonischer Korrelationen, die sich in der Art der Ausbildung einer Low-velocity-Zone äußern, diskutiert.

### 7.1. Lithosphäre

Die Aussagen hierzu befassen sich vorwiegend mit dem Gebiet der DDR. Sie sind Tiefenbereichen zuzuordnen, die unterhalb der mit Prospektionsseismik erreichbaren liegen und ergänzen so tiefenseismische Messungen. Im Abschnitt 2.5.1. wurden Dispersionsergebnisse in einer sehr gut aufbereiteten Form behandelt. Hinzu kommen Resultate der scheinbaren Dämpfung für 20 Profile. Um die Zahl der Diskussionsgrößen einzuschränken, wird für das betrachtete Gebiet, das mit dem in Abb. 28 definierten übereinstimmt, von einer einheitlichen Mohotiefe ausgegangen. Signifikante Abweichungen davon zu finden, ist Aufgabe der Tiefenseismik. Als weitere geophysikalische Vergleichsgröße wird der Wärmefluß herangezogen, er ist nach HURTIG und OELSNER (1979) für das zu untersuchende Gebiet in Abb. 89 dargestellt. Ein Zusammenhang wird durch eine negative lineare Korrelation vermittelt, die nach BUNTEBARTH (1980) zwischen der Geschwindigkeit longitudinaler Wellen und der Wärmeproduktion besteht. Ein qualitativ gleicher Zusammenhang muß notwendigerweise auch für transversale Wellen gelten. Deshalb kommt die Ähnlichkeit im Charakter - nicht in den einzelnen Isolinien - zwischen den Isotachen von mittelperiodischen Oberflächenwellen und der Wärmeflußkarte nicht überraschend. Sie ist zunächst die Bestätigung für die Zuverlässigkeit von beiden Methoden. Im einzelnen entspricht einem nord-südlich verlaufenden relativen Wärmeflußhoch ein gleich positioniertes Phasengeschwindigkeitstief. Bezüglich der Scherwellengeschwindigkeit verläuft also in der Mitte des Gebietes im Mittel eine Mulde. Ihr Einfluß auf Oberflächenwellen ist periodenunabhängig, also gilt die Feststellung für nahezu die gesamte Lithosphäre. Eine ebenso deutliche

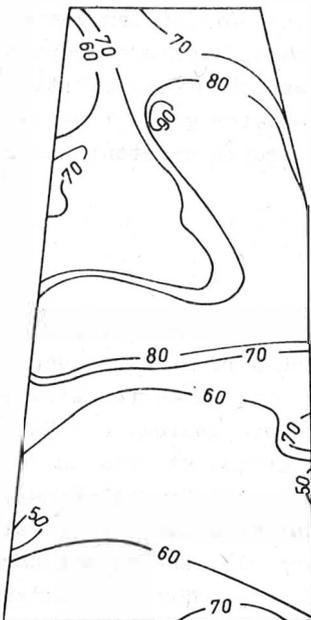


Abb. 89 Wärmeflußkarte nach HURTIG u. OELSNER (1979) für das untersuchte Gebiet

Fig. 89 Heat flow map after HURTIG and OELSNER (1979) derived for the investigated area

Strukturierung erfolgt durch ein ost-westliches Phasengeschwindigkeitstief, dem ein markantes Ost-West-Wärmeflußhoch entspricht. Die Ursache dafür ist eine nach Norden hin geneigte Zone (s. Abb. 31 unten) mit geringerer Scherwellengeschwindigkeit als in der Umgebung. Die Zone fällt zum stabilen Teil, also nach Norden hin, ein. Es besteht insofern eine Parallelität zu einer Benioffzone, ohne daß das vorgelegte Material darüber entscheiden kann, ob es sich tatsächlich um eine solche, "eingefrorene" Zone handelt oder nicht. Auf alle Fälle kann davon ausgegangen werden, daß diese Zone schon sehr alt angelegt ist. Der Geschwindigkeitskontrast ist, wie weiter vorn abgeschätzt worden ist, nicht sehr groß. Er reicht möglicherweise nicht aus, um bei tiefenseismischen Messungen als Diskontinuität zu erscheinen. Die Möglichkeit, auf Grund eines von der Periode abhängigen Unterschiedes der Phasengeschwindigkeit auf die Tiefenstruktur zu schließen, stellte eine echte Erweiterung der Kenntnisse aus der Geothermie dar. Es bietet sich als Aufgabe für die Zukunft regelrecht an, beide Erkenntnisse für eine geothermische Modellrechnung zu nutzen, was aber den Rahmen dieser Arbeit übersteigt. Auf Grund der geschilderten Übereinstimmung Geothermie - Oberflächenwellenresultate in den Achsen ist es trivial zu erwähnen, daß sich auch die Ecken des Untersuchungsgebietes qualitativ der Korrelation unterordnen. Es erscheint dem Autor aber auch noch notwendig, auf die Periode  $T = 31,6$  s hinzuweisen, bei der keine Strukturierung der Isotachen vorhanden ist. Bei ihr kündigt sich mit gewisser Wahrscheinlichkeit für das Untersuchungsgebiet eine Tendenzwende im Gesamtbild der Isotachen an, wie ein Vergleich mit der nachfolgenden Periode zeigt. Die entsprechende Tiefe liegt im unteren Teil der Lithosphäre. Es ist in gewisser Weise eine neutrale Zone, die dadurch bestimmt sein könnte, daß sich die Einflüsse von Kruste und Mantel auf das dortige Material ausgleichen. Bei gleichem Material wäre damit auch eine Isotherme in der Lithosphäre definiert. Über die Parallelen zur Geothermie werden andererseits durch den Verlauf der Isotachen zwanglos halbquantitativ die Ergebnisse der Dämpfungsbestimmungen erklärt, die ihrerseits besonders das Ostelbische Massiv als Hochlage der Scherwellengeschwindigkeit andeuten.

Die bisher in diesem Kapitel geschilderten Resultate sind von der Prozedur ihrer Entstehung her geglättet, sie zeigen aber z. T. trotzdem schwache Änderungen an, die mit anderen seismischen Methoden nicht ohne weiteres nachweisbar sind. Sie werden gut ergänzt durch den Nachweis von Reflexionen, die für das unmittelbare Untersuchungsgebiet von Interesse sind. In diesem Teil spiegeln sich dann wesentlich schroffere elastische Kontraste wider. Das konnte für den Südtteil des Untersuchungsgebietes gezeigt werden, wobei geologisch bekannte Störungen als in der gesamten oberen Kruste existent verifiziert wurden.

## 7.2. Asthenosphäre

Schlußfolgerungen auf Unterschiede im Aufbau der Asthenosphäre erfordern größere Dimensionen als sie das Gebiet der DDR bietet, deshalb müssen nach Norden, Osten und Süden angrenzende Regionen in den Zusammenhang einbezogen werden. Die geotektonische Geschichte in einem so definierten Gebiet ist vielfältig, es wird die geologische Zeitskala von alten Schilden und Plattformen bis zu den Varisziden überdeckt. Die im Vergleich zur Lithosphäre größere Tiefe der Asthenosphäre erfordert, daß Oberflächenwellen längerer Periode betrachtet werden müssen. Die gute Eignung gerade von Oberflächenwellen zur Feststellung von Unterschieden in der Asthenosphäre geht auf die Generalisierungen von KNOPOFF (1972, 1983) zurück. Zusätzliche Angaben geben vor allem Wärmeflußkarten und die Laufzeitresiduen seismischer Wellen.

Nach Oberflächenwellen gliedert sich die Asthenosphäre im Gebiet, das in Abb. 13 erfaßt wird (ausgenommen der südöstliche Teil) in Schild- bzw. Tafelregion, den Rand der Osteuropäischen Tafel und das Tafelvorland bis hin zu den Varisziden. Auffallend ist der moderate Schildcharakter der Asthenosphäre im Bereich des Böhmisches Massivs. In dieser zusammenfassenden Darstellung ist es durchaus erlaubt, die Unterschiede in der Ausbildung der Asthenosphäre nur graduell zu sehen von fehlender bzw. schwacher Existenz im Schild- bzw. Tafelbereich, schwach bzw. etwas stärker im Böhmisches Massiv und deutlich im gesamten betrachteten Tafelvorland. Die gleiche flächenmäßige Graduierung zeigen nach ČERMAK und HURTIG (1979) der Wärmestrom und nach GRÄSSL und OESBERG (1980) die Laufzeitresiduen der P-Einsätze. Es sind proportional geringe Ausbildung des Asthenosphärenkanals einerseits und niedriger Wärmestrom bzw. negative Laufzeitanomalie andererseits.

