ZEITSCHRIFT

FÜR

GEOPHYSIK

Herausgegeben im Auftrage der

Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft

von

W. Dieminger, Lindau über Northeim

unter Mitwirkung von *B. Brockamp*, Münster i. W. — *A. Defant*, Innsbruck — *W. Hiller*, Stuttgart
K. Jung, Kiel — *O. Meyer*, Hamburg — *F. Möller*, München — *H. Reich*, Göttingen

Jahrgang 28 1962 **Heft 4**

PHYSICA-VERLAG · WÜRZBURG

Postverlagsort Würzburg

INHALTSVERZEICHNIS

Brockamp, B.: Die Luftdruckschwankungen zu Münster/Westf., die durch die Explosion einer Bombe am 30. 10. 1961 über Nowaja Semlja verursacht wurden . . 157

Liebscher, H.-J.: Reflexionshorizonte der tieferen Erdkruste im Bayerischen Alpenvorland, abgeleitet aus Ergebnissen der Reflexionsseismik 162

Araschmid, A.: Über die Bündelung von Geophonen in der Refraktionsseismik 185

Buchbesprechung 208

DIE ZEITSCHRIFT FÜR GEOPHYSIK

erscheint in Jahrgängen zu je 6 Heften. Der Bezugspreis beträgt je Jahrgang 40,— DM, Einzelhefte je nach Umfang. Abonnements verlängern sich jeweils um einen Jahrgang, falls keine ausdrückliche Abbestellung zum Ende eines Jahrgangs vorliegt.

In der Zeitschrift werden Originalarbeiten, die weder im In- noch im Ausland veröffentlicht wurden und die der Autor auch anderweitig nicht zu veröffentlichen sich verpflichtet, aus dem Gebiet der reinen und angewandten Geophysik sowie aus den Grenzgebieten aufgenommen. Mit der Annahme des Manuskriptes geht das ausschließliche Verlagsrecht an den Verlag über.

Die Autoren werden gebeten, die Manuskripte in Maschinenschrift mit handschriftlich eingetragenen Formeln druckfertig einzureichen und gesondert eine „Anweisung für den Setzer" beizufügen, aus der zu ersehen ist, wie kursiver, gesperrter oder fetter Satz und griechische, gotische oder einander ähnliche Typen und Zeichen kenntlich gemacht sind (z. B. durch farbige Unterstreichung). Die Vorlagen für die Abbildungen sollen reproduktionsfertig (Tuschzeichnung) möglichst im Maßstab 2:1 eingesandt werden. Die Beschriftung der Abbildungen soll auf einem lose vorgeklebten, durchsichtigen Papier erfolgen. Fußnoten sind fortlaufend zu numerieren und am Ende des Manuskriptes zusammenzustellen; bei Zitaten sind neben Autornamen, Titel und Zeitschriftentitel auch Bandnummer, Erscheinungsjahr und Seitenzahl anzugeben.

Jeder Arbeit ist eine „Zusammenfassung" in deutscher und englischer oder französischer Sprache beizufügen.

Der Verfasser liest von der Arbeit in der Regel nur eine Korrektur; etwaige Autorenkorrekturen können nur als Fußnoten bzw. am Schluß des Artikels gebracht werden. Umfangreiche Änderungen bedürfen der Zustimmung des Herausgebers und können nur gebracht werden, wenn sich der Autor bereit erklärt, die Korrekturkosten zumindest teilweise zu tragen.

Von seiner Arbeit erhält der Verfasser 50 Sonderdrucke ohne Umschlag kostenlos. Weitere Sonderdrucke liefert der Verlag gegen Erstattung der Selbstkosten. Eine Honorierung der Beiträge erfolgt nicht.

Für die *Zeitschrift für Geophysik* bestimmte Manuskripte und redaktionelle Anfragen bitten wir an den Herausgeber zu richten:
Prof. Dr. Walter Dieminger **Max-Planck-Institut für Aeronomie, 3411 Lindau über Northeim (Hann.)**

Anschrift der *Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft:*
2 Hamburg 13, Von-Melle-Park 6, 14. Stockwerk, Postscheck: Hamburg Nr. 55983

Es ist ohne ausdrückliche Genehmigung des Verlages nicht gestattet, fotografische Vervielfältigungen, Mikrofilme, Mikrofotos u. ä. von den Zeitschriftenheften, von einzelnen Beiträgen oder von Teilen daraus herzustellen.

Bekanntmachung lt. Bayer Pressegesetz: Verlag: PHYSICA-VERLAG Rudolf Liebing K.-G., Würzburg, Münzstr. 12. Pers. haft. Ges.: Rudolf Liebing, Arnulf Liebing und Hildgund Holler, sämtlich Buchhändler in Würzburg. Kommanditisten: Friedr. Gäbler, Buchhändler, und Charl. Kuhnert, beide Würzburg.

Druckerei: R. Oldenbourg, Graph. Betriebe GmbH, München

Printed in Germany

©

PHYSICA-VERLAG, Würzburg 1962

Die Luftdruckschwankungen zu Münster/Westf., die durch die Explosion einer Bombe am 30. 10. 1961 über Nowaja Semlja verursacht wurden

Von

B. Brockamp, Münster[1])

Eingegangen 5. Februar 1962

Zusammenfassung: In Münster gewonnene Luftdruckregistrierungen der am 30. 10. 1961 in Nowaja Semlja gezündeten Bombe werden nach Schallgeschwindigkeit, Periode und Amplitude diskutiert.

Summary: The atmospheric pressure waves of the Nowaja Semlja explosion (30. 10. 61) recorded in Münster (51° 58′ 46″ N, 7° 37′ 27″ E) are discussed by velocity of sound, period and amplitude.

Die Explosion der am 30. 10. 1961 gegen 9.30 h MEZ über Nowaja Semlja (~ 74° N; ~ 52° E) gezündeten Bombe bewirkte u. a. auch Erschütterungswellen, von denen jene, die ihren Weg durch die feste Erde und durch die Atmosphäre nahmen, in Münster (51° 58′ 46″ N, 7° 37′ 27″ E) mit Seismographen und Barographen registriert wurden.

Die Amplitude von ~ 1 mb der direkten Schallwelle (1) Nowaja Semlja – Münster ($\Delta = \sim 3170$ km), die mit einem im Meteorologischen Institut Frankfurt gebauten Barographen M_1 aufgeschrieben wurde (Abb. 1), gab mir unmittelbar nach ihrer Registrierung Veranlassung, einen im hiesigen Institut von F. Thyssen insbesondere für die barographisch-topographische Höhenkurve durchfahrener Routen entwickelten, wesentlich empfindlicheren Barographen M_{10} einzusetzen, um auch die um die Erde gelaufenen Wellen zu erfassen.

Beim Barographen M_1 entspricht ein Ausschlag von 10 mm = $3{,}9_3$ mb; beim Barographen M_{10} hingegen 10 mm = 0,322 mb.

Bei M_{10} beträgt der Papiervorschub 100 mm/h, bei M_1 hingegen 2,5 mm/h, so daß eine 23fache Vergrößerung der M_1-Registrierung ausgewertet wurde.

---

[1]) Prof. Dr. B. Brockamp, Münster/Westf., Steinfurter Straße 107.

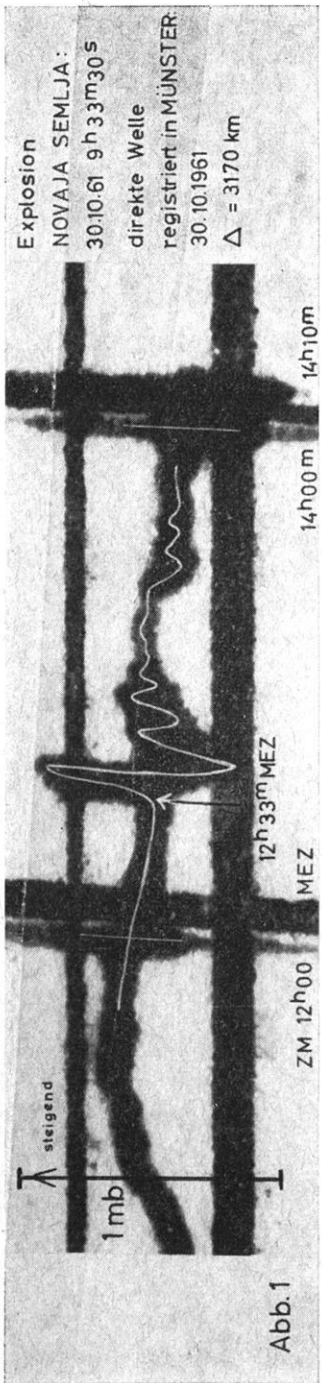


Abb. 1

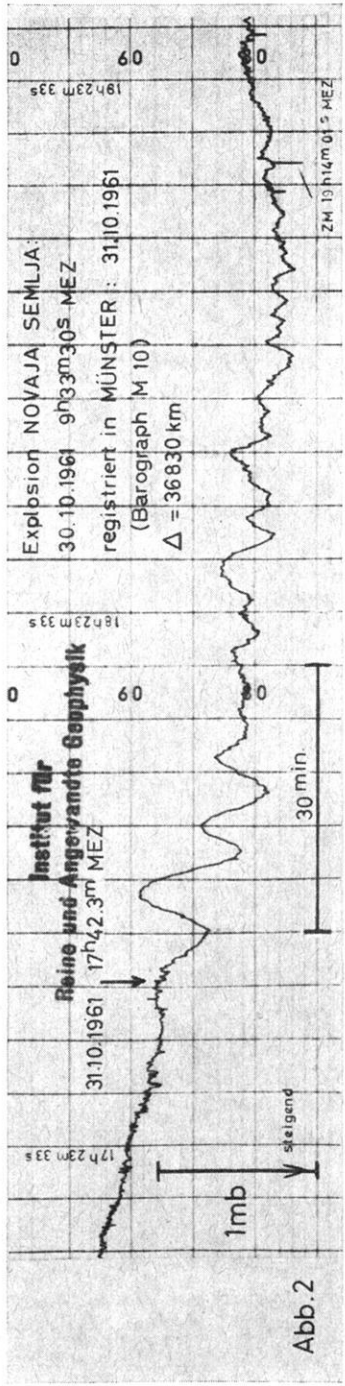


Abb. 2

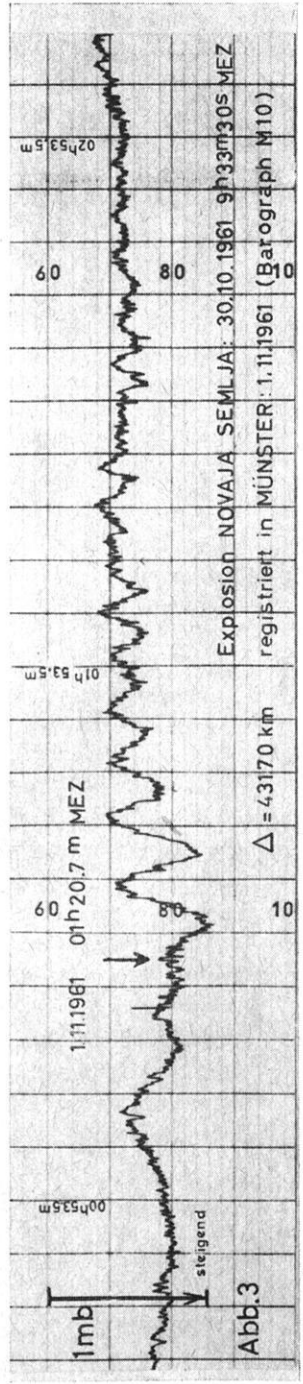


Abb. 3

In Abb. 2 und 3 sind die Barogramme der Luftwogen wiedergegeben, die nach ihrem Umlauf um die Erde in Münster aufgeschrieben wurden, und zwar hat (2) vom Sprengort über NE ($\Delta \cong 36830$ km) und (3) über SW ($\Delta \cong 43170$ km) Münster erreicht; (3) dürfte also zweimal über Münster gelaufen sein, einmal als direkte Welle (1), ein andermal als erste Wiederkehrwelle (3).

Außer der „direkten Welle" Sprengort—Münster (1) und den Luftwogen (2) und (3) ist höchstwahrscheinlich noch eine Wiederkehrwelle (4) ($\Delta = 76830$ km), allerdings mit kleiner Amplitude, aufgeschrieben, die einen etwa gleichen Weg wie (2) genommen hat. Eine (3) zuzuordnende Wiederkehrwelle ist, da sie in einen Zeitabschnitt mit starkem Druckfall zu liegen kam, nicht festzustellen.

Auch die durch die Explosion verursachte Bodenerschütterung wurde mit kurzperiodischen Nahbeben-Seismographen nach Hiller auf der Seismischen Station Münster registriert. Die Zeitdifferenz zwischen einem recht kleinamplitudigen Einsatz (*PcP*?) und dem ersten erkennbaren Einsatz (*P*) beträgt $4^m\ 18^s$ [1]). Besteht diese Zuordnung der Einsätze zu Recht, so folgt eine Entfernung von ~ 3150 km für das „Erschütterungszentrum" auf der festen Erde.

Die Registrierungen der auf verschiedenen Wegen nach Münster gelangten Luftdruckwellen legen es nahe, aus den Einsatzzeiten dieser Wellen, zwar mit allem Vorbehalt, eine Laufzeitkurve aufzustellen; diese „Laufzeitkurve" aus den wenigen Registrierungen nur einer Station führt auf eine mittlere Übertragungsgeschwindigkeit von 309 m/sec (für den westlichen Weg 300 m/sec; für den östlichen Weg 318 m/sec), wobei die Entfernungen auf der Erdoberfläche zugrunde gelegt werden. Als Übertragungsgeschwindigkeit der direkten Welle (1) folgt 293 m/sec. (Vermerkt sei, daß die Explosion auch am 23. 10. 61 gegen 12.36 h MEZ in Münster aufgeschrieben wurde.)

Die Barogramme (2) und (3) zeigen eine Aufgliederung in zwei Gruppen (besonders klar bei (2)); innerhalb dieser Gruppen fallen die Perioden von 10.7 min auf 4 min, mit einer relativen Häufung zwischen 7 und 6 min. Auch die direkte Welle (1) sowie die zu (2) gehörige Wiederkehrwelle (4) ($\Delta \sim 76850$ km) zeigen dieselben Perioden. Diese „kurzperiodischen" Schwingungen der Luftwoge (10—4 min, Wellenlänge 180 bis 70 km) werden von langperiodischen Wellenzügen der Periode 64 min überlagert, die aber auch in den Registrierungen anderer Tage häufiger auftreten und die etwa gleich der bei der Krakataueruption festgestellten (72 min) ist. In (3) ist außerdem eine Druckwelle von der „Periode" 11 h 50 min (Amplitude 0,3 mb) deutlich zu erkennen.

---

[1]) Für die Auswertung sind die kleinamplitudigen Kurven durch einen Plexiglasstab resp. eine Zylinderlinse photographiert; die derart in ihren Amplituden hervorgehobenen Kurven erleichtern das objektive Festlegen von schwachen Einsätzen. Plexiglasstäbe werden mit Vorteil auch bei visueller Routineauswertung, z. B. von Stationsseismogrammen, benutzt. Zylinderlinsen mit unterschiedlicher Brennweite eignen sich zur photographischen Normierung von Kurven (z. B. Seismogrammen).

Die Doppelamplitude der ersten Haupteinsätze hat folgende Werte:

Tabelle I

Einsatz	Entfernung km	2a mb
(1) direkte Welle	3170	0,7[1])
(2) Weg über NE	36830	0,48—0,50
(3) Weg über SW	43170	0,50—0,52
(4) ? (1. Wiederkehrwelle über NE)	76830	0,13—0,15

[1]) Minimalwert, da die Feder bei der leider relativ groben Registrierung mit größerer Reibung schreibt und durch den breiteren Skalenaufdruck, an oder in dem sie bei kleiner Druckänderung sogar geführt werden kann (Treppenschrieb), gebremst wird.

Großmaßstäblich ergibt sich eine Abnahme von $>0{,}7$ (0,9) mb in ~ 3000 km, auf 0,5 mb in ~ 40000 km und auf 0,13 in ~ 80000 km Entfernung. Im einzelnen ist der Amplitudenverlauf komplizierter, da die Ausbreitung in Kugelschalen erfolgt und die Kugelsymmetrie einen Gegenpunkt zum Explosionsherd usf. erwarten läßt. Ob die verwickelten Temperatur- und Windverhältnisse der Atmosphäre es zur Ausbildung von ausgeprägten Gegenpunkten kommen lassen, kann aus dem in Münster gewonnenen Material zwar nicht entschieden werden, es sei indessen auf die Amplituden-Zunahme bis -Gleichheit von (3) gegen (2) trotz des um 6000 km größeren Laufweges von (3) und auf die Amplitudenabnahme von (2) auf (4) verwiesen.

In Tabelle I ist das zur Zeit für Münster ausgewertete Beobachtungsmaterial zusammengestellt.

Die bei der Krakataueruption (26. 8. 1883) hervorgerufenen Luftdruckschwankungen, die mehrfach die Erde umliefen, hatten, wie erwähnt, eine Periode von 1,2 Stunden bei einer Geschwindigkeit von 318,8 m/sec und einer Wellenlänge von λ = 1400 km. Die entsprechenden Werte beim Meteoritenfall in Sibirien (30. 6. 1908) sind t = 2 min, v = 315 m/sec und λ = 40 km, eine in Barogrammen nicht eben seltene Periode.

Nach Zusammenstellung der in Münster gewonnenen Beobachtungsdaten wurden mir 2 Mitteilungen bekannt, die sich ebenfalls mit Auswirkungen der Explosion der Bombe am 30. 10. 1961 befassen.

1. Die Strasbourger seismischen Berichte für die Zeit vom 20. 10.—31. 10. 1961. Sie gaben als Explosionszeit 9 h 33 min 30 sec und als Herdkoordination 74° N; 52° E.

2. Die den Wetterkarten des Seewetteramtes Hamburg Nr. 326 und Nr. 327 vom 22. und 23. 11. 1961 beigefügten Berichte von J. BRINKMANN und J. KRUG. Sie bringen die Isochronen der direkten Luftdruckwelle für Mitteleuropa, außerdem die Abbildung der direkten Welle, die in Hamburg mit einem empfindlichen Variographen aufgenommen wurde, sowie der direkten Welle und der Wiederkehrwelle (2) und (3) in Offenbach.

Die Perioden der direkten Wellen in Hamburg und Offenbach liegen bei 9 bis 7 min; die Amplitude in Hamburg bei 1,15 mb, in Offenbach bei 0,7 mb.

Als Übertragungsgeschwindigkeit ergeben sich aus den Einsätzen folgende Werte:

Tabelle II

Einsätze	Beobachtungsort	Laufweg (km)	Geschwindigkeit (m/sec)
(1)	Hamburg	2950	293
(1)	Münster	3170	294
(1)	Offenbach	3360	288
(2)	Münster	36850	320
(2)	Offenbach	36670	322
(3)	Münster	43150	306
(3)	Offenbach	43370	306
(4)?	Münster	76850	314

Die Amplituden der Welle (2) und (3) Offenbach sind etwa gleich groß (0,36 mb) (zeigen also etwa gleiches Verhalten wie die in Münster), obwohl der zurückgelegte Weg für (3) in beiden Fällen um rund 6000 km größer ist als für (2).

Die am 5. 8. 1962 13.02 h MEZ in Münster registrierte Bombe (Nowaja Semlja, Doppelt-Amplitude der ersten Schwingung 1,5 mb) zeigt ein Vorherrschen kurzperiodischer Schwingungen von 2 min.

Reflexionshorizonte der tieferen Erdkruste im Bayerischen Alpenvorland, abgeleitet aus Ergebnissen der Reflexionsseismik [1] [2])

Von H.-J. LIEBSCHER, München[3])

Eingegangen am 18. April 1962

Zusammenfassung: Es wurden Reflexionsseismogramme mit großer Laufzeit (bis 12 sec), die bei der Prospektionsseismik im Bayerischen Alpenvorland registriert worden sind, auf Reflexionen aus großer Teufe durchgesehen. In allen Meßgebieten konnten die Förtsch-, Conrad- und Mohorovičić-Diskontinuität eindeutig festgestellt werden. Die Förtsch- und die Conrad-Diskontinuität steigen einerseits von West nach Ost an, andererseits fallen sie generell zum Alpenkörper und zum Kristallin des Bayerischen Waldes hin schwach ein. Im Ostteil der Molasse weist die Conrad-Diskontinuität außerdem ein verstärktes Ansteigen nach Osten auf. Die Mohorovičić-Diskontinuität zeigt im Prinzip ein ähnliches Bild. Allerdings fällt die Mohorovičić-Diskontinuität zum Alpenkörper wesentlich stärker ein als die höheren Grenzflächen. Für sie kann im Gegensatz zu den höheren Grenzflächen im Ostteil der Molasse ein Einfallen nach Osten festgestellt werden. — Zwischen diesen drei großen Diskontinuitäten wurden noch einige weitere Diskontinuitäten erkannt, die als KF-, FC_1-, FC_2- und CM-Diskontinuität bezeichnet wurden, die jedoch nicht in allen Meßgebieten nachgewiesen werden konnten. Ein vollständiges Bild in Form eines Tiefenlinienplanes kann wegen der großen Entfernung zwischen den Meßgebieten noch nicht gegeben werden.