Wenn davon ausgegangen wird, daß das betrachtete Untersuchungsgebiet im plattentektonischen Sinn relativ klein ist, dann ist ein Eingehen auf die Gedanken von KNOPOFF (1983), welche die Ergebnisse von Oberflächenwellen berücksichtigen und Vorstellungen von JORDAN (1975) einbeziehen, notwendig und nützlich. Es geht im besonderen darum, ob überhaupt und wenn ja in welcher Tiefe eine Entkoppelung der horizontalen Bewegung von Lithosphäre und Asthenosphäre erfolgt. Im Zusammenhang mit unseren Betrachtungen interessieren seine Gedanken vor allem bezüglich der Kombination Atlantischer Ozean und Eurasischer Kontinent. Es ist ein Grundpostulat, daß sich die Wurzeln von Schilden, die sich in einer quasi Abwesenheit einer ausgeprägten Low-velocity-Zone in der Asthenosphäre ausgebildet haben, zusammen mit den Schilden bewegen. Die Frage ist dann, wie sich die ozeanische Low-velocity-Zone bewegt. KNOPOFF gibt zwei Modelle an: 1. Gleiche Bewegung im Asthenosphärenkanal im Atlantik und auf dem Kontinent. In diesem Fall beginnt die Entkopplung der horizontalen Bewegungen nicht oberhalb von 300 km Tiefe. 2. Außerhalb der Schildwurzeln findet eine Entkopplung an der Untergrenze der Lid statt. Dann werden von KNOPOFF Wirbel vermutet, die die stabilen eurasischen Wurzeln umströmen.

Die Betrachtungen von KNOPOFF gehen in der Interpretation vom rezenten Zustand, der aus Beobachtungen vermutet wird, aus und nehmen nicht Stellung zu einer zeitlichen Entwicklung. Nimmt man an, daß der Tiefenbereich der Asthenosphäre global etwa aus gleichem Material aufgebaut ist, so ist die Intensität der Ausbildung einer Low-velocity-Zone thermisch bedingt, und zwar dergestalt, daß - wie allgemein angenommen wird - unter tektonisch aktiven Gebieten hohe Temperaturen herrschen und unter Schilden niedrige. Über die lange Zeit der Existenz von Schilden hinweg muß deshalb auch in horizontaler Richtung ein Wärmestrom fließen, der die horizontalen Temperaturdifferenzen auszugleichen versucht. Nach STROHMEYER (mündliche Mitteilung) ist es so durchaus wahrscheinlich, daß die Low-velocity-Zone bis zu 400 km horizontal in den Schild hinein wandert. Eine Rückwirkung des Schildes in Form einer Abkühlung wird durch thermische Aktivierungen während der verschiedenen Gebirgsbildungszyklen weitestgehend vermieden. So werden die Ergebnisse, die für den äußeren Rand der Osteuropäischen Tafel gefunden wurden, zwanglos erklärt. Das bedeutet, daß die Grenzen im Asthenosphärenkanal Gradientenzonen sind und als solche Reflexion und Refraktion seismischer Oberflächenwellen bestimmen.

Die Annahme der Existenz von Wirbeln im Zusammenhang mit den stabilen Wurzeln von Schilden bei KNOPOFF ist prinzipiell anschaulich. Daß nun aber der gesamte stabile eurasische Teil einheitlich umströmt wird, ist weniger gut vorstellbar. Wenn solche Wirbel in der Asthenosphäre vorhanden sind, dann ist es für den Autor wahrscheinlicher, daß sie kleinräumiger angelegt sind und zudem episodisch auftreten. Es wäre so z. B. denkbar, daß als Folge eines solchen Wirbels in variszischer Zeit das Böhmisches Massiv (zumindest sein Asthenosphärenkanal) vom stabilen Teil der Osteuropäischen Tafel abgetrennt worden ist und heute relativ nach Westen verlagert erscheint.

#### D a n k

Für das Interesse während des Entstehens dieser Arbeit und an der Bearbeitung der Forschungsthematik "seismische Oberflächenwellen" schlechthin möchte ich dem Leiter des Forschungsbereiches Geo- und Kosmoswissenschaften und Direktor des Zentralinstitutes für Physik der Erde, Herrn Prof. Dr. habil. H. Kautzleben, herzlich danken. Mein Dank für ihr förderliches Interesse gilt ebenso den Leitern des Bereiches I des ZIPE, Herrn Prof. Dr. habil. E. Hurtig und Herrn Prof. Dr. sc. P. Bormann. Herr Dr. habil. Ch. Teupser hat zunächst als Leiter des Bereiches VI des ZIPE und dann des Seismologischen Hauptobservatoriums Jena das Entstehen der Arbeit jederzeit in kollegialer Weise mit aufmunterndem Interesse verfolgt, wofür ich ihm sehr danke. Weiterhin sei all jenen Mitarbeitern des Bereiches I des ZIPE, insbesondere aber des Seismologischen Hauptobservatoriums in Jena, die mich in Diskussionen bzw. bei technischen Details tatkräftig unterstützt haben, gedankt. Das gilt in ganz besonderem Maße für Frl. Dipl.-Geophys. D. Güth und Frau W. Doehling, auf deren Hilfe bei technischen Arbeiten ich jederzeit zurückgreifen konnte, und für Dr. rer. nat. R. Maaz, der mir bei EDV-Problemen und letztendlich durch die Aufarbeitung von Ergebnissen in Isolinienkarten wichtige Unterstützung gewährte. Das spezielle Stationsnetz wurde unter Leitung von Ing. A. Ziegert gewartet, das Typoskript der Arbeit schrieb Frl. Ch.-M. Dietl, die Zeichnungen fertigte im wesentlichen Frau G. Schamberger an, und die Fotoarbeiten erledigte Frl. I. Hauser. Ihnen sei ebenfalls besonders gedankt.

Literatur

- ALSOP, L.E.: Transmission and reflection of Love waves at a vertical discontinuity. J. Geophys. Res. 71 (1966) 16, 3969-3984
- ALSOP, L.E.; GOODMAN, A.S.; GRØGERSEN, S.: Reflection and Transmission of Inhomogeneous Waves with Particular Application to Rayleigh Waves. Bull. Seis. Soc. Am. 64 (1974) 6, 1635-1652
- ANDERSON, D.L.: Recent evidence concerning the structure and composition of the Earth's Mantle. Phys. Chem. of the Earth 6 (1965), 1-131
- ANDERSON, D.L.; BEN-MENACHEM, A.; ARCHAMBEAU, C.B.: Attenuation of seismic energy in the upper mantle. J. Geophys. Res. 70 (1965), 1441-1448
- BAWFOED, D.:  $P_n$  velocity anisotropy in a continental upper mantle. Geophys. J. R. Astr. Soc. 49 (1977), 29-48
- BEN-MENACHEM, A.: Observed attenuation and Q values of seismic surface waves in the upper mantle. J. Geophys. Res. 70 (1965), 4641-4651
- BEN-MENACHEM, A.: Radiation of seismic surface waves from finite moving sources. Bull. Seis. Soc. Am. 51 (1961) 3, 401-435
- BERANEK, B.; ZOUNKOVA, M.: Principal Results of Deep Seismic Soundings. Geodynamic Investigations in Czechoslovakia, Bratislava, 1979, 105-111
- BISWAS, N.N.; KNOPOFF, L.: The structure of the Upper Mantle under the United States from the Dispersion of Rayleigh Waves. Geophys. J. R. Astr. Soc. 36 (1974), 515-539
- BUKCHIN, B.G.; LEVSHIN, A.L.: Propagation of Love Waves across a Vertical Discontinuity. Wave Motion 2 (1980), 293-302
- BUNGUM, H.; CAPON, J.: Coda pattern and multipath propagation of Rayleigh waves at NORSAR. Phys. Earth Planet. Int. 9 (1974), 111-127
- BUNTEBARTH, G.: Geothermie. Berlin - Heidelberg - New York: Springer, 1980. 156 S.
- BURTON, P.M.: Estimations of  $Q_y^{-1}$  from seismic Rayleigh waves. Geophys. J. R. Astr. Soc. 36 (1974), 167-189
- CALCAGNILE, G.; PANZA, G.F.: Crust and upper mantle structure under the Baltic Shield and Barents Sea from the Dispersion of Rayleigh waves. Tectonophysics 42 (1978), 59-71
- CAPON, J.; EVERNDEN, J.F.: Detection of interfering Rayleigh waves at LASA. Bull. Seis. Soc. Am. 61 (1971) 4, 807-849
- ČERMAK, V.: Geothermal Studies and Heat Flow Map of Czechoslovakia. Geodynamic Investigations in Czechoslovakia, Bratislava 1979, 129-132
- ČERMAK, V.; HURTIG, E.: Heat flow map of Europe, Beilage zu: Terrestrial Heat Flow in Europe (Hrsg. von V. Čermak u. L. Rybach). Berlin - Heidelberg - New York: Springer, 1979.
- CHEN, T.C.; ALSOP, L.E.: Reflection and Transmission of Obliquely Incident Rayleigh Waves at a Vertical Discontinuity between two Welded Quarter-Spaces. Bull. Seis. Soc. Am. 69 (1979) 5, 1409-1423
- CHENG, C.; MITCHELL, B.J.: Crustal Q structure in the United States from multi-mode surface waves. Bull. Seis. Soc. Am. 71 (1981) 1, 161-181
- CORREIG, A.M.; MITCHELL, B.J.: Regional variation of Rayleigh wave attenuation coefficients in the Eastern Pacific. PAGEOPH 118 (1980), 831-845

- CRAAMPIN, S.: A review of effects of anisotropic layering on the propagation of seismic waves.  
Geophys. J. R. Astr. Soc. 49 (1977), 9-27
- CRAAMPIN, S.: A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media.  
Wave Motion 3 (1981), 343-391
- CRAAMPIN, S.; KING, D.W.: Evidence for anisotropy in the Upper Mantle beneath Eurasia from the polarisation of higher mode seismic surface waves.  
Geophys. J. R. Astr. Soc. 49 (1977), 59-85
- DUNKLIN, J.W.: Computation of modal solution in layered, elastic media at high frequencies.  
Bull. Seis. Soc. Am. 55 (1965), 335-358
- DZIEWONSKI, A. et al.: Progress Report on Recent Improvements in the Analysis of Surface Wave Observations.  
Journ. Phys. of the Earth 16 (1968) Special Issue, 1-26
- ELSTNER, C.: Ein Fehlertest für äquidistante Datenfolgen.  
Vermessungstechnik 24 (1976) 6, 221-223
- FENG, Chi-Chin: A surface wave study of crustal and upper mantle structure of Eurasia. 1982. 293 pp. University of Southern California, Diss., 1982
- GALLI, M.; RANDI, P.: On the design of the optimum numerical filter with a prefixed response.  
Annali di Geofisica 20 (1967) 4, 401-414
- GOLDEN, R.M.; KAISER, J.F.: Design of Wideband Sampled-Data Filters.  
The Bell System Technical Journal, July 1964, 1533-1546
- GRÄSSL, S.; OESBERG, R.-P.: Laterale Geschwindigkeitsinhomogenitäten im oberen Erdmantel Europas.  
Z. Geol. Wiss. Berlin, 8 (1980), 475-488
- GREGERSEN, S.: Possible Mode Conversion between Love and Rayleigh Waves at a Continental margin.  
Geophys. J. R. Astr. Soc. 54 (1978), 121-127
- GREGERSEN, S.; ALSOP, L.E.: Amplitude of horizontally refracted Love waves.  
Bull. Seis. Soc. Am. 64 (1974) 3, 535-553
- HANKA, W.: Analyse breitbandiger Oberflächenwellen - eine Möglichkeit zur seismischen Diskrimination.  
Berichte des Inst. für Geophys. der Ruhr-Universität Bochum, Nr. 11 (1982), 141 S.
- HASEGAWA, H.S.: Surface - and body - wave spectra of Cannikin and shallow Aleutian earthquakes.  
Bull. Seis. Soc. Am. 63 (1973), 1201-1225
- HASHIZUME, A.: A note on calculation of Rayleigh wave solutions in the multilayered half space.  
Journ. Phys. of the Earth 27 (1979), 279-284
- HASKELL, N.A.: The dispersion of surface waves in multilayered media.  
Bull. Seis. Soc. Am. 43 (1953), 17-34
- HERRMANN, R.B.: Surface-wave generation by the south central Illinois earthquake of november 9, 1968.  
Bull. Seis. Soc. Am. 63 (1973), 2121-2134
- HERRMANN, R.B.; MITCHELL, B.J.: Statistical analysis and interpretation of surface-wave anelastic attenuation data for the stable interior of North America.  
Bull. Seis. Soc. Am. 65 (1975), 1115-1128
- HIRN, A.: Anisotropy in the continental upper mantle: possible evidence from explosion seismology.  
Geophys. J. R. Astr. Soc. 49 (1977), 49-58
- HURTIG, E.; OELSNER, CHR.: The heat flow field on the territory of the German Democratic Republic, in: Terrestrial Heat Flow in Europe (Hrsg. von V. Čermak u. L. Rybach). Berlin - Heidelberg - New York: Springer, 1979, 186-190

- ITS, E.N.; JANOVSKAJA, T.B.: Oтражение i prelomlenie releevskich voln na vertikal'noj granice razdela.  
Vyčislitel'naja Sejsmologija, Moskva. Vyp. 10 (1977), 214-222
- ITS, E.N., JANOVSKAJA, T.B.: Opređenje koëfficientov oтраženija i prelomlenija poverchnostnyh voln na vertikal'nom kontakte s pomošč'ju funkcij Grina.  
Fizika Zemli (1979) 6, 11-21
- ITS, E.N.; JANOVSKAJA, T.B.: Oтражение i prelomlenie poverchnostnyh voln pri naklonom padenii na vertikalnuju granicu.  
Vyčislitel'naja Sejsmologija, Moskva. Vyp. 12 (1979), 86-92
- JANOVSKAJA, T.B.: The surface wave group velocity pattern in the Northern Atlantic.  
Fizika Zemli (1982a) 2, 3-11
- JANOVSKAJA, T.B.: Kartirovanie gorizontaľnyh neodnorodnostej v kore i verchnej mantii po gruppovym skorostjam poverchnostnyh voln.  
Vortrag auf der Arbeitssitzung des Unterprojektes 3.1 der KAPG, 1982 b
- JORDAN, T.H.: The continental tectonosphere.  
Rev. Geophys. Space Phys. 13 (1975) 3, 1-12
- KEILIS-BOROK, V.I.; JANOVSKAJA, T.B.: Inverse Problems of Seismology (structural review).  
Geophys. J. R. Astr. Soc. 13 (1967), 223-234
- KIJKO, A.; MITCHELL, B.J.: Multimode Rayleigh wave attenuation and  $Q_{\beta}$  in the crust of the Barents Shelf.  
J. Geophys. Res. 88 (1983), 3315-3328
- KNOPOFF, L.: Observation and inversion of surface-wave dispersion in the Upper Mantle.  
Tectonophysics 13 (1972), 497-519
- KNOPOFF, L.: The thickness of the lithosphere from the dispersion of surface waves.  
Geophys. J. R. Astr. Soc. 74 (1983), 55-81
- KNOPOFF, L.; SCHLUE, J.W.: Rayleigh wave phase velocities for the path Addis Ababa - Nairobi.  
Tectonophysics 15 (1972), 157-163
- KNOPOFF, L.; VANE, G.: Age of East Antarctica from Surface Wave Dispersion.  
PAGEOPH 117 (1978/1979), 806-816
- KOVACH, R.L.: Seismic surface waves: Some observations and recent developments.  
Phys. Chem. of the Earth 6 (1965), 251-314
- KOSMINSKAYA, I.P.; PUZYREV, N.N.; ALEKSEEV, A.S.: Explosion seismology: its past, present and future.  
Tectonophysics 13 (1972), 309
- LEE, W.B.; SOLOMON, S.C.: Inversion Schemes for Surface Wave Attenuation and Q in the Crust and the Mantle.  
Geophys. J. R. Astr. Soc. 43 (1975), 47-71
- LEVSHIN, A.; BERTEUSSEN, K.-A.: Anomalous propagation of surface waves in the Barents sea inferred from NORSAR recordings.  
Geophys. J. R. Astr. Soc. 56 (1979), 97-118
- LEVSHIN, A.L.; PISARENKO, V.F.; POGREBINSKI, G.A.: On a frequency-time analysis of oscillations.  
Ann. Géophys. 28 (1972) 2, 211-218
- LEVŠIN, A.L.; JANOVSKAJA, T.B.: Oтражение i prelomlenie voln Ljava na vertikal'noj granice. Vyčislitel'naja Sejsmologija, Moskva. Vyp. 9 (1976), 160-173
- MAAZ, R.; NEUNHÖFFER, H.: Ortung naher seismischer Ereignisse.  
Gerl. Beitr. Geophysik 91 (1982) 5, 411-419
- MAAZ, R.; NEUNHÖFFER, H.; JANOVSKAJA, T.B.; GÜTH, D.: The Phase Velocity Field of Rayleigh Waves in Central Europe: Method of Determination, Results, Interpretation in Terms of the Structure of the Lithosphere.  
Gerl. Beitr. Geophysik 94 (1985) 2, 102-110
- MALISCHEWSKY, P.: Ausbreitung von seismischen Oberflächenwellen in Medien mit vertikalen Diskontinuitäten.  
Veröff. d. Zentralinst. f. Physik der Erde Nr. 24, Potsdam 1973, 81 S.