Summary: During the seismic survey in the Munich Tertiary Basin of Southern Bavaria a number of reflections with long travel time (up to 12 sec.) were observed.— In all regions of the survey the recorded reflections can be assigned with great probability to the Förtsch-, Conrad- and Mohorovičić-discontinuity. In the eastern area of the Molasse Basin the Förtsch- and Conrad-discontinuity dip from east to west, whereby the Conrad-discontinuity has a steeper dip. In the western area the dip flattens out. All three discontinuities are dipping in direction to the Alps in the south and near the Bohemian Massif to the NNE. In the region of the Folded Molasse the dip of the Mohorovičić-discontinuity becomes steeper.— Between the three discontinuities mentioned above some smaller discontinuities could be observed. These additional reflections do not occur in all regions of the survey.— The areas where reflections with long travel time have been recorded are too far apart to allow the construction of contour maps.

---

[1]) Gemeinschaftsarbeiten der deutschen geophysikalischen Institute im Rahmen des Schwerpunktprogrammes der Deutschen Forschungsgemeinschaft „Geophysikalische Erforschung des tieferen Untergrundes in Mitteleuropa", Beitrag Nr. 10.

[2]) Diplom-Arbeit, ausgeführt am Institut f. Angewandte Geophysik der Universität München.

[3]) Dipl.-Geophys. H.-J. LIEBSCHER, München, Richard-Wagner-Straße 10.

I. Einführung

In Seismogrammen der Prospektionsseismik haben A. JUNGER [21], G. SCHULZ [36], G. DOHR [7, 8, 9] und andere Autoren Reflexionen mit großen Laufzeiten (bis 12 sec) gefunden. Diese Autoren haben gezeigt, daß diese Reflexionen aus dem Bereich unterhalb der Kristallin-Oberfläche kommen. Diese Reflexionen haben nicht überall gleiche Laufzeiten. Dies bedeutet, daß sich aus letzteren über größere horizontale Entfernungen keine zusammenhängenden Reflexionshorizonte ermitteln lassen. — Die Zeit, innerhalb der registriert worden war, wurde in Intervalle von 0,1 sec eingeteilt und für jedes Meßgebiet die Zahl der auf die einzelnen Intervalle entfallenden Reflexionen ausgezählt und in Diagrammen über die Reflexionslaufzeit aufgetragen. Bei bestimmten Reflexionszeiten ergeben sich ausgeprägte Maxima der Verteilungskurve, die sich etwa den aus der Auswertung von Nahbeben und Großsprengungen bekannten Diskontinuitäten zuordnen lassen.

Im Rahmen des Schwerpunktprogrammes: „Die Erforschung des tieferen Untergrundes von Mitteleuropa" der Deutschen Forschungsgemeinschaft registrieren seit 1958 Meßtrupps der Firmen Prakla GmbH und Seismos GmbH bei der seismischen Prospektion bis etwa 12 sec nach dem Schußmoment. In dieser Arbeit sind die Ergebnisse, gewonnen aus dem bis Juni 1961 vorliegenden Beobachtungsmaterial im Bereich des bayerischen Alpenvorlandes, zusammengestellt worden. Für die Auswertung standen Seismogramme zur Verfügung, bei denen meistens der erste Teil bis zu einer Laufzeit von etwa 3 sec, der für die kommerzielle Prospektion von Interesse ist, fehlte.

Insgesamt wurden ca. 1800 Seismogramme aus folgenden Meßgebieten (Abb. 1) auf Reflexionen aus großer Teufe durchgesehen:

Meßgebiet	Größe (km²)	Anzahl der Seismogramme
1. Mindelheim-Nord (östlich Lauben)	90	160
(südlich Thannhausen)	10	
2. Kaufbeuren-Nord (Schwabmünchen)	100	130
3. Ostermünchen (südlich Ebersberg)	200	540
4. Mangfall-Nord (östlich Feldkirchen)	50	75
5. Moosach-Ost (nördlich Ebersberg)	65	65
6. Hofkirchen (Taufkirchen)	50	80
7. Schwindegg (Dorfen)	85	165
8. Alz—Salzach (Tachinger See)	75	170
9. Landau—Ortenburg	70	100
10. Murnau, Kochel, Weilheim	450	190
11. Immenstadt	140	120

Als Reflexion wurde jede Erhöhung der Amplitude über den normalen Störpegel angesprochen, die sich mindestens über 10 von 24 Seismogrammspuren verfolgen läßt.

In allen Gebieten wurden Reflexionen längerer Laufzeit unterschiedlicher Qualität beobachtet. Bei der Auswertung wurde in gute, durchschnittliche und schwache Reflexionen unterschieden. Reflexionen von ausgezeichneter Güte wurden vor allem in den Gebieten Kaufbeuren-Nord, Mindelheim-Nord, Landau—Ortenburg und Alz—Salzach beobachtet. Für alle oben erwähnten Meßgebiete haben sich Maxima der Häufigkeitskurven ergeben, die sich der Förtsch-Diskontinuität[1]), der Conrad- und der Mohorovičić-Diskontinuität zuordnen lassen. In einigen Gebieten kann man eventuell auf das Vorhandensein weiterer Diskontinuitäten schließen, die sich allerdings zum größten Teil nur über wenige Kilometer verfolgen lassen.

Diese Diskontinuitäten begrenzter Ausdehnung sollen zunächst mit folgenden Bezeichnungen belegt werden:

KF-Diskontinuität (Laufzeit zwischen 3,1—3,5 sec)
(Mindelheim-Nord, Kaufbeuren-Nord)

FC_1-Diskontinuität (Laufzeit zwischen 4,9—6,0 sec)
(Kaufbeuren-Nord, Alz—Salzach)

FC_2-Diskontinuität (Laufzeit 5,3—6,7 sec)
(Ostermünchen, Mangfall, Landau—Ortenburg)

CM-Diskontinuität (Laufzeit 8,5—9,5 sec)
(Kaufbeuren-Nord, Alz—Salzach)

Für die Teufenberechnung wurden als Geschwindigkeit in den sedimentären Schichten die Werte benutzt, die in der Prospektionsseismik verwendet werden. Diese Werte stützen sich auf die Ergebnisse der Bohrlochmessungen. Für den westlichen Teil der ungefalteten Molasse hat die Versenkungsmessung in der Tiefbohrung Scherstetten [32] im Tertiär eine Geschwindigkeitszunahme mit der Teufe ergeben. An der Tertiär-Oberfläche ist der Geschwindigkeitswert 2230 m/sec ermittelt worden. Nach der Tiefe wächst dieser Wert an, und zwar im Mittel um 1,17 m/sec pro Meter Teufenzunahme. In der Ostmolasse wurden die folgenden Intervallgeschwindigkeiten verwendet:

Teufe (m)	Geschwindigkeit (m/sec)
0— 700	2300
700—1200	3000
1200—1700	3300
über 1700	3800

[1]) Andere Autoren (H. REICH, G. DOHR, E. BEDERKE) haben sich dieser Bezeichnung bedient, darum soll sie auch hier beibehalten werden.

In der gefalteten Molasse wurde eine mittlere Geschwindigkeit von 4500 m/sec für das Tertiär verwendet [4].

Die Teufe der Tertiärbasis wurde entweder den Bohrergebnissen oder den Tiefenlinienplänen der seismischen Prospektion entnommen. In jedem Meßgebiet wurde mit einer mittleren Tertiärmächtigkeit gerechnet.

Für das Mesozoikum wurde aus den Ergebnissen der Bohrlochversenkmessung in der Tiefbohrung Scherstetten [32] die mittlere Schichtgeschwindigkeit zu 4900 m/sec berechnet.

Dieser Geschwindigkeitswert wurde für das gesamte Mesozoikum im bayerischen Alpenvorland verwendet. Die Mächtigkeit des Mesozoikums ist nur im Westteil der ungefalteten Molasse durch die Tiefbohrungen Scherstetten [32] und Heimertingen [41] bekannt. Sie beträgt dort etwa 700 m. Dieser Wert wurde in allen Meßgebieten, mit Ausnahme von Landau—Ortenburg, für die Mächtigkeit des Mesozoikums angenommen. — In dem Meßgebiet Landau—Ortenburg wird eine Kreidemächtigkeit von 1000 m angenommen. Die mittlere Geschwindigkeit für die Kreide beträgt etwa 3600 m/sec. — Die älteren mesozoischen Schichten werden vernachlässigt, da sie keine größeren Mächtigkeiten aufweisen.

Das Paläozoikum wurde nur in der Ostmolasse in der Nähe des Landshut—Neuöttinger Schwerehochs angetroffen [1]. Es hat nur geringe Mächtigkeit (BECKMANN 1957), so daß es unberücksichtigt bleiben kann. — Auch das Diluvium kann vernachlässigt werden, da es nur in den Gebieten mit größerer Moränenbedeckung Mächtigkeiten bis zu 100 m aufweist.

Die Geschwindigkeiten in dem Bereich unterhalb der Kristallin-Oberfläche werden vor allem den Refraktionsergebnissen der Haslach-Sprengung [11] entnommen. Zwischen Kristallin-Oberfläche und Förtsch-Diskontinuität wird die Geschwindigkeit 5800 m/sec, zwischen Förtsch- und Conrad-Diskontinuität 6000 m/sec, zwischen Conrad- und CM-Diskontinuität 6550 m/sec und zwischen CM- und Mohorovičić-Diskontinuität 7100 m/sec benutzt. Diese letztere Geschwindigkeit ist in der Literatur häufig erwähnt [35].

II. Über die Schwankungsbreite

In den Abbildungen 2 und 3 sind die Häufigkeitsverteilungskurven der Reflexionen (Intervallbreite 0,1 sec) der einzelnen Meßgebiete nach dem von G. DOHR [7] angegebenen Verfahren zusammengestellt. Die Anzahl der in einem Laufzeitintervall gefundenen sehr guten Reflexionen ist durch die Länge eines senkrechten Striches angegeben. In den Verteilungskurven steigt bei bestimmten Laufzeiten die Zahl der Reflexionen stark an und nimmt danach ebenso stark wieder ab. Das Laufzeitintervall zwischen Anstieg und Abfall soll hier als Schwankungsbreite bezeichnet werden. — Maxima der Häufigkeitsverteilungskurven sind in fast allen Meßgebieten eindeutig ausgeprägt. Alle diese Maxima weisen eine Schwankungsbreite

von 0,5—1,3 sec auf. Es erhebt sich die Frage, wie diese Schwankungsbreite zu erklären ist. Bei söhliger Lagerung einer einzigen Reflexionsfläche und bei ebener Oberfläche dürfte keine Schwankungsbreite auftreten.

Beim Anreißen der Reflexionen und beim Bestimmen der Laufzeiten treten Fehler bis zu etwa 10 msec auf. Selbst wenn bei benachbarten Seismogrammen verschiedene Phasen desselben ankommenden Impulses ausgewertet werden, ergeben sich im allgemeinen keine größere Laufzeitunterschiede als 40 msec. — Als weitere Ursache könnten beträchtliche Teufenunterschiede der Diskontinuitäten innerhalb eines Meßgebietes geltend gemacht werden. — Wäre der Reflexionshorizont geneigt, so würde sich zwar eine Schwankungsbreite ergeben, das Laufzeitprofil (Abb. 4—9) würde aber nur einen Horizont aufweisen. — Durch Unebenheiten des Reflexionshorizontes kann die beobachtete Schwankungsbreite auch nicht erklärt werden. Die Höhenunterschiede müßten danach zwischen benachbarten Meßpunkten (etwa 250 m) oft in der Größenordnung von 1—2 km liegen. Dann müßten in den Seismogrammen aber zwischen Reflexionseinsätzen der ersten und letzten Spur bereits deutliche Zeitdifferenzen festzustellen sein. Dies trifft jedoch meistens nicht zu.

Man könnte sich auch die Schwankungsbreite durch multiple Reflexionen zwischen den guten, nur 200—500 m auseinanderliegenden Reflexionshorizonten der Tertiärbasis und der Muschelkalk-Oberkante entstanden denken. Die Maxima der Verteilungskurve müßten dann aber eine andere Charakteristik haben. In der Verteilungskurve würde eine Diskontinuität durch ein großes Maximum mit sehr steilem Anstieg, entsprechend den einfachen Reflexionen, zu erkennen sein. Danach müßten in gleichen Zeitabständen mehrere Maxima folgen, die entsprechend der Energieabnahme bei multiplen Reflexionen immer kleiner werden. Die Verteilungskurven zeigen jedoch meistens einen anderen Verlauf.

Weiterhin könnten Geschwindigkeitsänderungen oberhalb der Reflexionshorizonte in horizontaler Richtung für die Schwankungsbreite verantwortlich gemacht werden. Erfolgt diese Änderung sprunghaft, so müßten in den Laufzeitprofilen sämtliche tieferliegenden Horizonte die gleiche Versetzung zeigen. Eine kontinuierliche Änderung würde bei allen tieferen Horizonten ein Ansteigen oder Abfallen in den Laufzeitprofilen vortäuschen. Außerdem ist kaum anzunehmen, daß solche bedeutenden Geschwindigkeitsänderungen in horizontaler Richtung auftreten, die Laufzeitänderungen bis zu 1,0 sec erklären.

Es scheint so, als ob für die Schwankungsbreite nur der Aufbau der tieferen Erdkruste verantwortlich gemacht werden kann. Daher muß angenommen werden, daß eine Diskontinuität keine scharf definierte Unstetigkeitsfläche zwischen zwei Schichten, sondern eine Zone mehr oder weniger diskontinuierlicher Übergänge ist. Es könnte sich um eine Übergangszone handeln, die in den einzelnen Gebieten mehr oder weniger groß ist, und in der mehrere Geschwindigkeitssprünge und damit mehrere Reflexionshorizonte auftreten. Auch G. DOHR hat schon auf eine solche Interpretation des Begriffes „Diskontinuität" hingewiesen [8].

Tabelle 1: Teufenangaben für alle Diskontinuitäten in allen Meßgebieten bezogen auf Normal-Null in km

Meßgebiete	KF-Disk.	Förtsch-D.	FC_1-Disk.	FC_2-Disk.	Conrad-D.	CM-Disk.	Moho.-Disk.
Mindelheim-Nord	6,6	10,3—10,5	14,8	17,0	19,6—19,8	24,6	30,5—31,1
(1a + 1b)	?	9,9—11,7	14,0—15,5	16,5—17,8	18,5—20,5	?	29,5—31,8
Kaufbeuren-Nord	7,5	10,0	14,8!	—	19,6	25,8!	29,2
(2)	7,1—7,8	9,3—11,7	14,4—15,6	—	18,7—20,7	24,5—26,3	28,7—30,7
Ostermünchen, Mangfall	?	9,0	13,3 ?	16,5!	17,7	24,0	31,5?
(3 + 4)		8,2—11,3	12,5—13,7	15,4—16,8	16,8—19,1	23,0—24,8	27,5—36,5
Moosach-Ost	?	9,3	14,7	16,5?	18,3	?	29,3?
(5)		8,5—10,5	?	?	17,7—19,0	?	28,3—30,4
Hofkirchen, Schwindegg	8,0?	9,7	15,5?	17,5?	18,7	?	29,0
(6 + 7)	?	8,8—11,1	13,9—16,1	?	18,1—19,6		28,3—30,4
Alz—Salzach	6,9?	8,5	11,2!	12,7?	14,2	25,0!	32,1
(8)	6,2—7,6	7,9—10,1	10,6—11,6	?	12,6—14,9	24,6—26,6	30,9—33,6
Landau—Ortenburg	?	13,2?	?	17,9!	18,9	27,0	32,7
(9)		12,2—13,6		17,6—18,2	18,2—19,2	26,6—28,2	28,6—36,6
Murnau, Kochel	7,7	10,0—10,6	15,2	17,2	19,0—20,7	25,3	31,6—35,0
Weilheim (10)	?	9,6—12,1	14,9—15,5	16,6—17,8	18,1—21,4	?	30,9—36,6
Immenstadt	?	11,0—11,2	15,1?	18,4	20,9—21,4	26,4?	35,2—36,4
(11)		9,0—12,7	?	17,8—19,0	19,1—22,6	?	34,1—37,1

III. Ergebnisse

Die Tabelle 1 enthält die Teufen der Diskontinuitäten, die aus den Verteilungskurven abgeleitet wurden. Die oberen Werte in der Tabelle geben jeweils die Teufen der Häufigkeitsmaxima an, die unteren stellen den Übergangsbereich (Schwankungsbreite) für jede Diskontinuität dar. In die Tabelle wurden ferner die Diskontinuitäten, die weniger ausgeprägten Häufigkeitsmaxima entsprechen, aufgenommen. Ausrufezeichen bedeuten, daß die Existenz der betreffenden Diskontinuität als hinreichend sicher angesehen werden kann. Fragezeichen bedeuten entweder, daß die Zuordnung des Maximums zu der betreffenden Diskontinuität zweifelhaft ist oder daß die Schwankungsbreite nicht eindeutig bestimmt werden konnte. Die Abb. 4—9 stellen Laufzeitprofile aus den Gebieten Mindelheim-Nord, Kaufbeuren-Nord, Ostermünchen, Alz—Salzach und Landau—Ortenburg dar.

Abb. 10 zeigt den Versuch, ein W-E-Profil durch die ungefaltete Molasse darzustellen, das in der Übersichtskarte (Abb. 1) mit AA′ gekennzeichnet wurde. Auf dieses Profil sind die Meßgebiete Mindelheim-Nord, Kaufbeuren-Nord, Ostermünchen, Mangfall und Alz—Salzach projiziert worden. In dieses Profil wurden die Teufen aller Diskontinuitäten mit den zugehörigen Schwankungsbreiten eingetragen. Dieser Darstellung kann für die KF- und die Förtsch-Diskontinuität ein gleichmäßiges, allmähliches Ansteigen in Richtung Osten entnommen werden. — FC_1-, FC_2- und Conrad-Diskontinuität haben im westlichen Teil der ungefalteten Molasse eine gleichbleibende Teufe, im mittleren Teil steigen sie nach Osten hin schwach und im Ostteil stark an. Die Mohorovičić-Diskontinuität steigt in der Westmolasse zunächst ziemlich stark in Richtung Osten an, erreicht möglicherweise bei der Achse des Augsburger Schwerehochs ihre höchste Lage und fällt östlich dieser Achse nach Osten hin ein.

Bemerkenswert ist das starke Ansteigen der Conrad-Diskontinuität nach Osten im Raume von Alz—Salzach. In diesem Meßgebiet wurde versucht, die statistische Verteilung der Zeitdifferenzen Δt zwischen den äußeren Seismogrammspuren nach dem Schema von G. SCHULZ [36] zu betrachten. Im Gebiet Alz—Salzach deutet sich für die Conrad-Diskontinuität ein Fallen nach Westen, für die Mohorovičić-Diskontinuität ein Fallen nach Osten an. Jedoch liegt noch nicht genügend Material vor, um sichere Aussagen zu machen. Die größere Teufe der Mohorovičić- und die geringere der Conrad-Diskontinuität gegenüber den benachbarten Meßgebieten könnten eine Erklärung dafür geben, daß in dieser Gegend keine Schwereanomalie festgestellt wurde. — Eine regionale magnetische Vermessung des Gebietes um Salzburg [13] ergab eine magnetische Anomalie (etwa 60 km Durchmesser) in den Berchtesgadener Kalkalpen. Als Ursache für diese magnetische Anomalie wurde von R. GAENGER eine Aufwölbung eines basischen Tiefenkörpers bis zu einer Teufe von 3—4 km angenommen. Hier könnte ein Zusammenhang vorliegen. Es kann schon in dem Gebiet Alz—Salzach, das etwa 30 km nordwestlich liegt, ein entsprechender Anstieg der Conrad-Diskontinuität festgestellt werden.

Abb. 11 stellt den Versuch zweier N-S-Profile durch die Molasse in Richtung auf den Alpenkörper dar. Das Profil BB′ berührt die Meßgebiete Mindelheim-Nord und Immenstadt, das Profil CC′ die Gebiete Kaufbeuren-Nord und Murnau—Kochel—Weilheim. Die eingetragenen Teufen für das Gebiet Murnau—Kochel—Weilheim wurden regional in drei Gebiete gegliedert. Die erste Spalte enthält die in der Peißenberger Mulde, die zweite die in der Rottenbucher und die dritte die in der Murnauer Mulde festgestellten Teufen. — Für alle Diskontinuitäten kann man ein Einfallen zum Alpenkörper erkennen. Das Einfallen ist für die Mohorovičić-Diskontinuität am stärksten ausgeprägt. Den Ergebnissen des Meßgebietes Murnau—Kochel—Weilheim kann entnommen werden, daß das Einfallen für die Mohorovičić-Diskontinuität weiter nach Süden hin zunimmt.

In dem bei Thannhausen liegenden Teil des Meßgebietes Mindelheim-Nord (1b) hat die Mohorovičić-Diskontinuität eine um etwa 600 m größere Teufe als in dem Teil östlich von Lauben (1a); d. h., die Mohorovičić-Diskontinuität fällt bei Mindelheim nach Norden ein. Ein Vergleich mit der Karte der Schwereanomalien [6] zeigt, daß Thannhausen in dem Bereich eines Schwereminimums liegt. Das könnte die tiefere Lage der Mohorovičić-Diskontinuität bestätigen; denn die anderen Diskontinuitäten weisen in beiden Gebieten etwa die gleiche Teufe auf. Es ist zu erwarten, daß die Mohorovičić-Diskontinuität nördlich von Thannhausen wieder nach Norden ansteigen wird.

In Abb. 5 (Profil 48) sind bei einigen nebeneinanderliegenden Schußpunkten im Bereich der Conrad- und der Mohorovičić-Diskontinuität plötzlich auftretende Reflexionen festzustellen, die teilweise eine bis zu 0,6 sec geringere Laufzeit als an den übrigen Schußpunkten aufweisen. Bemerkenswert sind ferner sehr starke Reflexionen zwischen einer Laufzeit von 8,0 und 8,5 sec. In dem Meßgebiet Kaufbeuren-Nord treten viele starke Reflexionen zwischen Laufzeiten von 8,0—9,5 sec auf. Sie lassen auf einen komplizierten Aufbau zwischen Conrad- und Mohorovičić-Diskontinuität schließen. — In Abb. 6 ist im östlichen Teil des Profiles eine Häufung starker Reflexionen zu beobachten; der Reflektor liegt nahe unterhalb der Conrad-Diskontinuität. Diese Reflexionen deuten einen inhomogenen Aufbau des Bereiches zwischen Conrad- und Mohorovičić-Diskontinuität an.

In dem Meßgebiet Murnau—Kochel—Weilheim traten fast alle beobachteten Tiefenreflexionen an denjenigen Orten auf, bei denen sich Spreng- und Registrierpunkt im Muldeninneren befanden. Es gibt daher kleine Gebiete, in denen Reflexionen guter Qualität festgestellt wurden. Diese Gebiete wurden besonders betrachtet. Jedoch sind die daraus abgeleiteten Aussagen nur durch etwa 5—10 Seismogramme belegt. Der Teufenberechnung wurden die Reflexionszeiten zugrunde gelegt, die in dem jeweiligen Gebiet am häufigsten auftraten.

Folgende Tabelle gibt die berechneten Teufen für die Diskontinuitäten in den einzelnen Gebieten an. Die angegebenen Teufen beziehen sich auf ein Bezugsniveau von 700 m über NN:

Tabelle 2

	Tertiär-B.	Kristallin-O.	Förtsch-D.	Conr.-D.	Moh.-D. (km)
Peißenberger Mulde . .	4,2	5,1?	10,9	21,4	32,3
Rottenbucher Mulde . .	4,9	5,6?	10,9	21,4	33,5
Murnauer Mulde . . .	5,0	5,7?	11,2	21,4	35,7
Kochel	5,7	6,4??	11,3	19,7	33,7

Die Teufen für die Tertiärbasis wurden einem Tiefenlinienplan dieses Gebietes entnommen. Es ist jedoch nicht sicher, ob dieser kartierte Horizont die Tertiärbasis ist. Die Fragezeichen hinter den Werten für die Kristallin-Oberkante sollen darauf hinweisen, daß es sich hier nicht um berechnete, sondern um geschätze Werte handelt. G. DOHR [8] erhielt 1956 im Bereich der Peißenberger Mulde für die Conrad-Diskontinuität eine Teufe von 17—18 km und für die Mohorovičić-Diskontinuität 30—31 km. Die Differenz dieser Werte gegenüber den entsprechenden der Tabelle 2 ist auf Unterschiede der Geschwindigkeitsverteilung zurückzuführen, mit denen sie berechnet worden sind. Der Tabelle kann entnommen werden, daß Förtsch- und Conrad-Diskontinuität in dem gesamten Gebiet mit Ausnahme von Kochel annähernd horizontal liegen. Für die Mohorovičić-Diskontinuität kann ein eindeutiges Einfallen nach Süden festgestellt werden, das um so größer wird, je mehr man sich dem Alpenrand nähert.

In dem östlich der Murnauer Mulde gelegenen Gebiet Kochel liegen die Verhältnisse anders. Hier treten die Reflexionen der Conrad- und Mohorovičić-Diskontinuität wesentlich früher auf. Die Conrad-Diskontinuität liegt im Mittel 1,7 km und die Mohorovičić-Diskontinuität 2 km höher als im Bereich der Murnauer Mulde. Zunächst könnte angenommen werden, daß diese Teufenunterschiede nicht reell sind und durch einen Geschwindigkeitseffekt bewirkt werden. Es ist aber kaum anzunehmen, daß sich die Geschwindigkeiten bedeutend von denen der Murnauer Mulde unterscheiden.

Bei den in der Murnauer Mulde beobachteten Reflexionen wurde noch eine Neigungsbestimmung des Horizontes aus der Neigung der Reflexionseinsätze im Seismogramm vorgenommen. Bei Annahme söhliger Lagerung der oberen Schichten und Einfall der Tertiärbasis unter einem Winkel von 2° nach Süden erhält man folgende Einfallwinkel nach Süden:

Förtsch-Diskontinuität	0,6°
Conrad-Diskontinuität	0,8°
Mohorovičić-Diskontinuität .	11,7°

In dem Meßgebiet Immenstadt wurden die beobachteten Reflexionen im Illertal und in den Molasse-Mulden östlich des Illertales getrennt betrachtet. Die berechneten Teufen sind in folgender Tabelle zusammengestellt (Bezugsniveau 750 m über NN):

Tabelle 3

	Tertiär-B.	Kristallin-O.	Förtsch-D.	Conr.-D.	Moh.-D. (km)
Illertal	4,2	4,9?	11,7	21,6	35,9
Mulden (Mittelwerte) .	4,5	5,2?	11,9	22,1	37,0

Aus der Tabelle kann man erkennen, daß im Illertal alle beobachteten Reflexionen früher auftreten als in den östlich gelegenen Mulden. Auch G. Dohr [8] wies schon darauf hin. — Da die Meßprofile entweder parallel oder senkrecht zum Streichen angelegt worden waren, konnte eine Neigungsbetrachtung aus der Lage der Reflexionseinsätze in den Seismogrammen durchgeführt werden. Für die Geophonaufstellung in NNW-SSE-Richtung ergeben sich für die Diskontinuitäten folgende Einfallswinkel nach SSE:

Förtsch-Diskontinuität	0^0
Conrad-Diskontinuität	$2{,}3^0$
Mohorovičić-Diskontinuität .	$8{,}0^0$

Abb. 12 zeigt den Versuch eines SW-NE-Profiles (DD′) durch die ungefaltete Molasse in Richtung auf das Kristallin des Bayerischen Waldes. Auf dieses Profil wurden die Meßgebiete Ostermünchen, Mangfall, Hofkirchen—Schwindegg und Landau—Ortenburg projiziert. Für alle Diskontinuitäten, mit Ausnahme der Mohorovičić-Diskontinuität, kann ein schwaches Einfallen zum Kristallin festgestellt werden. Die Mohorovičić-Diskontinuität steigt zunächst möglicherweise bis zur Achse des Landshut—Neuöttinger Schwerehochs an und fällt nordöstlich dieser Schwereanomalie stark zum Kristallin hin ein.

In dem Meßgebiet Landau—Ortenburg sind die vielen Reflexionen mit Laufzeiten größer als 5,0 sec bemerkenswert (Abb. 9).

IV. Fehlerbetrachtung

Der bei der Teufenberechnung auftretende Fehler beruht vor allem auf den Unsicherheiten, mit denen die Geschwindigkeiten im Kristallin aus der Refraktionsseismik bestimmt worden sind. Es ist nicht sicher, ob diese Geschwindigkeitswerte auch für die Reflexionsseismik repräsentativ sind. Weitere Fehler sind durch die Annahme von Schichtmächtigkeiten und Geschwindigkeiten in den Sedimenten, besonders im Mesozoikum, zu erwarten. Der Gesamtfehler bei der Teufenberechnung wird etwa 5% betragen. — Setzt man voraus, daß keine bedeutenden Geschwindigkeitsveränderungen in horizontaler Richtung auftreten, so dürfte die relative Lage der Diskontinuitäten in den einzelnen Meßgebieten nur mit geringen Fehlern behaftet sein.

Liegt über einer Schichtgrenze B, deren Neigungswinkel β aus den seismischen Beobachtungen bestimmt werden soll, eine Schichtgrenze A mit dem unbekannten Neigungswinkel α, so wird bei der Bestimmung von β bei Außerachtlassen von α der Winkel β um den Betrag $\Delta\beta$ falsch berechnet, wobei sich $\Delta\beta$ aus folgender Beziehung ergibt:

$$\Delta\beta \approx \sin\alpha \left(1 - \frac{v_2}{v_1}\right)$$

Die Geschwindigkeit im Hangenden der Schichtgrenze A sei v_1, die zwischen Schichtgrenze A und B v_2. Die oben aufgeführte Beziehung wurde durch Anwendung trigonometrischer Formeln, des Brechungsgesetzes und der Annahme erhalten, daß die Winkel α und β kleiner als 15^0 sind. Es wird ferner angenommen, daß in den sedimentären Schichten (z. B. Tertiär-Basis) keine größeren Neigungen als 10^0 auftreten und der Geschwindigkeitsunterschied nicht größer als 40% ist. Bei gleichsinnigem Einfallen beider Grenzflächen ist der berechnete Winkel bis zu 4^0 zu groß, bei entgegengesetztem Einfallen bis zu 4^0 zu klein.

V. Zur Frage der Realität der Reflexionen

Bei Reflexionen langer Laufzeit erhebt sich stets die Frage, ob es sich um Reflexionen aus großer Teufe handelt, oder ob die lange Laufzeit durch Mehrfach-Reflexionen oder reflektierte Refraktionen [16] verursacht wird. Sicher sind nicht alle der ausgewerteten Tiefenreflexionen einfache Reflexionen. Jedoch lassen sich die Maxima der Häufigkeitsverteilungskurven nicht durch multiple Reflexionen erklären. Würden die Häufigkeitsmaxima durch multiple Reflexionen entstehen, so müßten sich die Reflexionszeiten, die zu den verschiedenen Häufigkeitsmaxima gehören, um ganz bestimmte, diskrete Differenzen unterscheiden. Zum Beispiel könnten in den Meßgebieten Murnau—Kochel—Weilheim und Immenstadt die Reflexionen, die der Förtsch-Diskontinuität zugeordnet worden sind, durch eine einmalige Reflexion an der Erdoberfläche und eine zweimalige an der Tertiärbasis entstanden sein. Im Meßgebiet Alz—Salzach könnten die Häufigkeitsmaxima der Conrad-Diskontinuität durch Reflexionen an folgenden Flächen: Förtsch-Diskontinuität, Erdoberfläche und Tertiärbasis erklärt werden. In dem Gebiet Ostermünchen könnten die Häufigkeitsmaxima der Mohorovičić-Diskontinuität analog durch Reflexionen an folgenden Flächen: Förtsch-Diskontinuität, Erdoberfläche und Conrad-Diskontinuität entstanden sein. Diese Deutungen können jedoch nicht auf andere Gebiete übertragen werden, da die Reflexionszeiten der oberen Horizonte durch die einfachen Reflexionen bekannt sind. (Nach aller Erfahrung darf vorausgesetzt werden, daß jeder Reflexionshorizont deutliche einfache Reflexionen zeigt.)

Bei der Reflexion an einer Grenzfläche wird nur ein Bruchteil der Energie der einfallenden Welle reflektiert. Der Anteil der an der Grenzfläche reflektierten Energie wird bestimmt durch die Wellenwiderstände (Dichte mal Geschwindigkeit) in beiden

Medien. Je mehr sich der Wellenwiderstand an der Grenzfläche ändert, desto größer ist der reflektierte Anteil. — An der Erdoberfläche meßbare multiple Reflexionen können nur an solchen Horizonten entstehen, die starke Reflexionen ergeben. Als gute Reflexionshorizonte sind im bayerischen Alpenvorland die Tertiärbasis und die Muschelkalk-Oberkante bekannt.

Im folgendem Beispiel soll die Amplitudenabnahme bei einer zwei- und dreifachen Reflexion zwischen Erdoberfläche und Tertiärbasis abgeschätzt werden. Die Amplitude der einfachen Reflexion, die an der Erdoberfläche registriert wird, sei A. Bei Annahme eines Geschwindigkeitssprunges von 4000 auf 5000 m/sec und konstanten Dichten an der Tertiärbasis würde bei der zweifachen Reflexion an der Tertiärbasis die Amplitude A/10 (bei der dreifachen Reflexion A/100) an der Erdoberfläche registriert, da man zunächst annehmen darf, daß bei der Reflexion an der Erdoberfläche die ganze Energie reflektiert wird. — Außerdem tritt noch infolge des größeren Absorptionskoeffizienten in den Sedimenten eine Amplitudenabnahme um den Faktor 1/2 auf [12]. Also ist die Amplitude bei zweifacher Reflexion um den Faktor 1/20 (1/400 bei der dreifachen Reflexion) kleiner als die Amplitude bei der einfachen Reflexion. Da sich die Welle räumlich ausbreitet, nimmt außerdem die Amplitude mit $1/r$ ab, wobei r den von der Welle durchlaufenen Weg darstellt.

Schon das Auftreten von 4fachen Reflexionen erscheint äußerst unwahrscheinlich. Bei dem oben angeführten Beispiel würde dann an der Erdoberfläche etwa die Amplitude A/8000 registriert werden. Die in der Reflexionsseismik verwendeten Apparaturen gleichen aber nur Amplituden bis zu dem Betrag von maximal 1/1000 aus.

Noch viel ungünstiger sind die Amplitudenverhältnisse bei mehrfachen Reflexionen, bei denen beide Reflexionshorizonte im Untergrund liegen. Wird der Reflektor Erdoberfläche durch einen tieferen Horizont ersetzt, an dem günstigenfalls der Reflexionsfaktor 1/10 beträgt, so wird die an der Erdoberfläche meßbare Amplitude gegenüber der obigen Abschätzung mindestens um den Faktor 1/10 kleiner. — Wenn beide Reflektoren, die die multiplen Reflexionen bewirken, unterhalb der Kristallin-Oberfläche liegen, so kann die Absorption wegen des geringeren Absorptionskoeffizienten in den tieferen Schichten vernachlässigt werden. In dem oben aufgeführten Beispiel würden dann bei der zweifachen Reflexion etwa 1/100 (bzw. 1/10000 bei der dreifachen Reflexion) der Amplitude der einfachen Reflexion registriert.

Auch können die Maxima der Häufigkeitsverteilungskurven nicht durch reflektierte Refraktionen [16] erklärt werden. Die Laufzeit wird dabei durch die Entfernung zur reflektierenden Störfläche bestimmt. — Die Neigung der Reflexion im Seismogramm hängt ab vom Winkel zwischen Geophonaufstellung und Laufweg. Da die Meßprofile in den Meßgebieten hinsichtlich eventuell auftretender Störungen meist statistisch verteilt sind, müßten auch die Laufzeiten und Neigungen der reflektierten Refraktionen eine statistische Verteilung aufweisen. —

Es ist mir ein Bedürfnis, Herrn Dr. Dohr, der die Anregung zu dieser Arbeit gab, das gesamte Filmmaterial sammelte und mir zugänglich machte, ferner Herrn Dr.

BECKMANN und einigen anderen Herren der Firma Preußag AG für Ratschläge und Unterstützung zu danken.

Weiterhin möchte ich den Firmen Prakla und Seismos sowie deren Truppführern, die sich an der Registrierung der Tiefenreflexionen beteiligt haben, meinen Dank aussprechen.

Besonderer Dank gebührt Herrn Prof. Dr. ANGENHEISTER, der mir die Arbeit übertrug, mich unterstützt hat und an dessen Institut ich die Arbeit ausführen konnte. Ferner danke ich Herrn Priv.-Doz. Dr. O. FÖRTSCH, Herrn Dr. P. GIESE und Herrn Dr. K. HELBIG, die mich bei der Durchführung der Arbeit beraten haben.

Ferner sei besonders auf die Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft hingewiesen, die durch die Bewilligung der erforderlichen Mittel diese Untersuchungen erst ermöglichte.

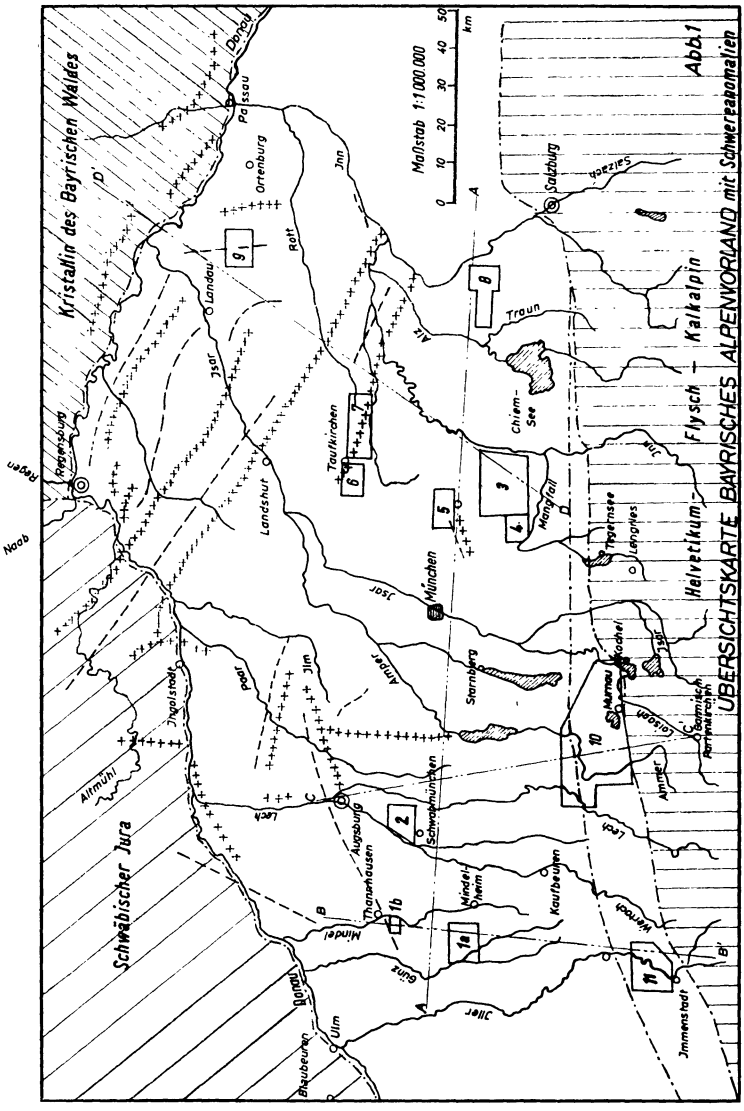


Abb. 1: Übersichtskarte: Bayerisches Alpenvorland mit Schwereanomalien. Meßgebiete: 1 Mindelheim-Nord (1a Mindelheim-Lauben, 1b Thannhausen), 2 Kaufbeuren-Nord, 3 Ostermünchen, 4 Mangfall, 5 Moosach-Ost, 6 Hofkirchen, 7 Schwindegg, 8 Alz—Salzach, 9 Landau—Ortenburg, 10 Murnau—Kochel—Weilheim, 11 Immenstadt. ++ Achsen der Schweremaxima, --- Achsen der Schwereminima. A—..—A′ Profile für Abb. 10—12.