- MALISCHEWSKY, P.: Surface Waves in Media Having Lateral Inhomogeneities.  
PAGEOPH 114 (1976), 833-843
- MALISCHEWSKY, P.: The Influence of Vertical Discontinuities on the Propagation of Seismic Surface Waves, in: Theorie der Beugung und Ausbreitung von Wellen, VII. Allunionssymposium zur Beugung und Ausbreitung von Wellen, Rostov am Don 1977, Kurzfassung der Vorträge, Moskau (1977), 386-390
- MALISCHEWSKY, P.: An Improvement of ALSOP's Method for the Determination of Reflection and Transmission Coefficients of Surface Waves.  
PAGEOPH 117 (1979), 1045-1049
- MALISCHEWSKY, P.: Primenenie ulučšennogo varianta metoda Olsopa dlja rasčete prochoždenija volny Ršleja čerez vertikal'nyj kontakt.  
Fizika Zemli (1980) 11, 87-89
- MALISCHEWSKY, P.: General Theory of Surface Waves in Presence of Discontinuities by using the Impedance Concept.  
(1984) in Vorbereitung
- MALISCHEWSKY, P.; NEUNHÖFER, H.: Beobachtungen von Oberflächenwellen im Süden der DDR und Möglichkeiten einer theoretischen Interpretation.  
Freib. Forschungshefte C 387, im Druck
- McEVILLY, T.V.: Central U.S. crust-upper mantle structure for Love and Rayleigh wave phase velocity inversion.  
Bull. Seis. Soc. Am. 54 (1964), 1997-2016
- McGARR, A.; ALSOP, L.E.: Transmission and reflection of Rayleigh waves at vertical boundaries.  
J. Geophys. Res. 72 (1967) 8, 2169-2180
- MITCHELL, B.J.: Regional Rayleigh wave attenuation in North America.  
J. Geophys. Res. 80 (1975), 4904-4916
- MITCHELL, B.J.; LEITE, L.W.B.; YU, Y.K.; HERRMANN, R.B.: Attenuation of Love and Rayleigh waves across the Pacific at periods between 15 and 110 seconds.  
Bull. Seis. Soc. Am. 66 (1976), 1189-1201
- MORRIS, G.B.; RAITT, R.W.; SHOR, G.G.: Velocity anisotropy and delay-time maps of the mantle near Hawai.  
J. Geophys. Res. 74 (1969), 4300-4316
- MURPHY, L.R.; O'BRIEN, L.J.: An investigation of the reflection of short-period surface waves from valley boundaries.  
Presented at the Annual Meeting of the Seismological Society of America, 1978, 12 pp
- NAKANISHI, K.K.; SCHWAB, F.; KAUSEL, E.G.: Interpretation of  $S_a$  on a continental structure.  
Geophys. J. R. Astr. Soc. 47 (1976), 211-223
- NEUNHÖFER, H.: Deconvolution of Seismogram Concerning the Parameters of the Seismograph.  
Gerl. Beitr. Geophysik 80 (1971) 6, 475-482
- NEUNHÖFER, H.: Verbesserte Informationsentnahme aus digitalen Seismogrammen.  
Mitt. der KAPG, Arbeitsgruppe 5.2. Numerische Methoden in der Geophysik, Liblice 1972, 105-116
- NEUNHÖFER, H.: Anisotropic attenuation of mean-period Rayleigh waves.  
Gerl. Beitr. Geophysik 88 (1979), 82-85
- NEUNHÖFER, H.: Nutzung von Oberflächenwellen zur Untersuchung der Struktur von Erdkruste und Erdmantel.  
Geophys. u. Geol. Geophys. Veröff. d. KMW Leipzig 2 (1979) 1, 71-85
- NEUNHÖFER, H.; FRISCHBUTTER, A.; GÜTH, D.: Contribution to Rayleigh Wave Dispersion in Antarctica and Comparison to Eastern Europe.  
Gerl. Beitr. Geophysik 92 (1983) 5, 428-434
- NEUNHÖFER, H.; GÜTH, D.: Dispersion curves of surface waves influenced by different crustal low-velocity layers.  
Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., A-4 (115), (1977), 473-477

- NEUNHÖFER, H.; GÜTH, D.: Dispersion of Rayleigh waves in Middle Europe and Phase Velocity Splitting.  
The XIIIth General Assembly of the European Seismological Commission (Part III) Braşov, 28th August - 5th September 1972, Bukarest 1975, 223-227
- NEUNHÖFER, H.; MALISCHEWSKY, P.: Anomalous polarisation of Love waves indicating anisotropy along paths in Eurasia.  
Gerl. Beitr. Geophysik 90 (1981), 179-186
- NEUNHÖFER, H.; MARILLIER, F.; PANZA, G.F.: Crust and Upper Mantle Structure in the Bohemian Massif from the Dispersion of Rayleigh Waves.  
Gerl. Beitr. Geophysik 90 (1981) 6, 514-520
- NEUNHÖFER, H.; PLEŠINGER, A.; KRACKE, D.: Crust and upper mantle structure between Moxa and Kasperské Hory from Rayleigh Waves.  
Gerl. Beitr. Geophysik 92 (1983) 2, 284-290
- NEUNHÖFER, H.; ZIEGERT, A.: Gerät zur Digitalisierung von Seismogrammen.  
Feingerätetechnik 23 (1974) 2, 79-80
- NOLET, G.: Frequency-wavenumber analysis of Rayleigh modes.  
XIVth General Assembly of the European Seismological Commission. Trieste, 16-22 September 1974, 133-139
- NOPONEN, I.: Surface wave phase velocities in Finland.  
Bull. Seis. Soc. Am. 56 (1966), 1093-1104
- NYMAN, D.C.; LANDISMAN, M.: The display-equalized filter for frequency-time analysis.  
Bull. Seis. Soc. Am. 67 (1977) 2, 393-404
- PANZA, G.F.; MÜLLER, ST.; CALCAGNILE, G.: The Gross Features of the Lithosphere-Asthenosphere System in Europe from Seismic Surface Waves and Body Waves.  
PAGEOPH 118 (1980), 1209-1213
- PANZA, G.F.; NEUNHÖFER, H.; CALCAGNILE, G.: Contribution to Phase Velocity Investigations of Rayleigh-waves in Middle Europe.  
PAGEOPH 116 (1978), 1299-1306
- PLEŠINGER, A.; HORALEK, J.: The seismic broadband recording and data processing system FBV/DPS and its seismological application.  
Zeitschr. f. Geophysik 42 (1976) 3, 201-218
- PRESS, F.: Earth models obtained by Monte Carlo inversion.  
J. Geophys. Res. 73 (1968), 5223-5234
- PROSKURJAKOVA, T.A.; NOVOTNY, O.; VORONINA, E.V.: Izučenie stroenija zemli metodom poverchnykh voln (Central'naja Evropa) Rezul'taty issledovaniy po meždunarodnym geofizičeskim proektam.  
Moskva: Nauka, 1981. 94 pp.
- RAITT, R.W.; SHOR, G.G.; FRANCIS, T.J.; MORRIS, G.B.: Anisotropy of the Pacific upper mantle.  
J. Geophys. Res. 74 (1969), 3095-3109
- SAVARENSKIJ, E.F.; POPOV, I.I.; LAZAREVA, A.P.: Observations of long periods waves of the Chilean earthquake of 1960.  
Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geofiz. (1961), 744-748
- SCHNEIDER, G.; MÜLLER, ST.; KNOPOFF, L.: Gruppengeschwindigkeitsmessungen an kurzperiodischen Oberflächenwellen in Mitteleuropa.  
Zeitschr. f. Geophysik 32 (1966), 33-57
- SCHWAB, F.A.; KNOPOFF, L.: Fast surface wave and free mode computations.  
in: Seismology Surface Waves and Earth Oscillations. Ed. by Bruce A. Bolt.  
New York; London: Academic Press, 1972. 309 pp. (Methods in Computational Physics; 11)
- SEIDL, D.; MÜLLER, ST.: Seismische Oberflächenwellen.  
J. Geophys. 42 (1977), 283-328
- Seismology Surface Waves and Earth Oscillations. Ed. by Bruce A. Bolt.  
New York; London: Academic Press, 1972. 309 pp. (Methods in Computational Physics; 11)

- SICHARULIDSE, D.I.: Stroenie Zemli po poverchnostnym volnam.  
Tbilisi: Mecniereba, 1978. 247 pp.
- SOLLOGUB, V.B.; GUTERCH, A.; PROSEN, D.: Struktura zemnoj i verchnej mantii zentral'noj i vostočnoj Evropy.  
Kiev: Naukova Dumka, 1978.
- SOLOMON, S.C.: Seismic wave attenuation and partial melting in the upper mantle of North America.  
J. Geophys. Res. 77 (1972), 1483-1502
- TEUPSER, CH.: Die Eichung und Prüfung von elektrodynamischen Seismographen.  
Freib. Forschungshefte C 130 (1962), 103 S.
- TEUPSER, CH.; ULLMANN, W.: Der neue Jenaer Horizontalseismograph HSJ-I.  
Veröff. Inst. Bodendynamik u. Erdbebenforschung Jena, 76 (1964), 148 S.
- TJOSTHEIM, D.: Improved seismic discrimination using pattern recognition.  
Phys. Earth Planet. Int. 16 (1978), 85-108
- TRYGGVASON, E.: Dissipation of Rayleigh wave energy.  
J. Geophys. Res. 70 (1965), 1449-1455
- TSAI, Y.B.; AKI, K.: Simultaneous determination of the seismic moment and attenuation of seismic surface waves.  
Bull. Seis. Soc. Am. 59 (1969), 275-287
- WIELANDT, E.; SCHENK, H.: On systematic errors in phase velocity analysis.  
J. Geophys. 52 (1983) 1, 1-6
- YACOUB, N.K.; MITCHELL, B.J.: Attenuation of Rayleigh wave amplitudes across Eurasia.  
Bull. Seis. Soc. Am. 67 (1977), 751-769
- ZATOPEK, A.: The East-Alpine Earthquakes and the Seismicity Associated with the Contact Zone between the Bohemian Massif and the Carpathians.  
Annali di Geofisica 30 (1977), 409-433
- ZURMÜHL, R.: Praktische Mathematik für Ingenieure und Physiker.  
Berlin - Göttingen - Heidelberg: Springer, 1963. 542 S.