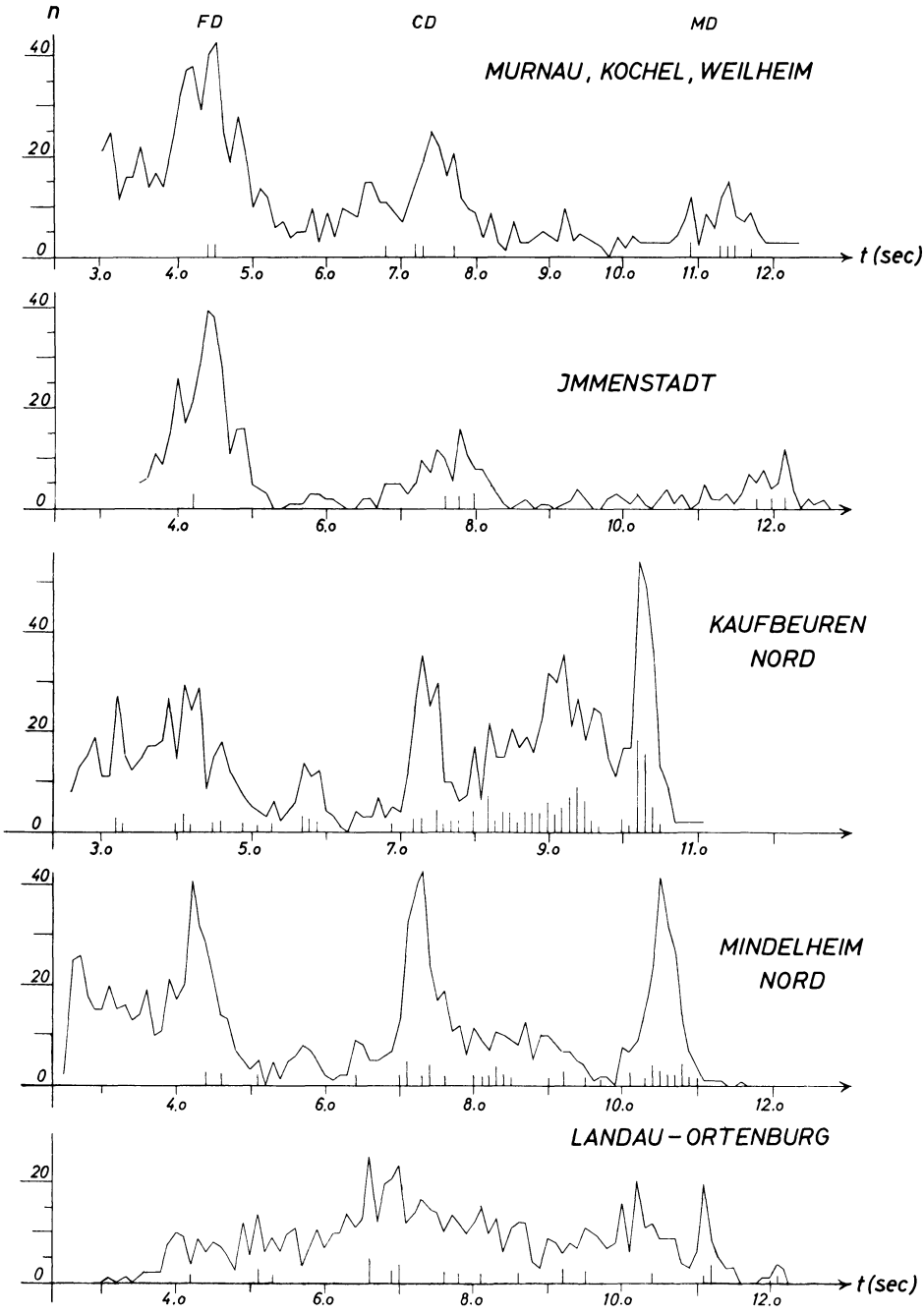


Abb. 2: Häufigkeitsverteilungskurven: *n* Anzahl der in einem Zeitintervall von 0,1 sec beobachteten Reflexionen, *t* Reflexionslaufzeit, | Anzahl der Reflexionen sehr guter Qualität in einem Laufzeitintervall. FD Förtsch-, CD Conrad-, MD Mohorovicic-Diskontinuität.

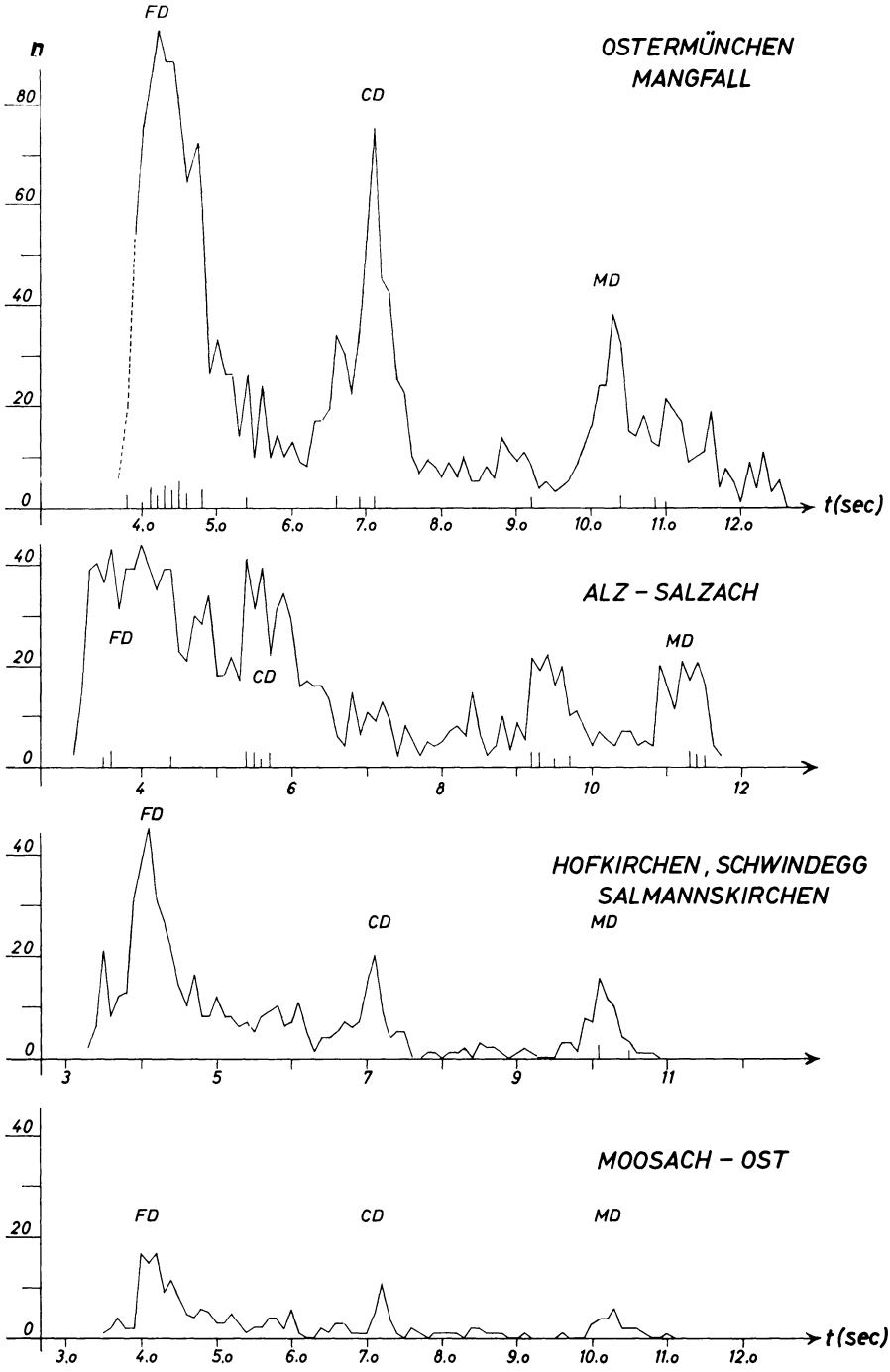


Abb. 3: Häufigkeitsverteilungskurven.

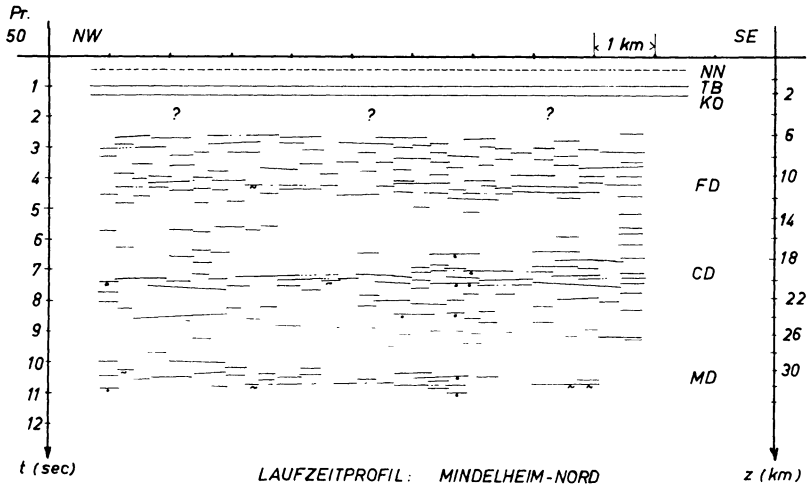


Abb. 4: Laufzeitprofil aus dem Meßgebiet Mindelheim-Nord. *t* Laufzeit, z Teufe, — Reflexion, ⸗ sehr gute Reflexion, ≈ schwache Reflexion, ... mögliche Korrelation zwischen zwei Reflexionen. ? Reflexionen in diesem Bereich sind unbekannt. ---- NN Normal-Null, —— TB Tertiär-Basis, —— KO Kristallin-Oberfläche. FD FÖRTSCH-, CD CONRAD-, MD MOHOROVICIC-Diskontinuität.

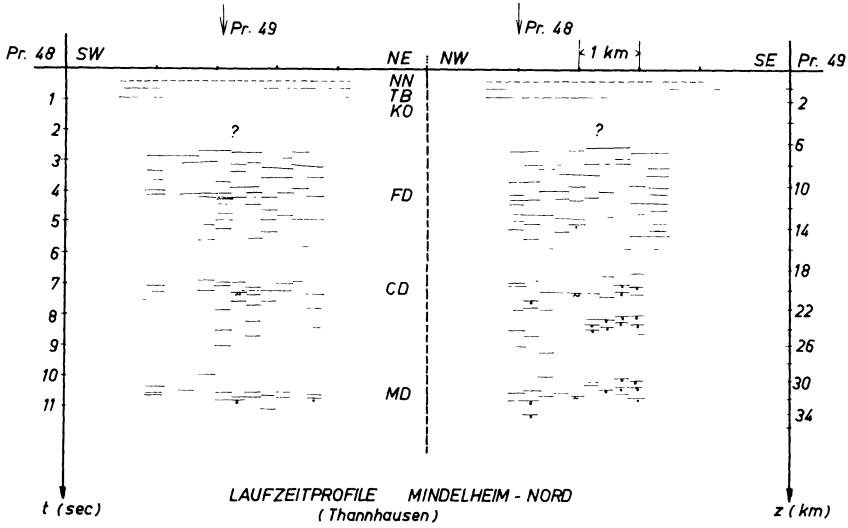


Abb. 5: Laufzeitprofil aus dem Meßgebiet Mindelheim-Nord (Thannhausen). Pr. 48 Bezeichnung des Profiles, ↓ Pr. 49 Bezeichnung für das an dieser Stelle kreuzende Profil.

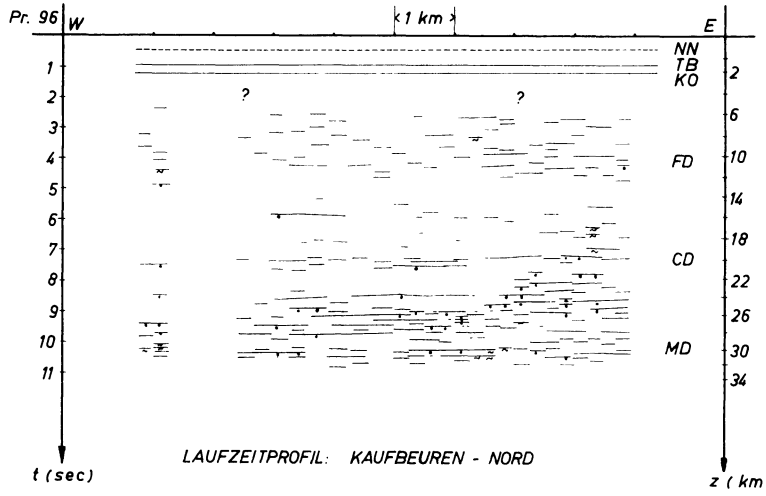


Abb. 6: Laufzeitprofil aus dem Meßgebiet Kaufbeuren-Nord.

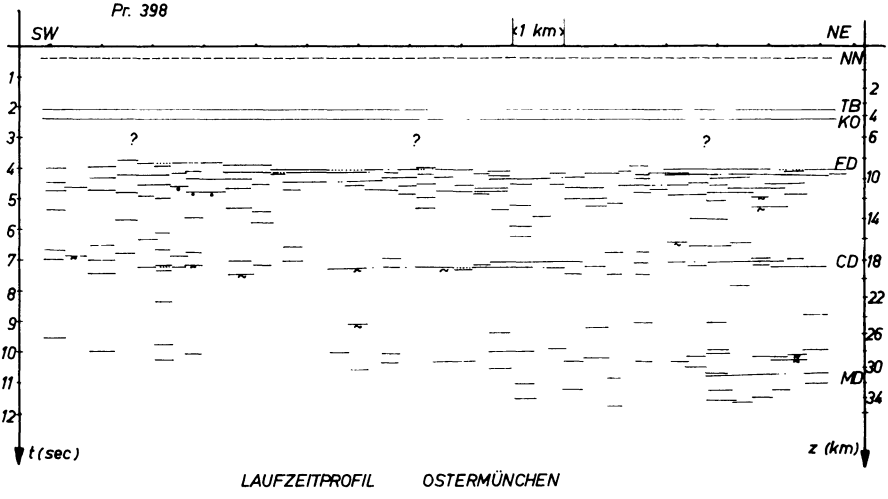


Abb. 7: Laufzeitprofil aus dem Meßgebiet Ostermünchen.

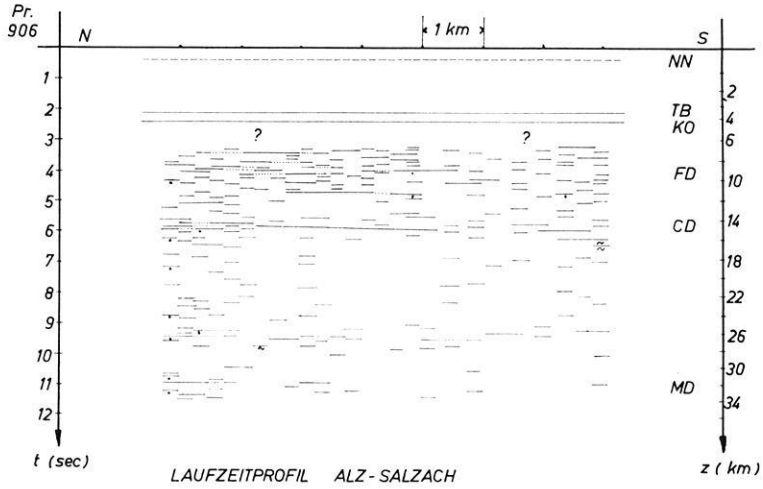


Abb. 8: Laufzeitprofil aus dem Meßgebiet Alz—Salzach.

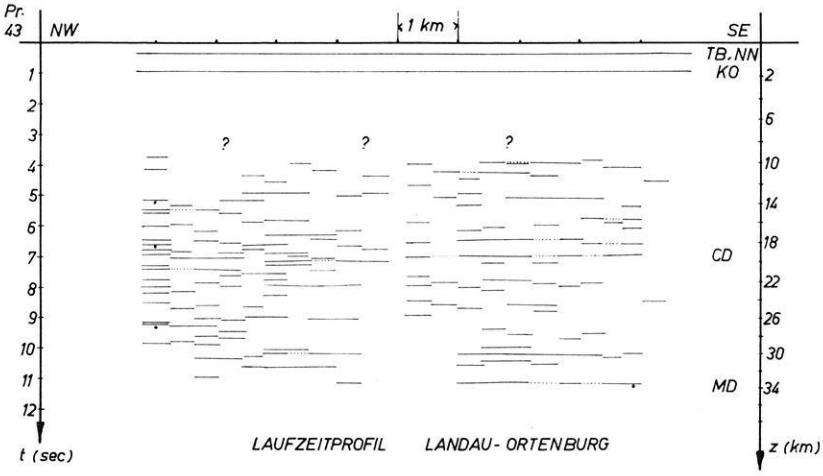


Abb. 9: Laufzeitprofil aus dem Meßgebiet Landau—Ortenburg.

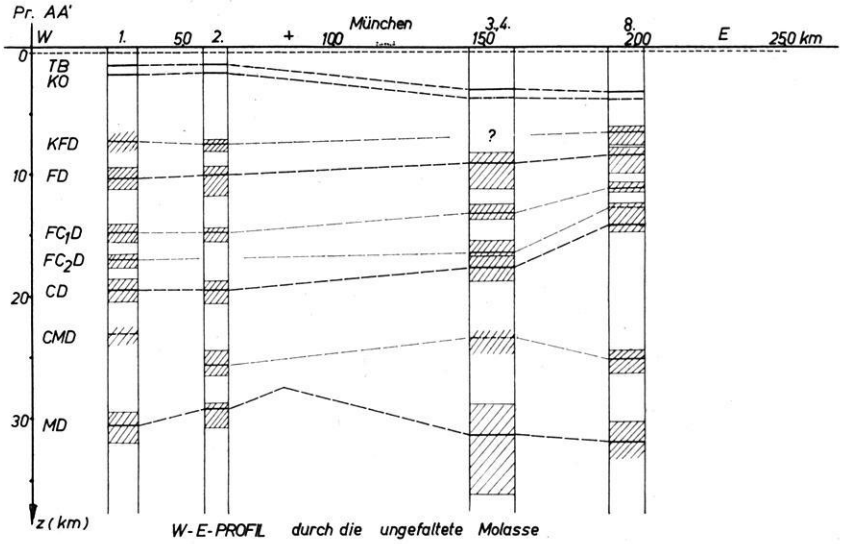


Abb. 10: Versuch eines W-E-Profiles durch die ungefaltete Molasse. Meßgebiete: 1 Mindelheim-Nord, 2 Kaufbeuren-Nord, 3 Ostermünchen, 4 Mangfall, 8 Alz—Salzach. *z* Teufe in km. — mittlere Teufe für die Diskontinuitäten. /// Schwankungsbreite. ---- vermuteter Verlauf der Diskontinuitäten zwischen den Meßgebieten. + Schwerehoch. TB Tertiär-Basis, K Kristallin, O Oberfläche, F FÖRTSCH-, C CONRAD-, M MOHOROVICIC, D Diskontinuität.

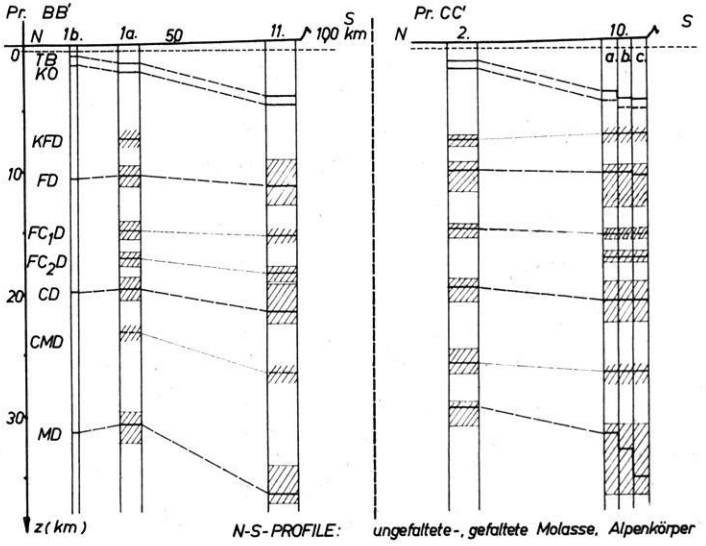


Abb. 11: Versuch zweier N-S-Profile: Ungefaltete / gefaltete Molasse. Meßgebiete: 1a Mindelheim (Lauben), 1b Mindelheim (Thannhausen), 11 Immenstadt, 2 Kaufbeuren-Nord, 10 Murnau—Kochel—Weilheim (*a* Peißenberger Mulde, *b* Rottenbucher Mulde, *c* Murnauer Mulde).

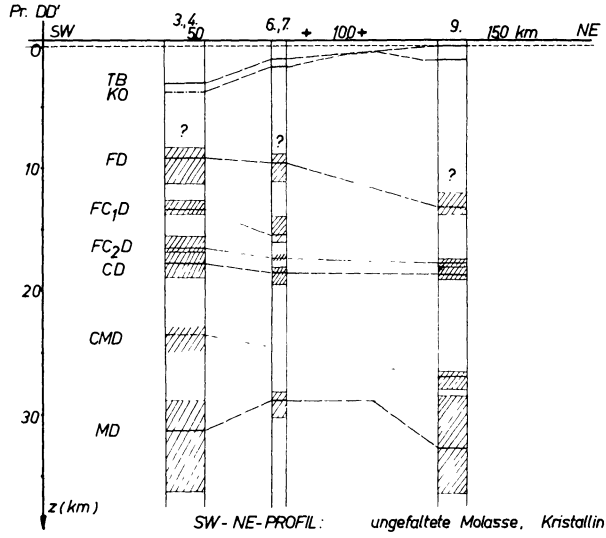


Abb. 12: Versuch eines Profiles durch die ungefaltete Molasse in Richtung auf das Kristallin des Bayerischen Waldes. Meßgebiete: 3 Ostermünchen, 4 Mangfall, 6 Hofkirchen, 7 Schwindegg, 9 Landau—Ortenburg.

Literatur

[1] BECKMANN, H.: Struktur Kastl-Gendorf. — Zeitschr. d. Deutschen Geol.-Ges., 109 (1957), S. 677—680.

[2] BEDERKE, E.: Zur Geologie und Geophysik der Tiefen. Geol. Rundschau 6/1 (1957), S. 229—245.

[3] BLUT, H.: Ein Beitrag zur Theorie der Reflexion und Brechung elastischer Wellen an Unstetigkeitsflächen. Zeitschr. f. Geophysik VIII (1932), S. 130—144.

[4] BREYER, F., u. DOHR, G.: Betrachtungen über den Bau der gefalteten Molasse im westlichen Bayern mit Beziehung auf das Molasse-Vorland und die angrenzenden Teile der Alpen auf Grund geophysikalischer Untersuchungen. Erdöl und Kohle 12 (1959), S. 315—323.

[5] CLASEN u. G. DOHR: Reflexionsseismische Messungen in der gefalteten Molasse Oberbayerns. Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 109, (1957), S. 612—623.

[6] CLOSS, H., A. HAHN und A. SCHLEUSENER: Bemerkungen zur Karte der Schwerestörungen des deutschen Alpenvorlandes. Geolog. Jahrbuch 72 (1957), S. 503—528.

[7] DOHR, G.: Ein Beitrag der Reflexionsseismik zur Erforschung des tieferen Untergrundes. Geol. Rundschau 46/1 (1957), S. 17—26.

[8] DOHR, G.: Über die Beobachtungen von Reflexionen aus dem tieferen Untergrunde im Rahmen routinemäßiger reflexionsseismischer Messungen. Zeitschr. f. Geophysik 25 (1959), S. 280—300.

[9] DOHR, G.: Zur reflexionsseismischen Erfassung sehr tiefer Unstetigkeitsflächen. Erdöl und Kohle 10 (1957), Nr. 4, S. 278—281.

[10] — Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300000. München 1955.

[11] FÖRTSCH, O.: Analyse seismischer Registrierungen der Großsprengung bei Haslach im Schwarzwald am 28. 4. 1948. Geol. Jahrbuch 66, 1952, S. 65—80.

[12] FÖRTSCH, O.: Die Ursachen der Absorption elastischer Wellen. Annali di Geofisica Vol. IX, 4 (1956), S. 469—524.

[13] GAENGER, R.: Regionale magnetische Untersuchungen in den Berchtesgadener Kalkalpen und ihrem Vorland. Dissertation Universität München 1954.

[14] GALFI, J., u. L. STEGANA: Tiefenreflexionsversuche in Ungarn zum Studium des kontinentalen Aufbaus. Geol. Rundschau 46/1 (1957), S. 26—29.

[15] GODIN, J. A., u. A. V. EGORKIN: Der Bau der Erdkruste im Südosten der Russischen Plattform nach Ergebnissen regionaler Arbeiten. Bergakademie 13, 6 (1961), S. 420—422.

[16] HAALCK, H.: Lehrbuch der angewandten Geophysik, Teil 2. Gebr. Bornträger, Berlin-Nikolassee (1958), S. 160.

[17] HARK, H.: Die westdeutsche Erdöl- und Erdgasexploration im Jahre 1960. Erdöl und Kohle 14 (1961), S. 245—260.

[18] HEERMANN, C.: Bau und Erdölhöffigkeit des ostbayerischen Molassebeckens. Erdöl und Kohle 8 (1955), S. 69—74.

[19] HILLER, W.: Der Aufbau der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland nach Beobachtungen von Nahbeben und Sprengungen. Vortrag auf der Tagung der Dtsch. Geoph. Ges. in Hamburg, Okt. 1950.

[20] JOHN, H.: Das Geschwindigkeitsproblem im Bereich der schwäbischen Vorlandmolasse. Erdöl und Kohle 9 (1956), S. 290—299.

[21] JUNGER, A.: Deep Basement Reflections in Big Horn Country Montana, Geophysics XVI (1951), 3, S. 499—505.

[22] KREY, TH., G. SCHMIDT und K. SEELIS: Über die Möglichkeit, den reflexionsseismisch erfaßbaren Tiefenbereich zu erweitern. Erdöl und Kohle 14, Nr. 7 (1961), S. 521—526.

[23] REICH, H.: In Süddeutschland seismisch ermittelte tiefe Grenzflächen und ihre geologische Bedeutung. Geol. Rundschau 46/1 (1957), S. 1—17.

[24] REICH, H.: Seismische Beobachtungen bei großen Steinbruchsprengungen und deren geologische Ergebnisse. Zeitschr. dtsch. geol. Ges. 104 (1953), S. 174—175.

[25] REICH, H.: Seismische und geologische Ergebnisse der 2-t-Sprengung im Tiefbohrloch Tölz I am 11. 12. 1954. Geol. Jahrbuch 75 (1958), S. 1—46.

[26] REICH, H.: Seismische Untersuchung des Flyschtroges bei Lenggries westlich und östlich der Isar. Nachrichten der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Jhrg. 1960, Nr. 11, S. 205—255.

[27] REICH, H.: Seismische Untersuchungen im nördlichen Grenzbereich der Bayerischen Alpen und ihre geologische Deutung. Zeitschr. Dtsch. geol. Ges. 105 (1955), S. 566.

[28] REICH, H.: Über seismische Beobachtungen der Prakla an Reflexionen aus großer Tiefe bei den Steinbruchsprengungen in Blaubeuren am 4. 3. und 10. 5. 1952. Geol. Jahrbuch 68, (1953), S. 225—240.

[29] REICH, H.: Zur Frage der geologischen Deutung seismischer Grenzflächen in den Alpen. Geol. Rundschau 50 (1960), S. 465—473.

[30] REICHENBACH, R., u. G. SCHMIDT: Results of Surface Reflection Seismic Measurements in the Siderite District of the Siegerland. Geophys. Prospecting VII, 3 (1959), S. 291—299.

[31] RISCHE, H.: Zur Erfassung und Deutung tiefer Reflexionen im Thüringer Becken. Zeitschr. f. angewandte Geologie 7 (1961), 3, S. 105—108.

[32] ROLL, A.: Die Erdölaufschlußbohrung Scherstetten 1 südwestlich Augsburg. Geologica Bavarica, Nr. 24, München, (1955).

[33] ROTHÉ, J.: Quelques Expériences sur la Structure de la Croûte Terrestre en Europe occidentale. „Contributions in Geophysics in Honor of Beno Gutenberg." Pergamon Press 1958, London, S. 135—151.

[34] ROTHE, J., u. E. PETERSCHMITT: Etude séismique des explosions d'Haslach. Extrait des „Annales de'l Institut de Physique du Globe de Strasbourg." Tome V, 3 me partie: Geophysique Strasbourg 1950, S. 1—27.

[35] SAWARENSKI, E., u. D. KIRNOS: Elemente der Seismologie und Seismometrie. Akademie-Verlag, Berlin 1960, S. 231.

[36] SCHULZ, G.: Reflexionen aus dem kristallinen Untergrund des Pfälzer Berglandes. Zeitschr. f. Geophysik 23 (1957), S. 225—235.

[37] SCHULZE, G. A., u. O. FÖRTSCH: Die seismischen Beobachtungen der Sprengung Helgoland am 18. 4. 1947 zur Erforschung des tieferen Untergrundes. Geol. Jahrbuch 64, 1950, S. 204—242.

[38] SHOR, G.: Deep Reflections from Southern California Blasts. Trans. Amer. Geophys. Union. Vol. 36, Nr. 1 (1955), S. 133—138.

[39] TATEL u. M. TUVE: Seismic exploration of a continental crust. Geol. Soc. America. Spec. Paper 62 (1955), S. 35—50.

[40] VOLZ, E. u. R. WAGNER: Die älteste Molasse in einigen Bohrungen Schwabens. Bull. Ver. Schweizer Petrol., Geol. und Ing. 27, Nr. 72 (1960), S. 23—37.

[41] VOLZ, E.: Die Molassestrukturen Heimertingen und Lauben. Erdöl-Zeitschrift, Heft 3, Wien 1956, S. 3—12.

Über die Bündelung von Geophonen in der Refraktionsseismik

Von A. ARASCHMID, Hannover [1])

Eingegangen am 15. Februar 1962

Zusammenfassung: Durch theoretische und experimentelle Untersuchungen wird ermittelt, ob und in welchem Umfang es möglich ist, bei refraktionsseismischen Messungen das Verhältnis von Signal zu Störpegel durch Geophonbündelung zu verbessern.

Der Gesamtstrom einer Geophonbündelung mit rechteckigem Schaltschema läßt sich aus der Differentialgleichung eines Ersatzgeophones berechnen, welches der Summe der Bodenbewegungen an den Orten aller Geophone ausgesetzt ist.

Da die Bewegungsform der Bodenunruhe sehr verschiedener Art sein kann, werden für die mathematische Lösung zwei verschiedene Wege eingeschlagen. Bei Annahme ebener, harmonischer Störwellen ergeben sich für lineare Geophonaufstellungen Interferenzfaktoren, welche von Geophonabstand, Geophonzahl und Ausbreitungsrichtung der Welle abhängig sind. Bei genügend großem Geophonabstand haben die natürlichen Bodenbewegungen an beliebigen Geophonpunkten der Bündelungsanordnung einen vernachlässigbaren Korrelationskoeffizienten. Dann liefert eine statistische Betrachtung für ein quadratisches Schaltschema von n^2-Geophonen die Verbesserung des „Signal/noise"-Verhältnisses um den Faktor n.

Die Verminderung des Bündelungseffektes durch Neigung des Refraktors quer zur Profilrichtung wird behandelt. Bei der Bündelung nicht genau gleicher Geophone können schwach gedämpfte Geophonschwingungen auftreten. Mehrspurige Registrierungen der Bodenunruhe zeigen, daß die positive Korrelation der Bodenbewegung schon bei relativ kleinen Geophonentfernungen rasch abnimmt.

Die theoretischen Vorstellungen über die Geophonbündelung werden durch seismische Experimente im Gelände nachgeprüft. Aus der großen Zahl von Beobachtungen werden einige Seismogramme von Steinbruchsprengungen vorgelegt, aus denen die Verbesserung der Refraktionseinsätze durch Bündelung ersichtlich ist.

Summary: Theoretical and experimental investigations demonstrate whether and to what extent it is possible to improve in seismic refraction measurements the signal to noise-ratio with multiple geophones.

The total current of a geophone group in a "square model arrangement" can be computed from the differential equation of a substitute geophone, which is exposed to the sum of ground motions at the geophone points of the group.

---

[1]) Dr. A. ARASCHMID, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstr. 1.

Since the disturbing ground motion may be of different type, two models for the elimination of the disturbances by multiple geophones are discussed. Assuming harmonic disturbing waves and linear geophone arrangements there occur interference-factors which are dependent upon geophone spacing, number of geophones and direction of wave propagation. In case of a sufficient geophone spacing, the natural ground motions at arbitrary geophone points are independent of each other. A statistic consideration for n^2-geophones shows in this case the improvement of the "signal to noise"-ratio by the factor n.

The decrease of the effect of multiple geophones by the dipping of refractors transversely to the profile is dealt with. Slightly damped geophone oscillations may occur if the geophones are not exactly equal. Recordings of the natural ground motion demonstrate that the positive correlation of the natural ground motion decreases rapidly already for relatively small distances between the geophones.

The theoretical conceptions about multiple geophones are tested by seismic measurements in the field. Several seismograms of quarry explosions are presented to show the improvement of refraction arrivals by using multiple geophones.

§ 1. Einleitung und Problemstellung

In der Reflexionsseismik ist es allgemein üblich, durch Bündelung von Geophonen den störenden Einfluß der durch den Schuß erzeugten Oberflächenwellen und der refraktierten Wellen zu vermindern. In der Refraktionsseismik sollen dagegen gerade diese Wellentypen möglichst gut registriert werden. Als Störeffekt tritt dann die natürliche Bodenunruhe in Erscheinung. Man faßt unter diesem Begriff alle kurzperiodischen Bodenbewegungen zusammen, die z. B. durch Verkehr, Maschinenschwingungen, strömendes Wasser angeregt werden und den Charakter fortschreitender Wellen tragen oder aber die von turbulenten Windströmungen, Niederschlägen u. a. erzeugt werden und lokal sehr eng begrenzte Störungen darstellen. Eine Bündelungsanordnung von Geophonen in der Refraktionsseismik muß also den Zweck haben, diese Störungen im Seismogramm zu vermindern. Durch Verbesserung des „*Signal/noise*"-Verhältnisses wird es möglich, bei gegebener Registrierentfernung mit kleineren Sprengstoffmengen auszukommen, was beim Arbeiten in dichtbesiedelten Gebieten aus Sicherheitsgründen erwünscht ist und außerdem die Unkosten vermindert.

Für die refraktionsseismische Untersuchung tieferer Grenzflächen, wie z. B. der Conrad- und Mohorovicic-Diskontinuität, sind Registrierungen in großen Entfernungen vom Explosionszentrum erforderlich. Eine geeignete Geophonbündelung könnte in solchen Fällen durch Verringerung des Störpegels die Verwendung einer höheren elektronischen Verstärkung zulassen und hierdurch bei gegebener Ladung größere Registrierentfernungen ermöglichen.

Zunächst werden theoretische Überlegungen über die zweckmäßigste Anordnung der Geophone und die Leistungsfähigkeit der Geophonbündelung angestellt (vgl. § 2). Zur Untersuchung der Natur der seismischen Bodenunruhe wurden entsprechende Messungen im Gelände ausgeführt (vgl. § 3) und die Wirkung der Geophonbündelung untersucht. Zum Schluß wird die Wirkung der Bündelung an Hand von Feldseismogrammen demonstriert (vgl. § 4).

Die Untersuchungen wurden in einem vom Bundesministerium für Wirtschaft geförderten Forschungsprogramm begonnen und später weitergeführt im Schwerpunktprogramm der Deutschen Forschungsgemeinschaft zur Untersuchung der Erdkruste in Mitteleuropa.

§ 2. Theoretische Überlegungen zur Bündelung von Geophonen

a) Die Wirkungsweise von Tauchspulgeophonen

Ein Tauchspulgeophon besitzt eine Schwingmasse M, die an einer Feder mit der Federkonstanten S aufgehängt ist. An der Masse ist eine zylindrische Spule befestigt, die in den Spalt eines Topfmagneten eintaucht. Der Eigenwiderstand R_i der Spulen liegt meist bei etwa 200 Ω.

Die relative Bewegung ζ zwischen Spule und Magnet induziert in den Spulenwindungen die Spannung

$$U = \mu_0 l H \frac{d\zeta}{dt}. \tag{1}$$

Dabei ist

U = Spannung in Volt
μ_0 = absolute Permeabilität des Vakuums = $1{,}256 \cdot 10^{-6}$ Vs/Am
l = Gesamtlänge des Spulendrahtes in m
H = Mittelwert der magnetischen Feldstärke im Spalt in A/m
$d\zeta/dt$ = Schwinggeschwindigkeit der Spule relativ zum Magneten in m/s

An dem Außenwiderstand R_a erhält man dann die Spannung

$$U_a = \frac{R_a}{R_i + R_a} U \tag{2}$$

Diese Spannung wird dann auf den Eingang eines elektronischen Verstärkers gegeben.

Zur Aufstellung der Bewegungsgleichung des Geophons müssen wir alle wirkenden Kräfte berücksichtigen. Die vertikale Bewegung der Schwingmasse in einem raumfesten Koordinatensystem ist $\zeta + z$, wobei z die vertikale Bodenbewegung ist. Die entsprechende Trägheitskraft ist

$$K_t = -M \frac{d^2}{dt^2}(\zeta + Z). \tag{3a}$$

Dazu kommt die Federkraft

$$K_f = -S\zeta \tag{3b}$$

und die elektromagnetische Dämpfungskraft

$$K_d = -\mu_0 l H J. \tag{4a}$$

Aus (1), (4a) und dem Ohmschen Gesetz folgt

$$K_d = -(\mu_0 l H)^2 \frac{1}{R_i + R_a} \cdot \frac{d\zeta}{dt}. \tag{4b}$$

Die Summe von Trägheitskraft, Federkraft und Dämpfungskraft ist zu jedem Zeitpunkt gleich Null:

$$M \frac{d^2}{dt^2}(\zeta + Z) + (\mu_0 l H)^2 \frac{1}{R_i + R_a} \cdot \frac{d\zeta}{dt} + S\zeta = 0 \tag{5a}$$

d. h. also

$$\frac{d^2\zeta}{dt^2} + \frac{(\mu_0 l H)^2}{M(R_i + R_a)} \cdot \frac{d\zeta}{dt} + \omega_0^2 \zeta = -\frac{d^2 Z}{dt^2} \tag{5b}$$

wobei $\omega_0 = \sqrt{\frac{S}{M}}$ die ungedämpfte Eigenfrequenz des Geophons ist.

Man definiert nun eine Dämpfungskonstante h, indem der Faktor von $\frac{d\zeta}{dt}$ gleich $2\omega_0 h$ gesetzt wird, d. h., es ist

$$h \equiv \frac{(\mu_0 l H)^2}{2\omega_0 M (R_i + R_a)}. \tag{5c}$$

Die so definierte Dämpfungskonstante nimmt für den aperiodischen Grenzfall den Wert 1 an. Die zusätzliche Dämpfung durch Luftreibung und durch metallische Spulenkörper können wir berücksichtigen, indem wir in (5c) rechts eine entsprechende Konstante h_0 addieren. Weiter haben wir angenommen, daß der induktive Widerstand ωL gegenüber dem ohmschen Widerstand $(R_i + R_a)$ vernachlässigt werden kann (vgl. DENNISON, 1953). Mit (5b) und (5c) kann die Differentialgleichung in der Form

$$\frac{d^2\zeta}{dt^2} + 2h\omega_0 \frac{d\zeta}{dt} + \omega_0^2 \zeta = -\frac{d^2 Z}{dt^2} \tag{5d}$$

geschrieben werden. Ist der zeitliche Verlauf der Bodenbewegung $Z(t)$ bekannt, so kann aus (5d) die Relativbewegung $\zeta(t)$ und damit die Spannung $U(t)$ aus (1) berechnet werden.

b) Geophonanordnung und Schaltschema

Wir verlangen von der Versuchsanordnung für gebündelte Geophone, daß die gleichen Dämpfungsverhältnisse vorliegen wie bei einem Einzelgeophon. Dann haben die gebündelten Geophone die gleiche Frequenzkurve wie das Einzelgeophon, wenn man von einem konstanten Faktor absieht.

Gleiche Dämpfung erzielt man mit einem quadratischen Schaltschema für n^2 Geophone (Abb. 1). Stehen die Geophone dicht nebeneinander, so sind die entspre-

chenden Bodenbewegungen gleich, und die Geophone wirken wie ein großes Ersatzgeophon mit n-facher Empfindlichkeit.

Das quadratische Schaltschema hat nichts mit der Frage zu tun, wie die Geophone im Gelände angeordnet werden sollen. Wir verlangen von der Bündelungsanordnung, daß sie sich für die refraktierten Wellen wie ein Ersatzgeophon verhält, d. h., daß der zeitliche Verlauf der Bodenbewegung bei allen Geophonen gleich ist. Sie müssen daher auf einem Kreisbogen um den Schußpunkt angeordnet sein. Dabei ist vorausgesetzt, daß die Refraktionshorizonte keine stärkeren seitlichen Neigungen besitzen. Der Einfluß seitlicher Neigungen wird in § 2d diskutiert.

Der Bündelungseffekt beruht darauf, daß die Front der refraktierten Welle bei allen Geophonen gleichzeitig eintrifft und ein optimales Spannungssignal für den Verstärkereingang liefert, während die natürliche Bodenunruhe am Ort der Geophone verschieden ist und sich am Verstärkereingang teilweise durch Interferenz auslöscht. Dieser Interferenzeffekt wird in § 2d für den Fall diskutiert, daß die Bodenunruhe durch stationäre Störwellen verursacht wird, die aus einer bestimmten Richtung kommen. In § 2e wird die Bodenunruhe statistisch betrachtet.

c) Die Differentialgleichung zur Bestimmung der Ausgangsspannung einer Geophongruppe

Wir gehen von dem Schaltschema der Abb. 1 (vgl. § 2b) aus. Für ein Geophon der k-ten Zeile und der l-ten Spalte des Schaltschemas gilt gemäß Gleichung (5a)

$$M\frac{d^2}{dt^2}(\zeta_{kl}+Z_{kl})+\mu_0 lHJ_l+S\zeta_{kl}=0\,. \tag{6a}$$

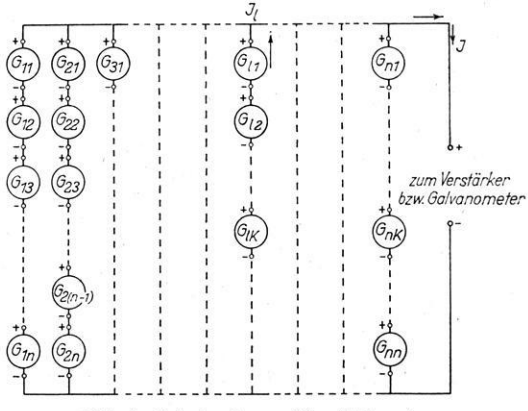


Abb. 1: Schaltschema für n^2-Geophone.