Anhang A 1 Parameter aus Formel 22 des verwendeten Satzes von Butterworthbandpassen, Bandbreite  $b = T_m/8$

$T_m$	$\gamma_1$	$\gamma_2$	$\delta_1$	$\delta_2$	$\delta_t$
5	0,360257	0,287951	2,641654	1,687679	2,4682
6	0,258518	0,210815	1,635034	1,087302	2,8409
7	0,203295	0,167582	1,125343	0,764696	3,0815
8	0,168457	0,139778	0,827102	0,569453	3,2442
9	0,144345	0,120288	0,635876	0,441581	3,3589
10	0,126584	0,105803	0,505223	0,352963	3,4425
11	0,112907	0,0945762	0,411711	0,288873	3,5052
12	0,102020	0,0855953	0,342297	0,240949	3,5534
13	0,0931295	0,0782331	0,289276	0,204135	3,5911
14	0,0857190	0,0720785	0,247815	0,175220	3,6212
15	0,0794396	0,0668507	0,214753	0,152082	3,6457
16	0,0740450	0,0623508	0,187947	0,133269	3,6658
17	0,0693567	0,0584337	0,165902	0,117761	3,6824
18	0,0652419	0,0549911	0,147547	0,104824	3,6965
19	0,0615993	0,0519401	0,132096	0,0939173	3,7084
20	0,0583507	0,0492164	0,118965	0,0846347	3,7185
21	0,0554344	0,0467693	0,107709	0,0766683	3,7273
22	0,0528011	0,0445580	0,0979859	0,0697797	3,7349
23	0,0504109	0,0425497	0,0895278	0,0637824	3,7416
24	0,0482312	0,0407171	0,0821238	0,0585284	3,7474
25	0,0462349	0,0390380	0,0756051	0,0538996	3,7526
26	0,0443996	0,0374936	0,0698355	0,0498003	3,7572
27	0,0427063	0,0360681	0,0647042	0,0461526	3,7613
28	0,0411390	0,0347483	0,0601200	0,0428922	3,7649
29	0,0396839	0,0335226	0,0560077	0,0399663	3,7694
30	0,0383294	0,0323812	0,0523044	0,0373303	7,5424
32	0,0358825	0,0303188	0,0459227	0,0327858	7,5526
34	0,0337318	0,0285052	0,0406437	0,0290244	7,5611
36	0,0318263	0,0268978	0,0362269	0,0258758	7,5683
38	0,0301259	0,0254631	0,0324940	0,0232137	7,5743
40	0,0285991	0,0241745	0,0293105	0,0209426	15,1590
44	0,0259693	0,0219543	0,0242032	0,0172977	15,1755
48	0,0237844	0,0201090	0,0203245	0,0145283	15,1883
52	0,0219399	0,0185509	0,0173093	0,0123748	15,1981
56	0,0203618	0,0172176	0,0149190	0,0106672	15,2058
60	0,0189961	0,0160635	0,0129919	0,00929024	19,0153
65	0,0175272	0,0148221	0,0110665	0,00791417	19,0231
70	0,0162697	0,0137591	0,00953970	0,00682274	19,0293
75	0,0151836	0,0128358	0,00831181	0,00594011	19,0344
80	0,0142287	0,0120338	0,00730112	0,00522231	19,0972

## A 2 Daten der verwendeten Stationen auf dem Gebiet der DDR

Station	Code	geogr. Länge	Breite	tätig
Arkona	ARK	13°,435	54°,680	11.06.70 - 03.06.82
Oderberg	ODB	14°,054	52°,878	01.03.68 - 14.04.82
Pritzwalk	PRW	12°,188	53°,143	01.12.68 - 30.03.78
Potsdam	POT	13°,068	52°,379	26.06.67 - 02.08.74
Niemegk	NIE	12°,675	52°,072	seit 30.01.75
Quedlinburg	QED	11°,143	51°,794	seit 05.03.74
Halle	HLE	11°,957	51°,498	25.01.67 - 19.12.73
Collm	CLL	13°,004	51°,309	seit 01.03.66
Berggießhübel	BRG	13°,946	50°,873	seit 24.10.66
Moxa	MOX	11°,616	50°,646	seit 01.01.64

A 3 Daten der verwendeten Stationen für regionale Betrachtung  
\*) keine Daten verfügbar

Station	Code	geograph. Länge	Breite
Moxa	MOX	11°,616	50°,646
Wien	VIE	16°,318	48°,265
Kasperske Hory	KHC	13°,579	49°,131
Prag	PRA	14°,433	50°,070
Kzias	KSP	16°,293	50°,843
Krakau	KRA	19°,940	50°,058
Warschau	WAR	21°,023	52°,242
Riga *)			
Minsk *)			
Nurmijärvi	NUR	24°,651	60°,509
Pulkovo	PUL	30°,324	59°,773
Kopenhagen	COP	12°,433	55°,683
Kevo	KEV	27°,013	69°,755
Kongsberg	KON	9°,982	59°,649
Kirkenes	KRK	30°,063	69°,724
Oulo	OUL	25°,896	65°,085

## A 4 Daten zu den Registrierungen, die für die Dämpfungsbestimmung verwendet worden sind

Code	Datum	Herdzeit	Geograph. Koordinaten (MOX)			Herdregion
			$\lambda$	$\varphi$	MLV	
5	20.09.68	06 00 03,5	62,67 W	10,74 N	6,2 <sup>*)</sup>	Nähe Küste von Venezuela
6	03.03.69	00 59 10,5	27,430 E	40,116 N	5,5	Türkei
7	27.03.69	12 41 35,9	127,514 E	4,773 N	6,7	Talaud-Inseln
8	19.06.68	08 13 35,0	77,150 W	5,556 S	6,1	Nord-Peru
9	18.07.69	05 24 48,0	119,449 E	38,303 N	7,2	NE-China
10	14.05.69	19 32 54,2	179,931 W	51,284 N	6,7	Andreanof-Inseln, Aleuten
11	17.09.69	18 40 45,8	131,313 E	31,121 N	7,2	Kiuschu, Japan
12	07.11.69	18 33 59,9	60,060 E	27,853 N	6,2	S-Iran
13	31.10.69	11 33 04,8	179,014 W	51,316 N	6,5	Andreanof-Inseln, Aleuten
14	20.01.70	17 33 05,4	142,97 E	42,52 N	6,7	Hokkaido, Japan
18	14.10.70	05 59 57,1	55,146 E	73,315 N	6,1	Novaja Zemlja
19	27.05.70	19 05 39,1	142,987 E	40,304 N	6,9	Nähe Ostküste v. Hondo, Japan
20	19.08.70	12 19 54,5	11,1 E	43,2 N	5,1 <sup>*)</sup>	Mittelitalien
21	20.12.70	11 01 48,0	29,24 E	39,40 N	5,4	Türkei
22	14.10.70	18 15 37,3	147,966 E	43,515 N	6,6	Kurilen
27	09.03.71	04 58 38,9	20,326 E	38,714 N	4,8 <sup>*)</sup>	Griechenland
29	23.03.71	09 26 29,3	7,034 W	70,993 N	6,1	Jan Mayen
30	23.03.71	20 47 17,4	79,259 E	41,453 N	6,2	Grenze zu Prov. Sinkiang, China
31	19.04.71	02 43 52,2	20,495 E	38,953 N	5,0 <sup>**)</sup>	Griechenland, Grenzgeb. Albanien
32	15.07.71	01 33 22,3	10,34 E	44,78 N	5,5 <sup>**)</sup>	N-Italien
33	06.05.71	03 45 13,6	15,235 E	41,142 N	4,7 <sup>**)</sup>	S-Italien
34	06.05.71	04 24 33,9	29,706 E	39,037 N	4,6	Türkei
36	31.05.71	03 46 52,2	1,166 E	72,213 N	5,6	Norweg. Meer
37	24.08.71	16 33 22,7	91,428 E	52,210 N	5,8	Zentral-SU
40	15.01.72	20 21 50,1	78,99 E	40,33 N	6,5	Südl. Prov. Sinkiang, China
41	14.03.72	14 05 45,8	29,42 E	39,28 N	5,3	Türkei
43	03.04.72	18 52 59,3	35,102 W	54,255 N	5,7	N-Atlantik
44	03.04.72	20 36 22,2	35,140 W	54,322 N	5,8	N-Atlantik
45	11.04.72	02 21 15,7	28,286 W	0,967 N	6,4	Zentral-Mittelatlant. Rücken
46	17.12.71	19 06 07,1	163,954 E	55,520 N	5,9	Komandorsky-Inseln Beringmeer (SU)
47	11.08.70	03 48 52,4	13,869 W	1,108 S	6,2	Mittelatlantik
48	24.09.69	18 03 19,0	45,776 W	15,237 N	6,8	Nordatlant. Rücken
49	01.10.69	05 05 43,2	75,129 W	11,876 S	6,5	Peru
50	19.07.69	04 54 54,1	72,519 W	17,254 S	6,8	Nähe Küste von Peru
51	03.01.71	17 35 40,2	2,578 W	55,503 S	6,4	S-Atlantischer Rücken
52	12.06.72	19 47 37,2	166,785 W	53,350 N	5,8	Fox-Inseln, Aleuten
53	05.11.69	17 54 13,6	121,198 W	34,831 N	6,4	Nähe Küste v. Kalifornien
54	20.10.72	08 17 48,6	106,727 W	18,781 N	6,6	Mexiko
55	22.01.73	00 37 58,0	104,967 W	18,601 N	6,5	Mexiko
56	24.06.72	15 29 22,2	69,671 E	36,230 N	6,7	Hindukusch
57	03.09.72	16 48 28,8	73,417 E	35,979 N	6,3	NW-Kaschmir
58	09.05.74	23 56 38,0	35,267 E	45,989 S	6,4	Prince-Edward-Inseln