Dabei ist für die Dämpfungskraft der Ausdruck (4a) eingesetzt, wobei in (6a) J_l der Strom ist, der durch die l-te Spalte des Schaltschemas fließt. Die einfache Umformung (4b) ist nicht mehr möglich. Die in der l-ten Spalte induzierte Spannung ist gemäß Gleichung (1)

$$U_l = \mu_0 l H \frac{d}{dt} \sum_{k=1}^{n} \zeta_{kl}. \tag{6b}$$

Nach der 2. KIRCHHOFFschen Regel gilt für die aus der l-ten Spalte und dem Außenwiderstand bestehende Masche

$$U_l = n R_i J_l + R_a J, \tag{6c}$$

wobei J der Gesamtstrom durch den Außenwiderstand R_a bedeutet. Dann ist gemäß der 1. KIRCHHOFFschen Regel

$$\sum_{l=1}^{n} J_l = J. \tag{6d}$$

Aus (6c) und (6d) folgt durch Summieren über l

$$\sum_{l=1}^{n} U_l = n R_i \sum_{l=1}^{n} J_l + n R_a J = n (R_i + R_a) J \tag{6e}$$

Eliminiert man J aus (6c) und (6e), folgt

$$J_l = \frac{U_l}{n R_i} - \frac{R_a}{n^2 (R_i + R_a) R_i} \sum_{\lambda=1}^{n} U_\lambda \tag{6f}$$

Setzt man (6f) in (6a) ein, unter Benutzung von (6b), so ergibt sich ein gekoppeltes System von n^2 Differentialgleichungen zur Berechnung der ζ_{kl}.

Zur Berechnung der Ausgangsspannung der Geophongruppe braucht man das System aber nicht zu lösen. Man summiert (6a) über k und l und erhält mit den Abkürzungen

$$\hat{\zeta} \equiv \sum_{k=1}^{n} \sum_{l=1}^{n} \zeta_{kl} \tag{6g}$$

und

$$\hat{Z} \equiv \sum_{k=1}^{n} \sum_{l=1}^{n} Z_{kl} \tag{6h}$$

die Gleichung

$$\frac{d^2 \hat{\zeta}}{dt^2} + \frac{\mu_0 l H}{M} n J + \omega_0^2 \hat{\zeta} = -\frac{d^2 \hat{Z}}{dt^2}. \tag{6i}$$

Aus (6b), (6e) und (6g) folgt

$$J = \frac{\mu_0 l H}{n (R_i + R_a)} \cdot \frac{d\hat{\zeta}}{dt} = \frac{U_a}{R_a}. \tag{6j}$$

Aus (6i) und (6j) folgt mit (5c)

$$\frac{d^2}{dt^2}\hat{\zeta}+2h\omega_0\frac{d}{dt}\hat{\zeta}+\omega_0^2\hat{\zeta}=-\frac{d^2}{dt^2}\hat{Z}\,. \tag{6k}$$

Dies stimmt mit der Differentialgleichung eines Einzelgeophons formal überein. Nach Lösung der Differentialgleichung (6k) berechnet sich das Ausgangssignal U_a einfach nach (6j). Die Ausgangsspannung hängt also nur von der Summe der Bodenbeschleunigungen am Ort der verschiedenen Geophone ab.

Die Gleichungen (6j) und (6k) sind bei Küpper (1958) angegeben. Sie gelten nicht nur bei quadratischem Schaltschema, sondern auch bei rechteckigem Schaltschema.

d) Berechnung von Richtcharakteristiken bei linearer Anordnung von Geophonen

Wir betrachten eine lineare Anordnung von Geophonen mit gleichem Abstand zum Nachbargeophon, die in einem quadratischen Schema zusammengeschaltet sind. Auf diese Anordnung falle eine ebene Störwelle, die sich mit einer bestimmten Geschwindigkeit v an der Erdoberfläche ausbreitet und deren Ausbreitungsrichtung mit der Senkrechten auf die Geophonanordnung, d. h. mit der Profilrichtung den Winkel α bildet. Dabei kann es sich sowohl um Oberflächenwellen handeln als auch um Raumwellen. Im letzteren Fall ist v die scheinbare Geschwindigkeit, mit der sich die Raumwelle an der Erdoberfläche ausbreitet.

Die vertikale Bodenbewegung der Störwelle läßt sich allgemein in der Form

$$Z(x,y,t)=F\left(t-\frac{x\cos\alpha+y\sin\alpha}{v}\right) \tag{7a}$$

schreiben, wobei F eine willkürliche Funktion sein darf. Für das ν-te Geophon der Anordnung gilt

$$x_\nu=0;\quad y_\nu=\nu d\quad \nu=0,1,\ldots,n^2-1\,. \tag{7b}$$

Dann ist die vertikale Bodenbeschleunigung am ν-ten Geophon

$$\frac{d^2}{dt^2}Z(x,y,t)=F''\left(t-\frac{\nu d\sin\alpha}{v}\right). \tag{7c}$$

Nun hängt aber die Geophonausgangsspannung nur von der Summe der Beschleunigungen bei den einzelnen Geophonen ab. Wir bilden also gemäß (6h)

$$\frac{d^2}{dt^2}\hat{Z}=\sum_{\nu=0}^{n^2-1}F''\left(t-\frac{\nu d\sin\alpha}{v}\right). \tag{7d}$$

Man hat also die Differentialgleichung (6k) zu lösen mit dem Ausdruck (7d) als Beschleunigungsfunktion.

Solche Lösungen sind für verschiedene Impulsformen angegeben worden (vgl. KÜPPER). Wir wollen uns jedoch hier auf die Darstellung der Lösung für kontinuierliche Sinuswellen beschränken. Wir setzen also

$$Z(x, y, t) = Z_0 \, e^{i\omega t - \frac{i\omega}{v}(x\cos\alpha + y\sin\alpha)} . \tag{8a}$$

Man löst die Gleichung (6k) für den stationären Fall mit der Beschleunigung (7d), wobei für $\ddot{Z}$ Ausdrücke entsprechend (8a) einzusetzen sind.
Dann wird der Betrag der Ausgangsspannung nach (6j)

$$|U_a| = \frac{\mu_0 l H \omega}{n} \cdot \frac{R_a}{R_i + R_a} \frac{\theta^2 \cdot Z_0}{\sqrt{(1-\theta^2)^2 + 4h^2\theta^2}} \left| \frac{\sin\left(\frac{\omega}{v}\frac{n^2}{2} d \sin\alpha\right)}{\sin\left(\frac{\omega}{v}\frac{1}{2} d \sin\alpha\right)} \right| , \tag{8b}$$

wobei $\theta = \frac{\omega}{\omega_0}$ ist; für $\alpha \to 0$ kommt die Welle überall gleichzeitig an, und aus (8b) wird

$$|U_a| = \mu_0 l H \omega Z_0 n \frac{R_a}{R_i + R_a} \cdot \frac{\theta^2}{\sqrt{(1-\theta^2)^2 + 4h^2\theta^2}} . \tag{8c}$$

Der letzte Faktor strebt für Frequenzen, die groß gegen die Eigenfrequenz sind ($\Theta \gg 1$) dem Grenzwert 1 zu. Man ersieht aus der Formel, daß unsere n^2 Geophone bei gleichzeitiger Bodenbewegung ($\alpha = 0$) die n-fache Spannung des Einzelgeophons liefern. Da die Geophone bei refraktionsseismischen Messungen senkrecht zum Refraktionsprofil angeordnet werden ($\alpha = 0$), so liefern die Refraktionseinsätze das n-fache Spannungssignal im Vergleich zum Einzelgeophon, sofern keine stärkeren Neigungen der refraktierenden Horizonte vorliegen.

Wir bilden aus (8b) und (8c) den Quotienten

$$\Phi(\alpha) = \left| \frac{U_a(\alpha)}{U_a(\alpha = 0)} \right| = \left| \frac{\sin(n^2 \pi \frac{d}{\lambda} \sin\alpha)}{n^2 \sin(\pi \frac{d}{\lambda} \sin\alpha)} \right| , \tag{8d}$$

der als Richtfaktor bezeichnet wird. Dabei ist λ die scheinbare Wellenlänge an der Erdoberfläche. Dieser Richtfaktor wurde von HALES & EDWARDS (1955), PARR & MAYNE (1955), LOMBARDI (1955) und REYNOLDS (1954) diskutiert. Die gleiche Formel tritt auch beim gerichteten Empfang elektromagnetischer Wellen mit linear angeordneten Dipolantennen auf.

Wir fragen nun, wie sich die natürliche Bodenunruhe auf eine lineare Geophonanordnung auswirkt. Wie man aus (6j) und (6k) ersieht, würde sich das Spannungssignal der Bodenunruhe ergeben, wenn die Summe $\frac{d^2}{dt^2}\hat{Z}$ der Bodenbeschleunigungen am Ort eines Ersatzgeophones vorhanden wäre und wenn dieses Ersatzgeophon $\frac{1}{n}$ der Empfindlichkeit eines Einzelgeophones besitzen würde (dabei ist $\hat{\zeta}$ die Relativbewegung im Ersatzgeophon). Da die Form der

natürlichen Bodenunruhe mathematisch schwer zu fassen ist, betrachten wir die Richtfaktoren in Abhängigkeit vom Winkel α und fassen die Bodenunruhe formal als Überlagerung von Störwellen aus beliebigen Richtungen α auf.

Abb. 2 zeigt die Richtcharakteristiken von 1, 4, 9 und 16 linear angeordneten Geophonen. Dabei ist angenommen, daß der Geophonabstand gleich der halben

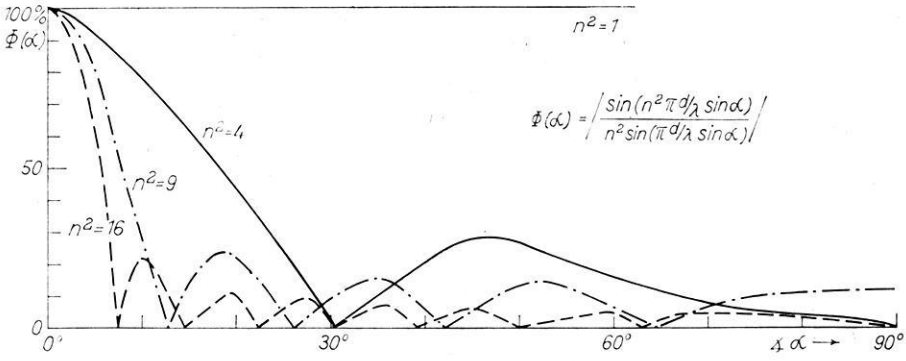


Abb. 2: Richtcharakteristik von linear angeordneten Geophongruppen mit 1, 4, 9 und 16 Geophonen. Dabei wurde angenommen, daß der Geophonabstand gleich der halben Wellenlänge ($d = \lambda/2$) ist.

scheinbaren Wellenlänge ist. Dieser Fall ist für die Interferenz der Störwellen günstig, da dann für $\alpha \approx 90^0$ bereits je zwei benachbarte Geophone eine vollständige Auslöschung des Meßeffektes durch Interferenz ergeben. Abb. 2 zeigt auch $\Phi(90^0) = 0$, sofern eine gerade Anzahl von Geophonen benutzt wird ($n^2 = 4$; 16). Durch geeignete Wahl des Geophonabstandes ist es bei gegebener Störwelle immer möglich, den Fall $d = \lambda/2$ zu realisieren.

Für 9 Geophone z. B. liegt die Empfindlichkeit für alle Störwellen mit $\alpha > 12^0$ unter 22%. Für 16 Geophone gilt dasselbe schon etwa für $\alpha > 7^0$. Das Diagramm kann nur einen Anhaltspunkt geben, da in der Bodenunruhe zwar eine scheinbare Wellenlänge vorzugsweise vorhanden ist, aber auch benachbarte Wellenlängen an der Bodenunruhe beteiligt sind. Die absolute Empfindlichkeit der Geophonanordnung für die refraktierte Welle ($\alpha = 0$) ist jedenfalls von der Wellenlänge unabhängig. Die refraktierte Welle entspricht in unserem Diagramm einer Störwelle mit $\alpha = 0$. Hieraus ergibt sich naturgemäß, daß unsere Bündelungsanordnung keinen Vorteil bringt, wenn die Störwellen vorzugsweise aus derselben Richtung kommen wie die refraktierte Welle.

Für praktische Messungen muß ein Kompromiß geschlossen werden zwischen dem für Vielfachbündelung notwendigen Aufwand und der zu erwartenden Verbesserung. Bei Verwendung von 9 Geophonen z. B. dürfte der Aufwand noch vertretbar sein. Abb. 3 zeigt die Richtcharakteristiken für 9 Geophone bei verschiedenem Verhältnis von Abstand zu Wellenlänge. Indem man dabei den Geophonabstand als feste Größe

betrachtet, gibt das Diagramm die Abhängigkeit der Richtwirkung von der Wellenlänge wieder. Die Breite des Hauptmaximums nimmt mit abnehmendem Verhältnis von d/λ zu. Für $d/\lambda = 0{,}4$ hat man für $\alpha > 18^0$ Empfindlichkeiten $< 22\%$, d. h. be-

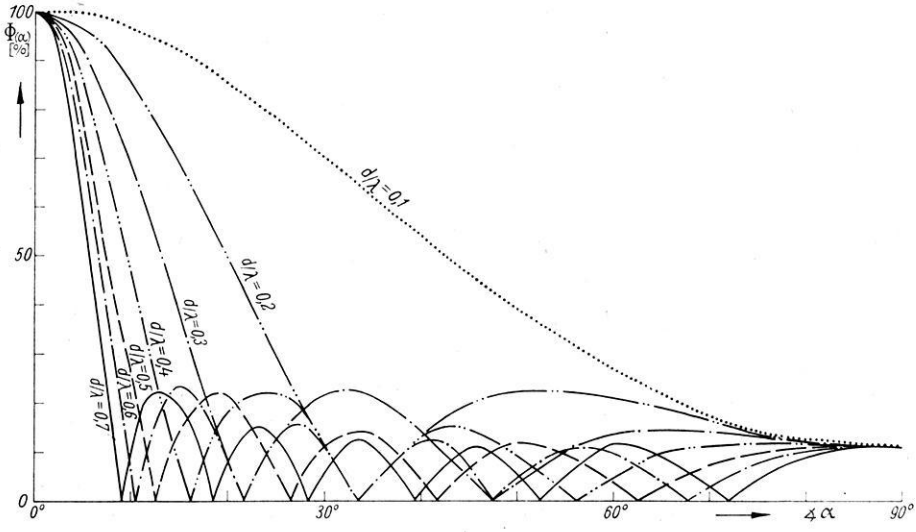


Abb. 3: Richtcharakteristiken einer linear angeordneten Geophongruppe mit 9 Geophonen bei verschiedenem Verhältnis von Abstand zu Wellenlänge.

reits einen recht wirkungsvollen Abschwächungseffekt. Für $d/\lambda = 0{,}7$ tritt dieselbe Abschwächung schon für $\alpha > 8^0$ ein. Bei Annäherung des Verhältnisses d/λ an den Wert 1 macht sich jedoch eine Erhöhung des Nebenmaximums bei $\alpha = 90^0$ bemerkbar, das für $d/\lambda = 1$ sogar auf den Wert 100% ansteigt. Dem Diagramm entsprechend erscheinen die Werte zwischen $d/\lambda = 0{,}4$ und $d/\lambda = 0{,}7$ brauchbar. Das bedeutet praktisch, daß die in den Störwellen enthaltenen Wellenlängen im Intervall $1{,}4d < \lambda < 2{,}5d$ liegen sollten. Dies läßt sich durch geeignete Wahl des Geophonabstandes erreichen.

Unsere bisherigen Überlegungen beruhten auf der Annahme, daß die Refraktionshorizonte keine seitlichen Neigungen besitzen. Wir wollen nun den Fehler abschätzen, der bei seitlicher Neigung auftritt. Wir nehmen dabei vereinfachend an, daß nur ein Refraktor vorhanden ist, der in Profilrichtung keine Neigung besitzt, und daß der Schuß hinreichend weit entfernt liegt. Abb. 4 zeigt einen vertikalen Schnitt senkrecht zum Refraktionsprofil mit zwei Geophonen der Bündelungsanordnung. (Die refraktierten Wellen an der Oberkante des Refraktors laufen dann senkrecht in die Zeichenebene hinein.)

Die delay-time des ν-ten Geophones ist dann

$$\tau_\nu = \frac{\cos \alpha_g}{v_1} D_\nu ,$$

Tabelle I: Auswertung des Interferenzfaktors in Abhängigkeit vom Geophonabstand für 4 gebündelte Geophone

Abstand d in m	m_G	m_E	$\eta = m_G/m_E$	η/η_0 %
0	183	91	2,01	100
10	475	145	1,94	96,1
25	415	235	1,76	87,5
40	230	140	1,64	81,5
80	122	80	1,50	74,6
100	153	106	1,44	71,6
theoretisch $d \to \infty$ . . .				50

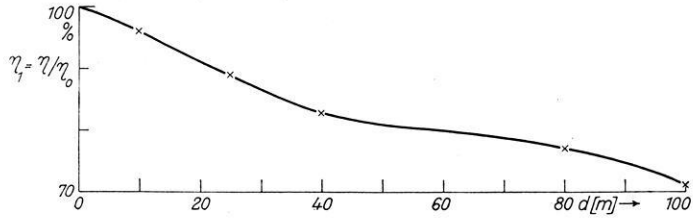


Abb. 7: Gemessener Interferenzeffekt der natürlichen Bodenunruhe mit 4 gebündelten Geophonen in Abhängigkeit vom Geophonabstand *d*.

Tabelle II: Auswertung des Interferenzfaktors in Abhängigkeit vom Geophonabstand für 9 gebündelte Geophone

Abstand d in m	m_G	m_E	$\eta = m_G/m_E$	η/η_0 %
0	1010	320	3,16	100
10	720	255	2,82	89,2
25	330	130	2,54	80,5
50	705	315	2,23	71
theoretisch $d \to \infty$ . . .				33

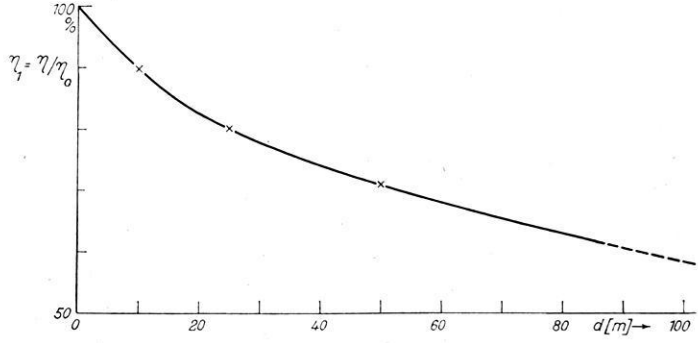


Abb. 8: Gemessener Interferenzeffekt der natürlichen Bodenunruhe mit 9 gebündelten Geophonen in Abhängigkeit vom Geophonabstand *d*.

Durch Gleichsetzen von (9b) und (9c) folgt mit (9d)

$$\operatorname{tg}\alpha = \sin\gamma \cdot \operatorname{ctg}\alpha_g \tag{9e}$$

Man erhält also bei seitlicher Neigung γ des Refraktors an der Erdoberfläche eine Wellenfront, welche den Winkel α mit der Geophonlinie einschließt. Deshalb wird das Signal auf einen Wert abgeschwächt, der dem Winkel α aus (8d) entspricht (vgl. Abb. 2 und 3). Bei mäßigem Geschwindigkeitsunterschied und schwächeren Neigungen ist diese störende Wirkung aber entsprechend gering. Zum Beispiel für $\gamma = 5^0$, $v_1 = 3500\,\mathrm{m/s}$, und $v_2 = 5000\,\mathrm{m/s}$ erhält man $\alpha = 5{,}2^0$.

Ein Blick auf die Abb. 2 und 3 zeigt, daß für die diskutierten Beispiele in diesem Fall nur ein mäßiger Empfindlichkeitsverlust eintritt.

Für $d = \frac{\lambda}{2}$ hat man in Abb. 2 noch etwa 92% für 4 Geophone, 81% für 9 Geophone und 73% für 16 Geophone. Für noch größere Geophonzahl wäre der Empfindlichkeitsverlust nicht mehr tragbar.