## A 4 Fortsetzung

Code	Datum	Herdzeit	Geograph. Koordinaten (MOX)			Herdregion
			$\lambda$	$\varphi$	MLV	
59	30.09.71	08 17 54,6	110,777 W	26,765 N	7,0	Golf von Kalifornien
60	30.09.71	21 24 11	4,841 W	0,463 S	5,8	S-Atlantik
61	29.11.73	10 57 42,7	23,80 E	35,18 N	6,1	Kreta
62	06.10.73	15 07 37,3	21,55 W	60,82 S	6,7	SW-Atlantik
63	29.11.75	14 47 40,4	155,024 W	19,334 N	7,1	Hawaii
64	19.08.71	22 15 37,7	155,448 E	49,289 N	6,4	Kurilen
65	03.08.72	04 40 54,9	178,119 W	51,199 N	6,1	Andreanof-Inseln Aleuten
66	02.09.72	01 49 36,8	130,542 E	29,365 N	6,6	Riu-Kiu-Inseln
67	03.09.78	00 21 15,6	38,052 E	44,404 N	5,3	W-Kaukasus
68	07.06.76	14 26 39,1	100,635 W	17,403 N	6,5	Guerrero, Mexiko
69	20.04.80	02 37 49,3	57,706 E	11,736 N	6,1	Arab. Meer
71	11.10.73	02 07 40,5	29,21 W	0,83 N	6,0	Zentral-Mittelatlant. Rücken
72	20.04.70	15 39 29,2	22,79 E	38,41 N	5,3	Griechenland
73	09.09.71	23 01 06,8	150,861 E	44,438 N	6,3	Kurilen
74	12.03.73	19 39 21,0	157,103 E	50,835 N	6,1*)	Kurilen
75	18.01.73	09 28 14,1	149,99 E	6,87 S	6,9	Region Neubritanien
76	11.06.73	08 42 04,0	161,59 E	53,69 N	6,2	Nähe E-Küste von Kamtschatka
77	15.06.73	11 20 44,9	161,50 E	53,53 N	6,3	Nähe E-Küste von Kamtschatka

\*) Raumwellenmagnitude nach NEIS, \*\*) MLH

Code	ARK	BRG	CLL	Entfernung [km]		ODB	POT	PRW	QED
				HLE	MOX				
5		8151,798			7985,884		8103,086		
6		1588,874	1670,240		1697,062		1749,856		
7		11210,027			11371,648		11203,503		
8		10553,625			10387,912		10501,466		
9		7764,178				7627,572	7714,250		
10		8617,614	8579,486	8569,195	8666,326		8460,999		
11			9075,251		9197,284	8908,164	8995,043		
12						4674,713	4721,981	4803,133	
13		8623,726	8584,855		8670,352	8401,831	8466,242	8389,674	
14			8553,080		8669,492		8453,731		
18		3173,022			3262,287	2966,434			
19		8763,926			8881,970		8666,796		
20		876,747				1094,998	1027,687		
21		1744,136	1825,839		1857,957				
22		8651,910			8759,538	8459,704	8542,360		
27		1441,095	1512,237		1492,590		1619,167	1720,986	
29			2419,003		2461,299			2207,607	
30		4982,743	5034,572		5148,078				
31		1420,665			1474,724			1700,661	
32	1121,930	728,226	751,306	755,014	657,535	939,542	867,215	938,210	
33	1511,433	1086,257	1143,116				1260,103	1353,941	
34		1802,784	1884,519		1916,757				

## A 4 Fortsetzung

Code	ARK	BRG	CLL	Entfernung [km]		ODB	POT	PRW	QED
				HLE	MOX				
36	2040,41	2462,93	2403,56			2245,19		2192,84	
37		5115,05	5143,40		5265,51				
40		5039,72	5093,16		5205,48				
41		1763,50	1845,22		1877,37				
43		3281,24		3125,72	3144,16				
44		3281,87		3126,37	3145,03				
45						6949,44	6862,59		
46	7505,71	7899,42			7971,18				
47		6328,79			6219,01	6518,95			
48		6591,29			6425,94			6543,10	
49		10949,36			10782,97		10913,88		
50		11224,35			11058,83		11205,52		
51		11880,04		11926,54	11829,23				
52	8039,38	8463,05			8487,54				
53					9476,45		9382,33	9278,61	
54		10375,99	10294,08		10254,49				
55		10290,52	10208,69		10166,10				
56		4661,94		4798,34	4827,43				
57		4942,72		5075,74	5108,79				
58	11334,81					11130,47		11192,39	
59		9850,40	9768,92		9744,65				
60	6332,88	5955,38	5974,31		5869,83			6143,60	
61					1979,31				
62	13164,94		12799,43	12797,11	12699,75				
63	11739,59					11944,36			
64	7959,61							8147,37	
65	8229,87						8487,11		
66						9030,26	9117,10		
67					2067,53				
68		10140,35							9919,72
69		5868,65							6089,02
71						7010,39	6923,51		
72							1725,58	1828,99	
73	8316,59							8505,90	
74	7841,82							8031,40	
75						13536,42	13623,12		
76				8017,33	8114,87				
77				8032,16	8129,68				

A 5 Mit der FFT berechnete Spektren, die als Grundlage der Dämpfungsuntersuchungen dienen. Es erfolgt eine Beschränkung auf signifikante Periodenbereiche. Dargestellt ist der Logarithmus der Amplitude über der Periode. Links ist die Nummer des Ereignisses angegeben.

A 5 Spectra calculated by FFT and which are the base for investigating the attenuation. The curves are limited to the significant period range. The display shows the logarithm of the amplitude over the period. The used event number is indicated at left hand side.

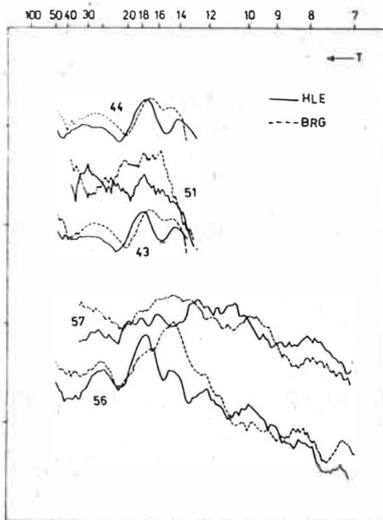


Abb./Fig. A1 HLBR

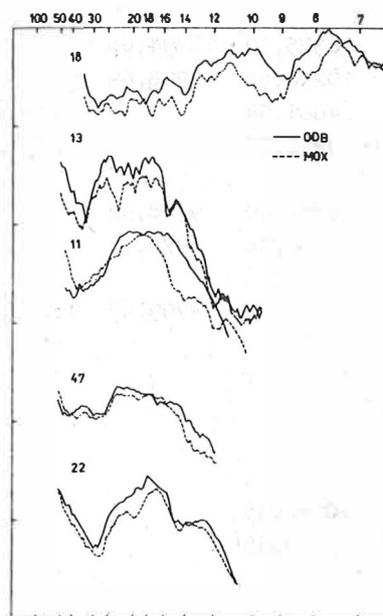


Abb./Fig. A3 ODMO

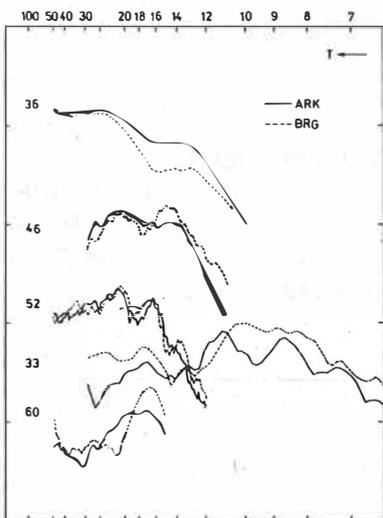


Abb./Fig. A2 ARBR

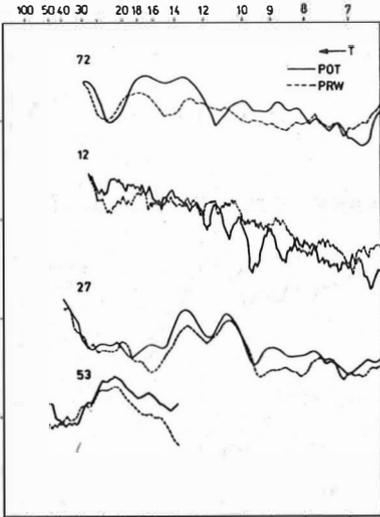


Abb./Fig. A4 POPR

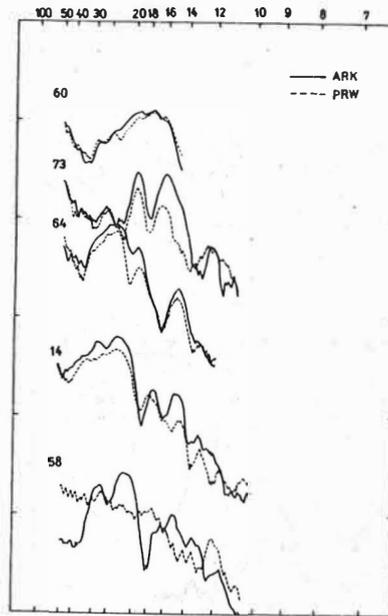


Fig./Abb. A5 ARPR

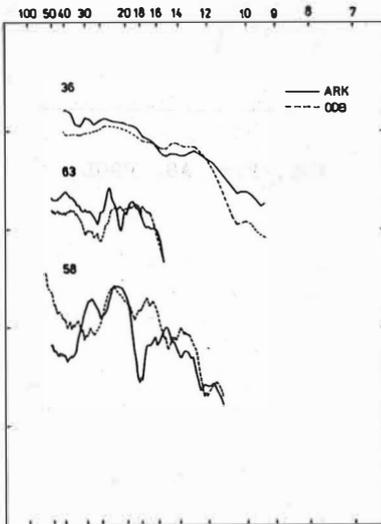


Abb./Fig. A6 AROD

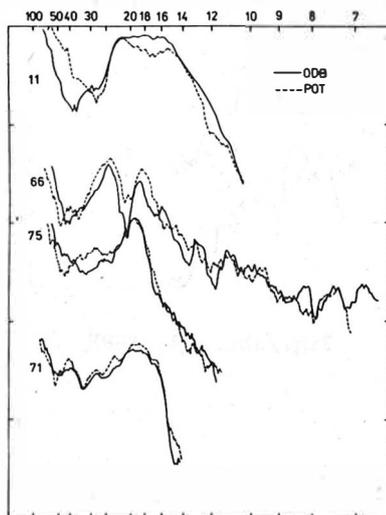
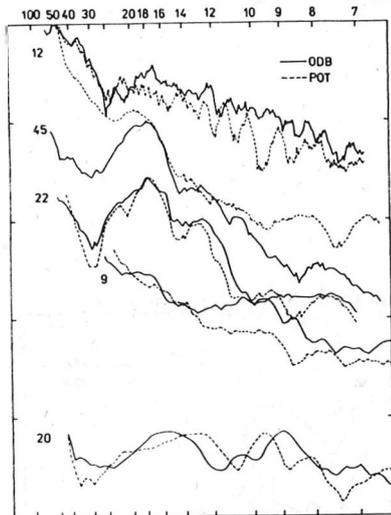