Man erkennt an diesen Überlegungen, daß es keinen Sinn hat, bei gegebenem Verhältnis d/λ zu viele Geophone, d. h. zu lange Geophonaufstellungen zu verwenden, weil dann auch schon kleinere seitliche Neigungen der Refraktoren störend sind. Wäre diese bekannt, so könnte man die Zeitdifferenz wieder beseitigen, indem man die Geophonauslage unter dem Winkel α aus (9e) aufbaut. In praktischen Fällen ist dies jedoch nicht möglich, da die Refraktionsmessungen ja erst der Ermittlung der Schichtgrenzen dienen sollen.

e) Statistische Betrachtung der Bodenunruhe bei gebündelten Geophonen

In § 2d wurde die Wirkung der Bündelung vom Standpunkt der Richtwirkung betrachtet. Dabei haben wir sinusförmige, fortschreitende Störwellen angenommen. Diese Voraussetzung wird aber in vielen Fällen wegen der unregelmäßigen Natur der Bodenunruhe nicht erfüllt sein. Wir betrachten deshalb hier den anderen extremen Fall, wo die Bodenbewegungen an benachbarten Geophonen der Bündelungsanordnung völlig voneinander unabhängig sind, was bei genügend großem Abstand immer der Fall ist. In diesem Fall sind auch die in den Geophonen induzierten Spannungen

$$U_{kl} = \mu_0 l H \frac{d}{dt} \zeta_{kl} \tag{10a}$$

in ihrem zeitlichen Verlauf voneinander unabhängig. Dann sind die Korrelationskoeffizienten

$$K_{kl}^{\mu\nu} = \frac{\int_0^T U_{kl}(t) \cdot U_{\mu\nu}(t) \cdot dt}{\sqrt{\int_0^T U_{kl}^2(t)\,dt \cdot \int_0^T U_{\mu\nu}^2(t)\,dt}} \qquad k, l \neq \mu, \nu \tag{10b}$$

zwischen dem Spannungsverlauf von zwei beliebigen Geophonen des Schaltschemas dem Betrage nach beliebig klein, wenn das benutzte Zeitintervall T genügend groß gewählt wird. Deutet man die zeitliche Mittelung durch Überstreichen an, so kann man an Stelle von (10b) auch schreiben

$$\left| K_{k\lambda}^{\mu\nu} \right| = \left| \frac{\overline{U_{kl} \cdot U_{\mu\nu}}}{\sqrt{\overline{U_{kl}^2} \cdot \overline{U_{\mu\nu}^2}}} \right| \ll 1 . \tag{10c}$$

Für die Summe aller induzierten Spannungen U_{kl} gilt noch ohne obige Voraussetzungen gemäß (6e) zu jedem Zeitpunkt

$$J = \frac{\sum_{k=1}^{n} \sum_{l=1}^{n} U_{kl}}{n(R_i + R_a)} . \tag{10d}$$

Dabei ist J der Gesamtstrom durch den Außenwiderstand R_a. Wir quadrieren (10d) und nehmen eine zeitliche Mittelwertbildung vor:

$$\overline{J^2} = \frac{1}{n^2 (R_i + R_a)^2} \overline{\left(\sum_{k=1}^{n} \sum_{l=1}^{n} U_{kl} \right)^2} . \tag{10e}$$

Das Quadrat über die Doppelsumme läßt sich unter Verwendung anderer Indizes als Vierfachsumme schreiben:

$$\overline{J^2} = \frac{1}{n^2 (R_i + R_a)^2} \sum_{k=1}^{n} \sum_{l=1}^{n} \sum_{\mu=1}^{n} \sum_{\nu=1}^{n} \overline{U_{kl} \cdot U_{\mu\nu}} . \tag{10f}$$

Aus (10c) folgt

$$\left| \overline{U_{kl} \cdot U_{\mu\nu}} \right| \ll \sqrt{\overline{U_{kl}^2} \cdot \overline{U_{\mu\nu}^2}} \leq \max(\overline{U_{kl}^2}, \overline{U_{\mu\nu}^2}) . \tag{10g}$$

Die gemischten Glieder $(k, l \neq \mu, \nu)$ in der Summe (10f) sind also bei statistisch verteilter Bodenbewegung dem Betrag nach klein gegenüber den quadratischen Gliedern $(k, l = \mu, \nu)$ und können in der Vierfachsumme (10f) vernachlässigt werden. Dann bleibt in (10f) nur der Anteil $k, l = \mu, \nu$, und man hat

$$\overline{J^2} = \frac{1}{n^2 (R_i + R_a)^2} \sum_{k=1}^{n} \sum_{l=1}^{n} \overline{U_{kl}^2} \tag{10h}$$

Wir vergleichen mit diesem statistischen Grenzfall den Fall, daß alle Geophone dicht nebeneinander stehen, und zwar an der Stelle, an der im statistischen Grenzfall das Geophon mit dem Index „kl“ gestanden hat. Dann folgt aus (10d)

$$J_{(kl)} = \frac{n^2 U_{kl}}{n(R_i + R_a)} = \frac{n U_{kl}}{(R_i + R_a)}. \tag{11a}$$

Wir quadrieren (11a) und mitteln zeitlich:

$$\overline{J^2_{(kl)}} = \frac{n^2 \overline{U^2_{kl}}}{(R_i + R_a)^2}. \tag{11b}$$

Nun mitteln wir noch über alle möglichen Geophonorte, da man nacheinander an jedem Punkt des statistischen Grenzfalles alle Geophone konzentrieren muß, wenn man die Bevorzugung eines bestimmten Punktes „*kl*" vermeiden will. Man erhält

$$\frac{1}{n^2} \sum_{k=1}^{n} \sum_{l=1}^{n} \overline{J^2_{(kl)}} = \frac{1}{(R_i + R_a)^2} \sum_{k=1}^{n} \sum_{l=1}^{n} \overline{U^2_{kl}}. \tag{11c}$$

Die linke Seite von (11c) kürzen wir mit $\overline{\overline{J_0^2}}$ ab. Die „0" deutet den Geophonabstand 0 an, der zweite Querstrich die Mittelung über alle Geophonpunkte „*kl*".

Aus (10h) und (11c) folgt

$$\frac{\overline{J^2}}{\overline{\overline{J_0^2}}} = \frac{1}{n^2}. \tag{12a}$$

Dieser Ausdruck zeigt, daß bei genügendem Geophonabstand ein ganz beträchtlicher Auslöschungseffekt der Bodenunruhe eintritt, verglichen mit dem Grenzfall, in dem die Geophone nebeneinander stehen. Letzterem Grenzfall entspricht aber auch die Registrierung einer Sprengung bei linearer Geophonauslage senkrecht zum Profil, da dann die Refraktionseinsätze bei allen Geophonen gleichzeitig und in der gleichen Form eintreffen. Da die Ausschläge im Seismogramm proportional den Strömen sind, ist die Größe

$$\eta^* \equiv \sqrt{\frac{\overline{J^2}}{J_0^2}} = \frac{1}{n} \tag{12b}$$

ein Maß für die Verminderung des Verhältnisses Störpegel/Nutzsignal. Bei Verwendung von 9 Geophonen z. B. ergäbe sich eine Verbesserung um einen Faktor 3. Es ist jedoch zu bemerken, daß die Größe η^* eine etwas andere Bedeutung hat als die Größe η, die in § 4b verwendet wird und für die aus Feldseismogrammen mit dem Planimeter experimentelle Werte bestimmt wurden.

Wie man sich leicht überlegen kann, ist

$$\eta \equiv \frac{|\overline{J}|}{|\overline{\overline{J_0}}|}, \tag{12c}$$

sofern der Verstärker bzw. die Galvanometer im interessierenden Frequenzbereich konstante Empfindlichkeit besitzt. Dann ist $|\bar{J}|$ der mit dem Planimeter bestimmte zeitliche Mittelwert des Betrages der Auslenkung aus der Nullage im Seismogramm, $|\bar{J}_0|$ ist die entsprechende Größe für den Geophonabstand Null.

Ein Vergleich der Gleichungen (12b) und (12c) zeigt, daß man bei Messungen mit sehr großen Geophonabständen keine exakte Übereinstimmung der gemessenen Werte η mit dem theoretischen Wert η^* erwarten kann. Die Berechnung von η und η^* für empirisch vorgegebene Zahlenreihen ergab jedoch keine wesentlichen Unterschiede, womit die obige mathematische Betrachtung gerechtfertigt erscheint.

Zum selben Resultat kommt man, wenn die Bodenbewegung an den Einzelgeophonen sinusförmig und von gleicher Größe ist, die Phasendifferenz zwischen den Geophonen jedoch einer statistischen Verteilung unterliegt. Dieses Problem wurde bereits von Lord RAYLEIGH (1880) behandelt.

§ 3. Untersuchung der natürlichen Bodenunruhe

a) Abhängigkeit der natürlichen Bodenunruhe vom Geophonort

Um feststellen zu können, wie sich die Bodenunruhe von Ort zu Ort ändert, wurden 12 Geophone im Abstand von je 25 m in einer Reihe aufgestellt. Es ist bereits bei Betrachtung der Seismogramme zu erkennen, daß die Form der Bodenbewegung nur über kleine Distanzen erhalten bleibt (Abb. 6).

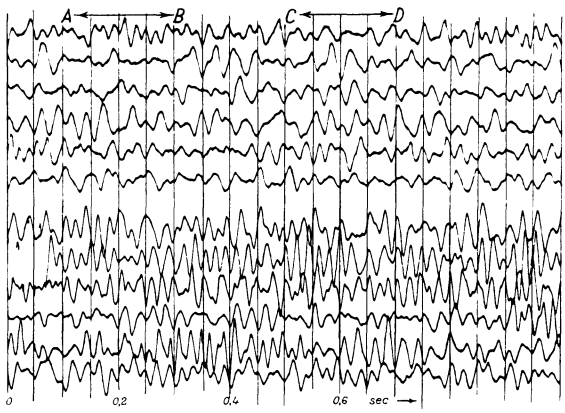


Abb. 6: Registrierung der natürlichen Bodenunruhe mit einer SIE-Reflexionsapparatur des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung; Automatische Regelung ausgeschaltet, Frequenzbereiche 30 bis 65 Hz (3db Abfall); Geophonabstand 25 m.

Ein objektiveres Maß liefert die Korrelationsrechnung. Es wurden jeweils für die seismische Spur i bzw. k die Momentanwerte x der Amplitude im Abstand von $^1/_{100}$ sec abgelesen. Die Untersuchung erstreckt sich über 2 Zeitintervalle AB und CD (Abb. 6) von je 0,2 sec für die 1. bis 7. Spur.

Der Korrelationskoeffizient zwischen der Spur i und k ist in der Form

$$K_{ik} = \frac{\sum x_i x_k}{\sqrt{\sum x_i^2 \sum x_k^2}}$$

definiert.

Jede der 7 Spuren wurde mit jeder anderen Spur korreliert.

Für das Intervall AB ist bereits beim Geophonabstand von 25 m keine eindeutige positive Korrelation mehr feststellbar. Dagegen ist für das Intervall CD beim selben Geophonabstand eine deutliche, jedoch nicht sehr starke positive Korrelation erkennbar. Bei 50 m Abstand findet man zwar noch meist positive Werte für K, jedoch sind sie sehr klein. Für größere Abstände ist nur noch eine sehr starke Streuung positiver und negativer Korrelationskoeffizienten zu erkennen.

Man kann hieraus schließen, daß sich die Form der Bodenunruhe von Ort zu Ort sehr rasch ändert. Die statistische Betrachtung in § 2e erscheint nach diesem Ergebnis gerechtfertigt. Allerdings liegen die Frequenzen der Bodenunruhe im Intervall AB bei 40 bis 70 Hz und im Intervall CD bei 30 bis 60 Hz, während bei refraktionsseismischen Messungen in großer Schußpunktentfernung Frequenzen < 10 Hz störend wirken. Für so tiefe Frequenzen ist zu erwarten, daß die Korrelation auch noch bei größeren Geophonabständen positiv ist.

Ähnliche Untersuchungen der Bodenunruhe unter den verschiedensten Witterungs- und Geländeverhältnissen wären wünschenswert.

b) Bestimmung des Interferenzfaktors in Abhängigkeit vom Geophonabstand

Der Bündelungseffekt von 4 bzw. 9 Geophonen wurde in Abhängigkeit vom Geophonabstand gemessen. Um den Bündelungseffekt durch eine einfache Zahl erfassen zu können, wurden für die Spur der Geophongruppe und für eine Vergleichsspur mit einem Einzelgeophon die zeitlichen Mittelwerte m_G und m_E des Betrages der Auslenkungen aus der Nullage gebildet. Diese Mittelwerte wurden mit einem Feinplanimeter bestimmt. Hierdurch werden zeitliche Schwankungen in der Größe der Bodenunruhe eliminiert.

Der Quotient $\eta = m_G/m_E$ wird als Interferenzfaktor der Bündelungsanordnung bezeichnet. Für den Geophonabstand $d=0$ wirkt die Geophongruppe theoretisch wie ein Einzelgeophon n-mal größerer Empfindlichkeit, d. h. $\eta_0 = m_{G_0}/m_E = n$.

Tabelle I und Abb. 7 zeigen das Ergebnis der Auswertung für 4 Geophone, Tabelle II und Abb. 8 zeigen das Ergebnis für 9 Geophone.

Tabelle I: Auswertung des Interferenzfaktors in Abhängigkeit vom Geophonabstand für 4 gebündelte Geophone

Abstand d in m	m_G	m_E	$\eta = m_G/m_E$	η/η_0 %
0	183	91	2,01	100
10	475	145	1,94	96,1
25	415	235	1,76	87,5
40	230	140	1,64	81,5
80	122	80	1,50	74,6
100	153	106	1,44	71,6
theoretisch $d \to \infty$ . . .				50

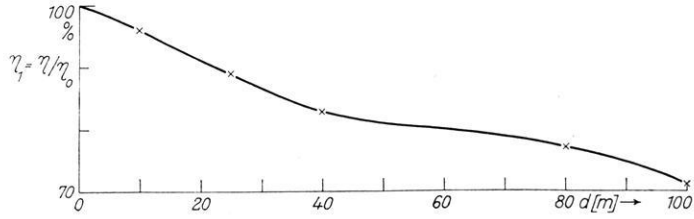


Abb. 7: Gemessener Interferenzeffekt der natürlichen Bodenunruhe mit 4 gebündelten Geophonen in Abhängigkeit vom Geophonabstand *d*.

Tabelle II: Auswertung des Interferenzfaktors in Abhängigkeit vom Geophonabstand für 9 gebündelte Geophone

Abstand d in m	m_G	m_E	$\eta = m_G/m_E$	η/η_0 %
0	1010	320	3,16	100
10	720	255	2,82	89,2
25	330	130	2,54	80,5
50	705	315	2,23	71
theoretisch $d \to \infty$ . . .				33

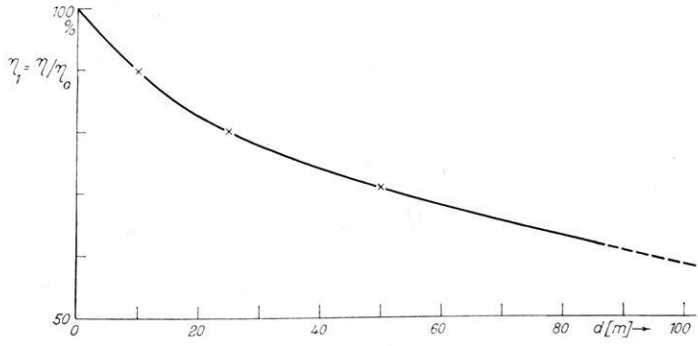


Abb. 8: Gemessener Interferenzeffekt der natürlichen Bodenunruhe mit 9 gebündelten Geophonen in Abhängigkeit vom Geophonabstand *d*.

Die Form derartiger Kurven steht in einem systematischen Zusammenhang mit der Struktur der seismischen Bodenunruhe. Die Kurven können auch dazu dienen, in praktischen Fällen den notwendigen Geophonabstand zu bestimmen, um nicht unnötige Kabelauslagen vornehmen zu müssen.

Nach der statistischen Betrachtung in Paragraph 2e, die für sehr große Geophonabstände gilt, ist als asymptotischer Grenzwert $\eta/\eta_0 \underset{d\to\infty}{\approx} 1/n$ zu erwarten. Offenbar wird dieser Grenzwert bei den in Betracht kommenden Frequenzen von 5 bis 12 Hz erst für Geophonabstände $d > 150$ m gut angenähert.

§ 4. Refraktionsseismische Messungen mit gebündelten Geophonen

a) Registrierung von Großsprengungen mit gebündelten Geophonen

In diesem Abschnitt werden einige Beispiele refraktionsseismischer Registrierungen von Großsprengungen diskutiert. Die Wirksamkeit einer Bündelungsanordnung von Geophonen ist theoretisch nicht exakt zu erfassen. Wir können uns über diese Probleme hinwegsetzen, wenn wir in diesem Paragraphen einen rein experimentellen Standpunkt einnehmen. Liefert bei einer refraktionsseismischen Registrierung eine Spur mit gebündelten Geophonen Refraktionseinsätze, die sich besser aus dem Störpegel herausheben als auf einer Vergleichsspur mit einem Einzelgeophon, so hat die Geophonbündelung ihren Zweck erfüllt. Für praktische Messungen mit üblichen Refraktionsapparaturen könnte es sich als wertvoll erweisen, mit einer Bündelungsspur die Refraktionseinsätze zu bestätigen für den Fall, daß sie sonst nur unsicher zu erkennen sind. Dabel kann es auch vorkommen, daß die Bündelungsspur die Einsätze früher anzeigt, so daß man an den normalen mehrspurigen Seismogrammen eine entsprechende Zeitkorrektur anbringen kann (vgl. Abb. 12).

Zur Erprobung der hier beschriebenen refraktionsseismischen Geophonbündelung wurden verschiedene starke Steinbruchsprengungen im Rahmen des Forschungsprogramms „Untergrund Mitteleuropa“ der Deutschen Forschungsgemeinschaft registriert. Abb. 9 zeigt Ausschnitte der Registrierung zweier Kammersprengungen, die am 4. März 1961 im Hartsteinwerk Werdenfels bei Eschenlohe/Obb. kurz hintereinander stattfanden.

Auf der oberen Spur waren 16 gebündelte Geophone in Abständen von $d = 25$ m auf einer Linie senkrecht zum Refraktionsprofil aufgestellt. Die mittlere Spur zeigt bei gleicher Verstärkerstellung die Registrierung mit einem Einzelgeophon des gleichen Typs (Hall/Sears, 4,5 Hz). Wenn auch die Unruhe in der Bündelungsspur etwas größer ist als in der Einzelspur, so kann man doch feststellen, daß der Ersteinsatz (11 h 13 m 36,5 s MEZ) sich auf der Bündelungsspur besser abhebt als auf der Einzelspur. Dies gilt auch für den Einsatz um 11 h 14 m 51,9 s MEZ.

Die genaue Auswertung mit dem Planimeter (vgl. § 3) ergibt für das Verhältnis von Bündelungsamplitude zu Einzelamplitude der Refraktionseinsätze für die 2 Spren-

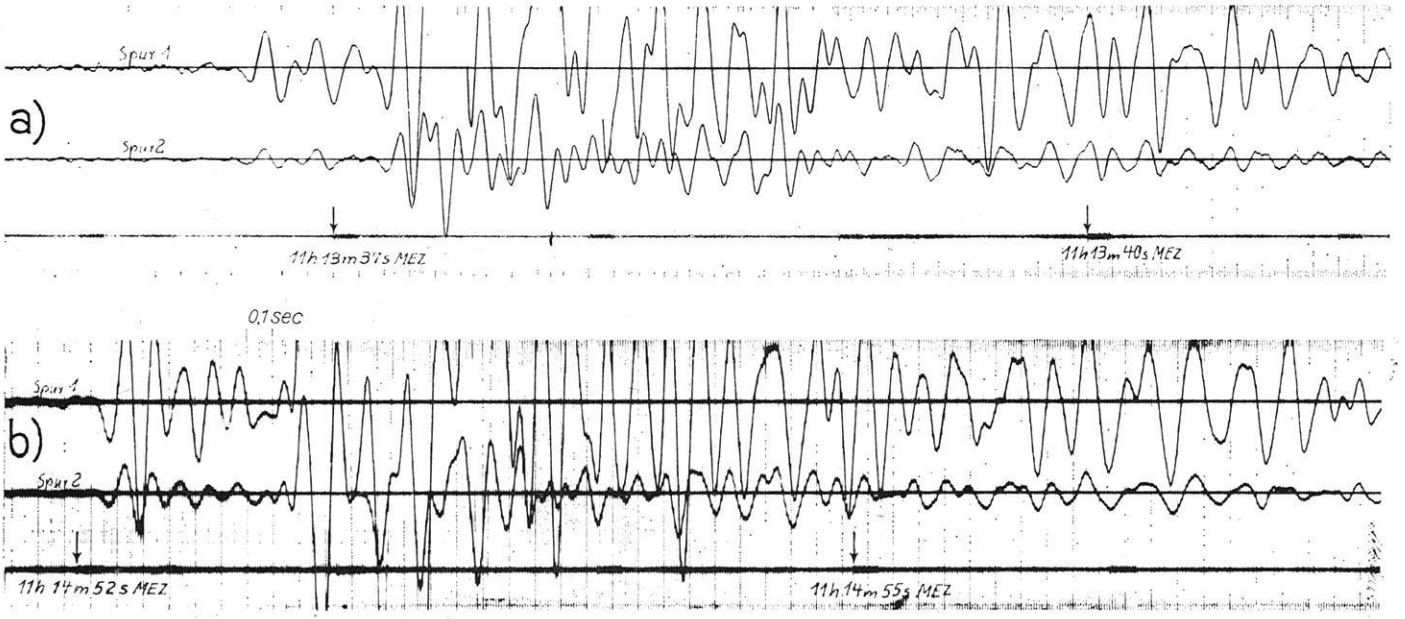


Abb. 9: Seismogramme von 2 Steinbruchsprengungen bei Eschenlohe (Obb.) am 4. 3. 1961, Entfernung 129 km, Ladung 9,7 t für a und 6,9 t für b. Auf Spur 1 sind jeweils 16 linear angeordnete Geophone gebündelt; Geophonabstand $d = 25$ m. Spur 2 zeigt jeweils ein Einzelgeophon zum Vergleich.