Abb./Fig. A7 ODPO

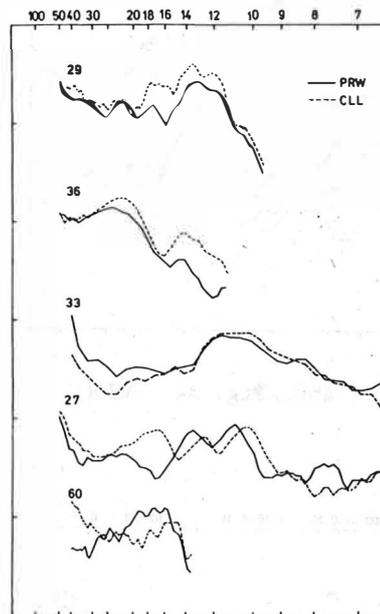


Abb./Fig. A8 PRCL

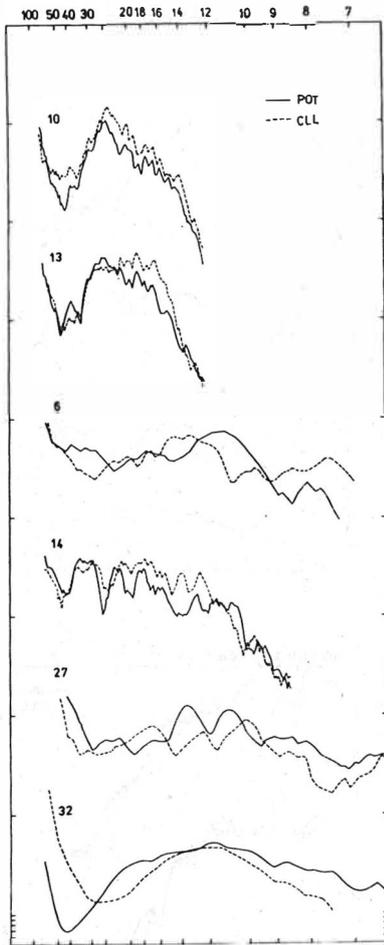


Abb./Fig. A9 POCL

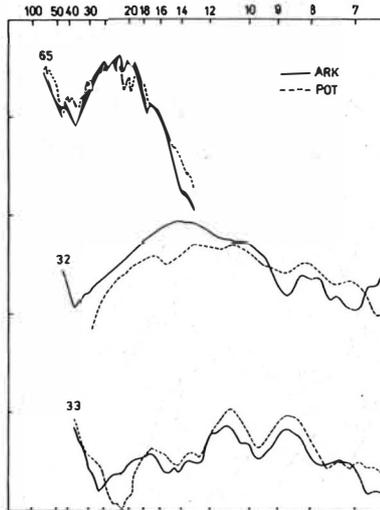


Abb./Fig. A10 ARPO

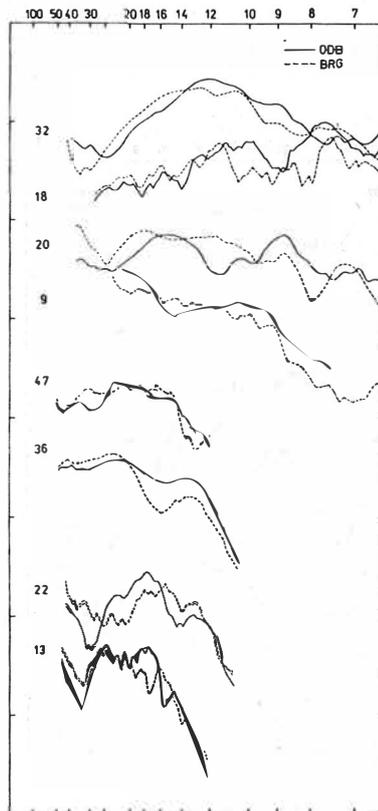


Abb./Fig. A11 ODER

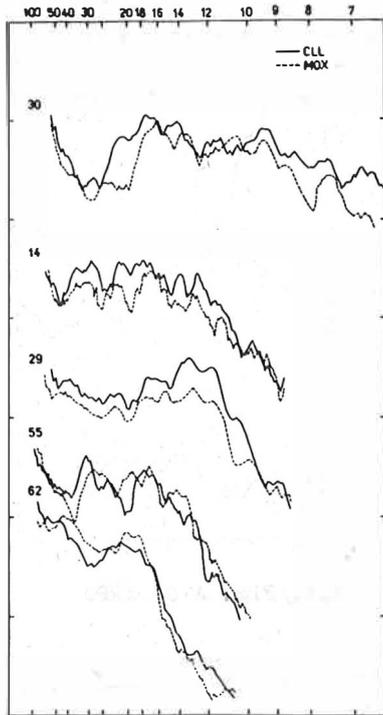


Abb./Fig. A12 CLMO

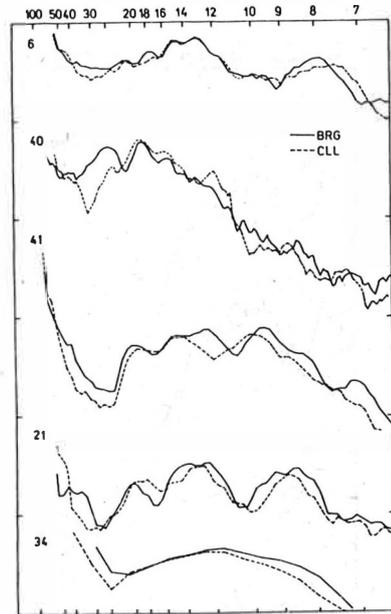
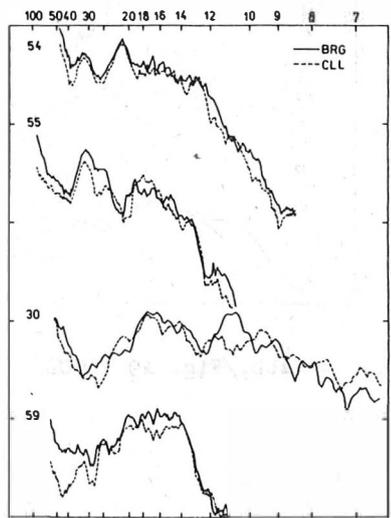
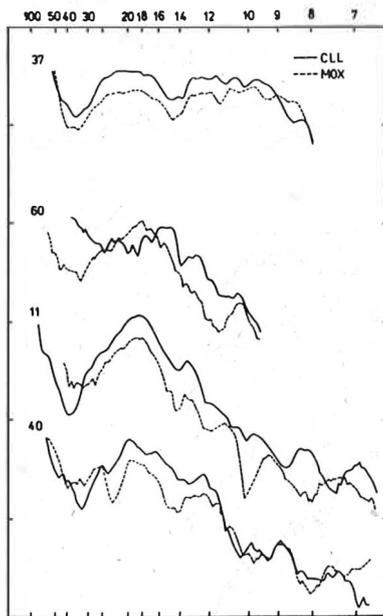


Abb./Fig. A13 BRCL



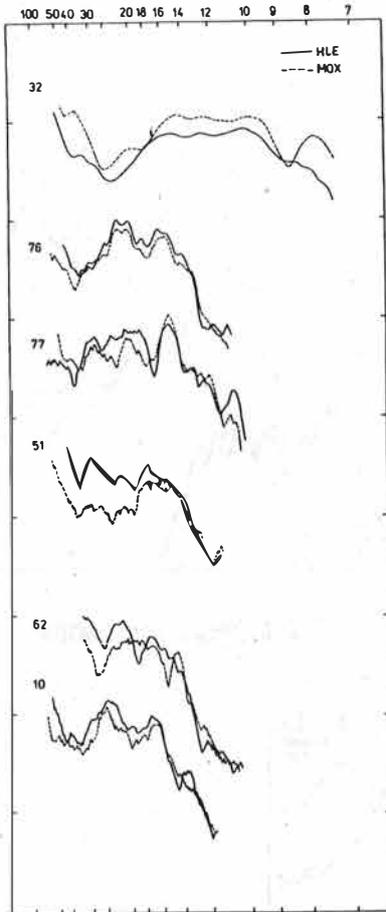


Abb./Fig. A14 HLEMO

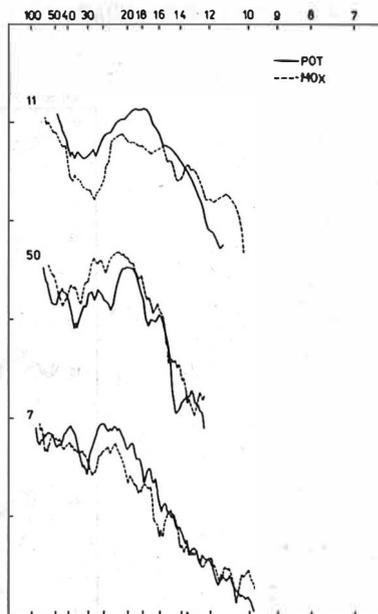
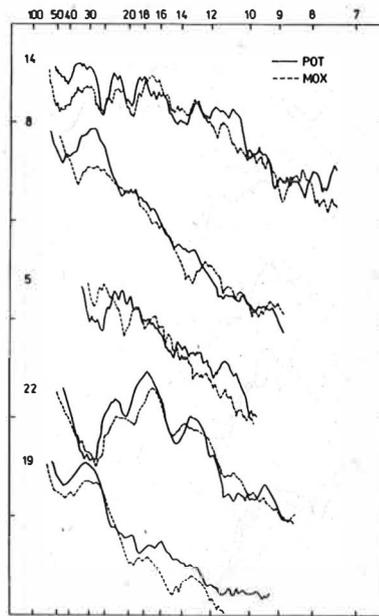


Abb./Fig. A15 POMO

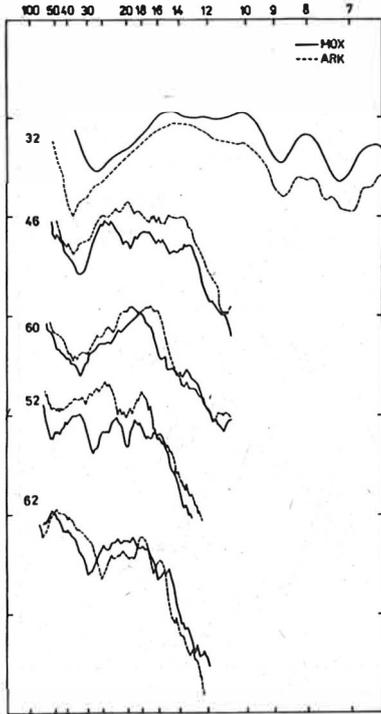


Abb./Fig. A16 MOAR

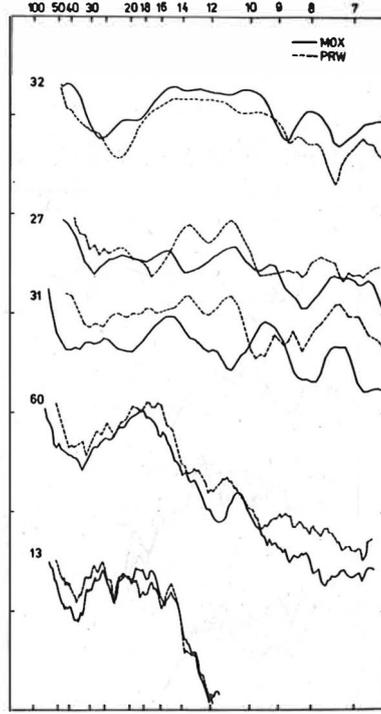


Abb./Fig. A17 MOPR



Abb./Fig. A18 BEPO

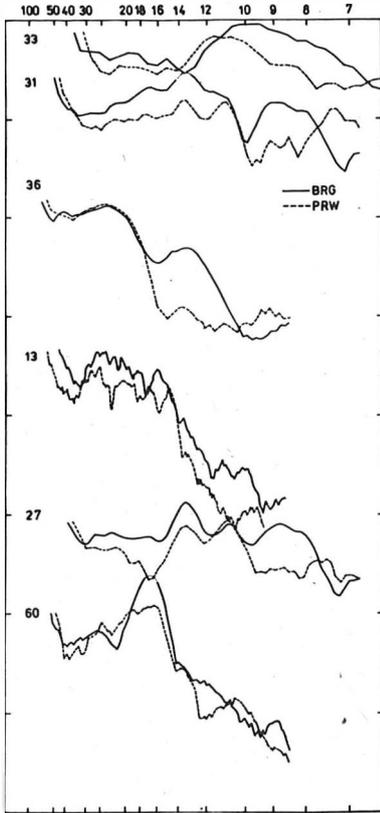


Abb./Fig. A19 BRPR

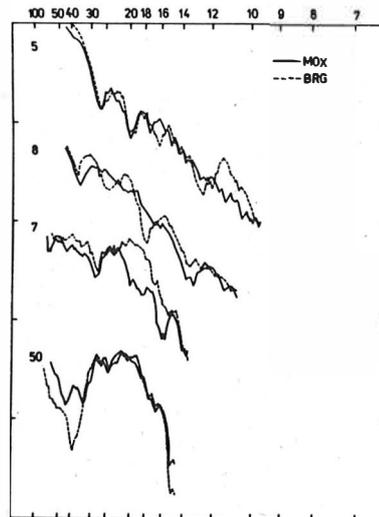
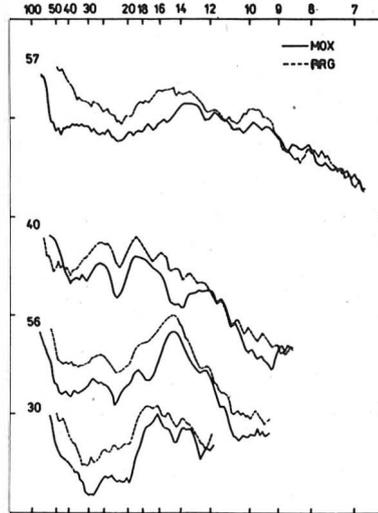


Abb./Fig. A20 MOBR