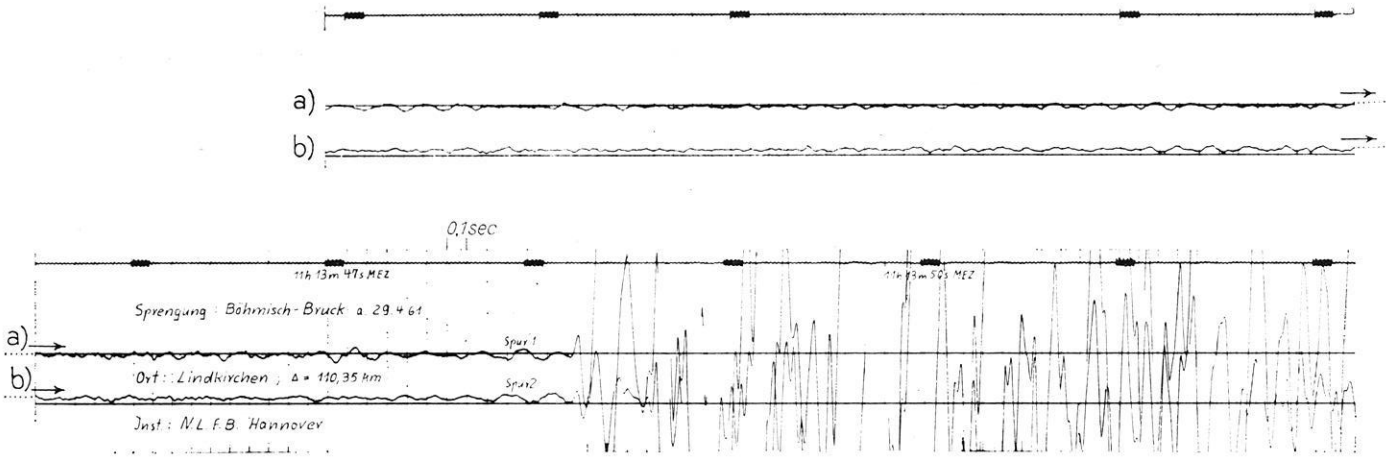


Abb. 10: Seismogramm von einer Steinbruchsprengung bei Böhm-Bruck am 29. 4. 1961, Entfernung 110 km, Ladung 5,3 t. Spur a) 16 linear angeordnete Geophone gebündelt, Geophonabstand $d = 25$ m; Spur b) Einzelgeophon zum Vergleich.

gungen Werte von $\eta = 3{,}5$ und 3,6, für die Bodenunruhe aber nur Werte von $\eta = 1{,}74$ und 1,57.

Abb. 10 zeigt ein weiteres Refraktionsseismogramm mit 16 gebündelten Geophonen auf der oberen Spur und einem Einzelgeophon zum Vergleich auf der unteren Spur. Der Geophonabstand betrug wieder 25 m. Es handelt sich um eine Sprengung bei Böhmisch-Bruck ($R = 4525700$; $H = 4592325$) vom 29. 4. 1961. Die Ladung betrug 5,3 t. Die seismische Apparatur war bei Lindkirchen ($R = 4483460$; $H = 5193100$) (Abb. 11) aufgebaut. Die Entfernung vom Explosionspunkt betrug etwa

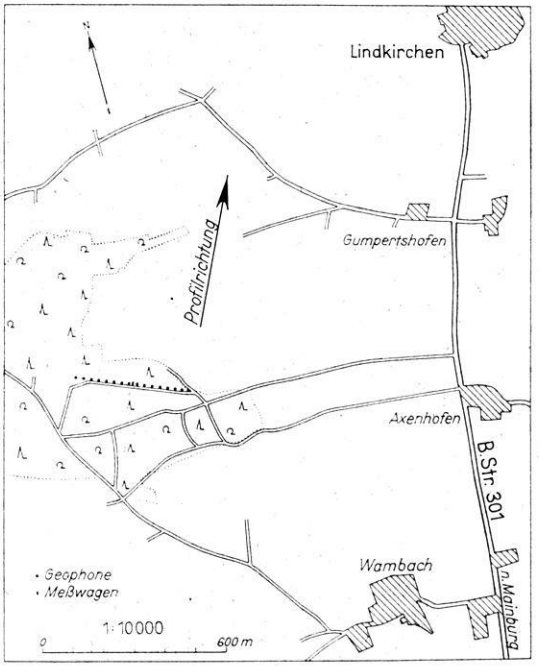


Abb. 11: Lageplan der bei Lindkirchen aufgebauten seismischen Station.

110 km. Der Bündelungsversuch wurde absichtlich in der Molasse gemacht, weil dort relativ große Bodenruhe zu erwarten ist. Die Registrierung erfolgte mit der üblichen Kombination aus Hall-Sears-Geophonen (4,5 Hz), Röhrenverstärker und Fischer-Oszillograph. Kurz vor Eintreffen der Einsätze um etwa 11 h 13 m 48,25 s ist auf beiden Spuren etwa die gleiche Unruhe vorhanden. Die Einsätze dagegen kommen auf der Bündelungsspur etwa mit 2,6facher Amplitude (Abstand Maximum – Minimum an ersten Einsatz).

Das beschriebene Seismogramm zeigt, daß durch geeignete Geophonbündelung eine überzeugende Verbesserung der Refraktionseinsätze möglich ist. Dies wäre bei größe-

rer Entfernung von der Explosionsstelle noch deutlicher zum Ausdruck gekommen, weil dann der Refraktionseinsatz auf der Einzelspur bereits in der Unruhe untergegangen wäre, während er auf der Bündelungsspur wegen der 2,6fachen Amplitude noch sichtbar gewesen wäre.

Registrierungen mit 16 Geophonen und größeren Abständen als 25 m waren nicht möglich, weil kein längeres Gemeinschaftskabel zur Verfügung stand. Außerdem ist es sehr schwer, im Gelände Stellen zu finden, an denen man z. B. 1 km Kabel auslegen kann, daß an keinem Punkt der Aufstellung zusätzliche Störungen, meist durch Fahrzeuge, auftreten.

b) Seismische Registrierung routinemäßiger Steinbruchsprengungen

Als Ergänzung zu den Registrierungen der Großsprengungen wurden vom 25. 5. bis 1. 6. 1961 kleinere Sprengungen mit gebündelten Geophonen registriert. Die 1. Bayerischen Basaltwerke Steinmühle hatten freundlicherweise die Genehmigung zur Registrierung der laufenden Sprengungen im Betrieb Maroldsweisach b. Ebern gegeben. Es wurde jeweils um 12 h 05 m MEZ gesprengt.

Abb. 12 zeigt deutlich die Verbesserung des Seismogrammbildes durch Bündelung. Die obere und die mittlere Spur waren mit einem Einzelgeophon besetzt, auf der unteren Spur waren 9 Geophone mit Abständen von 50 m gebündelt. Die Ladung betrug 32,5 kg und die Entfernung vom Explosionspunkt 18 km. Auf der Bündelungsspur ist eine kleine Störung durch den Motor des Papiertransportes enthalten, die an ihrer Frequenz so zu erkennen ist.

Der unbefangene Beobachter würde bei unabhängiger Betrachtung der Spuren, die Ersteinsätze wohl an *die* Stellen legen, die durch Punkte markiert sind. Besonders zweifelhaft ist die Lage des Ersteinsatzes auf der sehr unruhigen oberen Spur. Auch die mittlere Spur kommt gegenüber dem markanten und sicheren Ersteinsatz der Bündelungsspur um 0,32 sec zu spät. Der scheinbare Ersteinsatz auf der mittleren Spur ist in Wirklichkeit schon ein Zweiteinsatz. Gerade dieses letzte Beispiel läßt den Sinn und Wert der Geophonbündelung besonders deutlich erkennen.

Herr Prof. Dr. R. MÜGGE vom Institut für Meterologie und Geophysik der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Frankfurt (Main), möchte ich an dieser Stelle vielmals für sein ständiges Interesse danken. Mein Dank gilt weiter Herrn Prof. Dr. H. CLOSS, Ltd. Direktor in der Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, der es mir ermöglichte, die Arbeit und die notwendigen experimentellen Untersuchungen im Labor und im Gelände durchzuführen. Weiter schulde ich Herrn Dr. H. BERCKHEMER, Landes-Erdbebendienst Baden-Württemberg, Stuttgart, großen Dank. Durch seine Hilfsbereitschaft förderte er die Arbeit in großem Maße. Herrn Dr. A. STEIN vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung danke ich für die Förderung der Arbeit in zahlreichen Diskussionen.

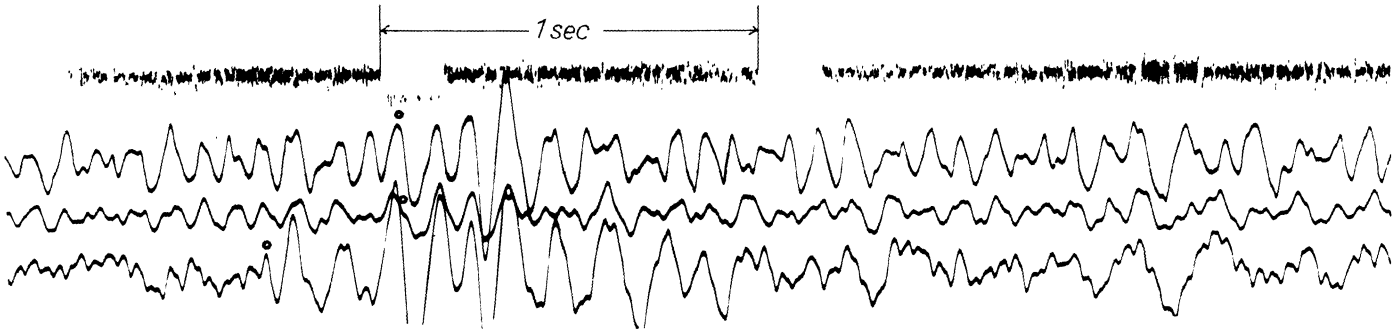


Abb. 12: Seismogramm einer kleineren Sprengung bei Maroldsweisach, Entfernung 18 km, Ladung 32,5 kg. Die untere Spur zeigt 9 linear angeordnete Geophone gebündelt im Abstand d = 50 m. Die beiden anderen Spuren sind mit Einzelgeophonen aufgenommen.

Literatur

[1] O'BRIEN, P. N. S.: Multiple Reflected Refractions in Shallow Layer. Geophys. Prosp., 1957, S. 371.

[2] CELMINS, A.: Theoretische Fragen über Bündelung von Geophonen bei Untertage-Messungen. Geophys. Prosp., 1956, S. 365.

[3] DENNISON, A. T.: The Design of Electromagnetic Geophones. Geophys. Prosp., 1953, S. 3 bis 28.

[4] DERMOTT, MC. E.: Use of Multiple Seismometer. Petroleum Engineer V. S. P., 1937, S. 135.

[5] HALES, F. W., and T. E. EDWARDS: Some Theoretical Considerations on the Use of Multiple Geophones Arranged Linearly Along the Line of Traverse. Geophys. Prosp., 1955, S. 65.

[6] KALUZA, T. H., und G. JOOS: Korrelationskoeffizient. Höhere Mathematik für den Praktiker, 1958, S. 373.

[7] KÜPPER, F. J.: Theoretische Untersuchung über die Mehrfachaufstellung von Geophonen. Geophys. Prosp., 1958, S. 194.

[8] LOMBARDI, L. V.: Notes on the Use of Multiple Geophones. Geophysics, 1955, S. 215.

[9] PARR, J. O., and W. H. MAYNE: A new Method of Pattern Shooting. Geophysics, 1955, S. 539.

[10] RAYLEIGH, F. R. S.: On the Resultant of a Large Number of Vibrations of the Same Pitch and Arbitrary Phase. Philos. Mag., 1880, S. 73.

[11] RICHARD, H., et M. RIMBAUT: Mesure du bruit et Sismos Miltiples. Etude expérimentale dans les Landes, Compagnie Générale de Géophysique Paris 25, 1954.

[12] SERIFF, A. J.: The Response of Seismometers in Series and Parallel Connections. Geophysics, 1959, S. 49.

Buchbesprechung

JOSEF RINK, *Thermistore und ihre Anwendung in der Meteorologie.* 58 S., 40 Abb. —Abhandlungen des Meteorologischen und Hydrographischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik. — Akademie-Verlag, Berlin 1961. 18,— DM.

Thermistore (temperaturabhängige Halbleiterwiderstände) werden in zunehmendem Maße als Temperaturfühler für meteorologische Zwecke benutzt. In den meteorologisch interessierenden Temperaturbereichen besitzen sie vor andern elektrischen Thermometern den Vorzug eines großen Temperaturkoeffizienten. Sie lassen sich bei geringer Wärmekapazität bequem hochohmig herstellen, was für viele Formen der Fernübertragung günstig ist.

Der Verfasser diskutiert zunächst die grundsätzlichen Eigenschaften der Thermistore, insbesondere ihre thermische Trägheit und ihr Verhalten im Strahlungsfeld, für meteorologische Anwendungen wichtige Größen. Anschließend werden Vergleichsmessungen einiger Thermistore verschiedener Herkunft mitgeteilt. Es folgt die Beschreibung der aus der Literatur bekannten Verfahren der Angleichung individueller Temperaturwiderstandscharakteristiken an eine Normalkurve durch Zuschaltung von Widerständen. Schließlich wird eine Zusammenstellung der bisher bekannten meteorologischen Anwendungen gegeben sowie einige neue, interessante, vom Verfasser entwickelte Ausführungsformen von Thermistorthermometern für die Messung von Erdbodentemperaturen und als Psychrometerthermometer beschrieben. Ein ausführliches Literaturverzeichnis ist beigefügt.

Die besprochene Schrift ist weniger für den mit Thermistoren arbeitenden Meßtechniker als für Meteorologen und Bioklimatologen bestimmt, die mit den verfügbaren technischen Möglichkeiten weniger vertraut sind und Information über die Eigenschaften dieser neuen Meßverfahren suchen.

H. G. MÜLLER

Neuerscheinung

Geophysikalische Monographien, Band 3

Herausgegeben von Prof. Dr. G. Fanselau, Niemegk (Mark), Prof. Dr. W. Buchheim, Freiberg i. Sa., Prof. Dr. W. Hiller, Stuttgart, und Prof. Dr. H. Menzel, Clausthal-Zellerfeld

Theorien zur mikroseismischen Bodenunruhe

Von Dr. phil. E. Hardtwig, München

1962, XIV, 302 Seiten mit 72 Abbildungen und 16 Tabellen, Gr. 8°, Ganzleinen DM 39,—

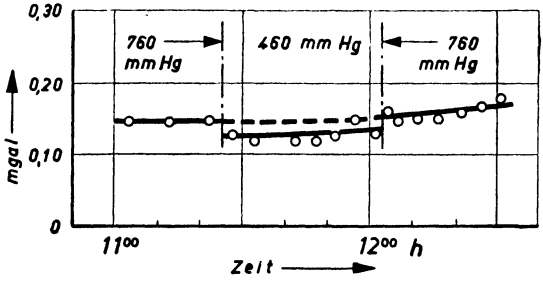
Behandelt werden die älteren Theorien zur Deutung der Mikroseismik und in Gegenüberstellung die neueren Theorien, z. B. die von Longuet-Higgins, F. Preß und M. Ewing, E. Hardtwig, die Kanalwellen nach Gutenbergs Vermutung und einige Untersuchungen italienischer und englischer Forscher. Ausführlich geht der Autor auf die Hydrodynamik und Theorie der Meereswellen sowie auf Beobachtungen an Meereswellen ein.

Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.-G., Leipzig

Ist Ihre Gravimeteranzeige wirklich unabhängig von Luftdruckveränderungen?

ASKANIA

Askania-Gravimeter haben einen Luftdruckeinfluß von höchstens 0,01 mgal pro 100 mm Hg



Verlauf der Meßwerte bei einer plötzlichen Druckänderung von 760 mm Hg auf 460 mm Hg bei druckdichtem Gravimeter

Weitere Instrumente:

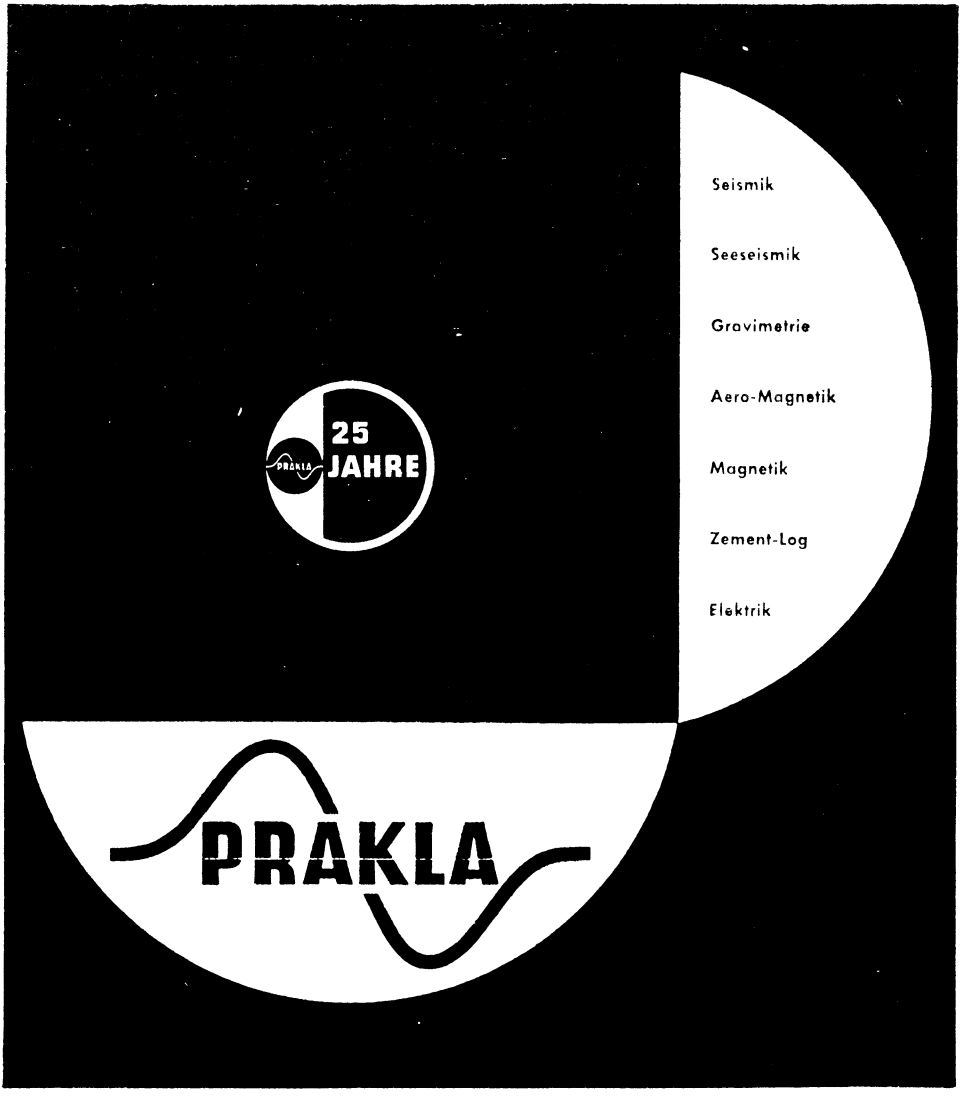
- Feldwaagen
- Torsionsmagnetometer
- Magnet. Reisetheodolite
- Normaltheodolite
- Mikrobarometer
- Mikrobarographen

Verlangen Sie unsere ausführlichen Informationen

4-315

CONTINENTAL ELEKTROINDUSTRIE AKTIENGESELLSCHAFT

ASKANIA-WERKE · BERLIN-MARIENDORF



PRAKLA

HANNOVER · HAARSTRASSE 5 · RUF: 88 66 61 · FERNSCHREIBER: 092 2847 · DRAHT: PRAKLA