

ZEITSCHRIFT
FÜR
G E O P H Y S I K

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 30

1964

Heft 2



P H Y S I C A - V E R L A G · W Ü R Z B U R G

INHALTSVERZEICHNIS

<i>In Memoriam</i> ERNST TAMS	49
LIEBSCHER, H. J.: Deutungsversuche für die Struktur der tieferen Erdkruste nach reflexionsseismischen und gravimetrischen Messungen im deutschen Alpenvorland (Teil I)	51
PLAUMANN, S.: Schweremessungen auf dem zugefrorenen Steinhuder Meer	97
Von neuen Erfindungen (von H. FRIEDEMANN)	105
Verzeichnis der geophysikalischen Vorlesungen an den deutschsprachigen Universitäten und Hochschulen	106
Buchbesprechungen	111

DIE ZEITSCHRIFT FÜR GEOPHYSIK

erscheint zweimonatlich. Der Bezugspreis beträgt je Jahrgang 48,— 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 nummerieren 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 Berechnung. 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. 559 83

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.

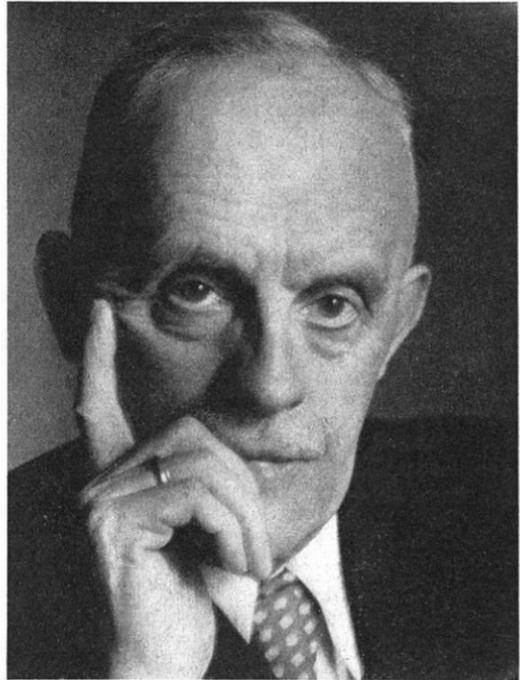
Bekanntmachung lt. Bayer. Pressegesetz: Verlag: PHYSICA-VERLAG Rudolf Liebig K.-G., Würzburg, Münzstr. 12. Pers. haft. Ges.: Rudolf Liebig, Arnulf Liebig und Hildegund Haller, sämtlich Buchhändler in Würzburg, Kommanditisten: Friedr. Göbler, Buchhändler, und Gertrud Liebig, beide Würzburg.

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

Printed in Germany



PHYSICA-VERLAG, Würzburg 1964



In Memoriam

ERNST TAMS

Im hohen Alter von beinahe 82 Jahren ist am 16. November 1963 in seinem Wohnsitz Hamburg-Blankenese Professor Dr. ERNST TAMS verstorben. Mit ihm ist der letzte Vertreter der alten deutschen Seismologen-Generation von uns gegangen. Die mittlere und jüngere Generation hat ERNST TAMS nicht nur als vielseitigen, ideenreichen und äußerst gewissenhaften Wissenschaftler, sondern auch als liebenswürdigen und stets hilfsbereiten Menschen verehrt. Bis ins hohe Alter ist er auch nach seiner Zuruhesetzung noch wissenschaftlich tätig gewesen; doch haben ihn in den letzten Jahren vor seinem Tod mancherlei Beschwerden des Alters behindert, so daß er sich ganz in sein Heim zurückgezogen hat. Über einen schriftlichen Gruß oder gar einen Besuch hat er sich aber immer aufrichtig gefreut. Sorgen und Leid sind ihm während seines Lebens nicht erspart geblieben. Bei einem Luftangriff auf Hamburg im 2. Weltkrieg ist sein altes Heim zerstört worden, wobei er alles, auch seine wertvolle Bibliothek, verloren hat. Ganz besonders nah ging ihm vor 10 Jahren der Tod seiner geliebten Gattin, die für seine wissenschaftliche Arbeit ein ausnehmend großes Verständnis hatte. Nach dem Tod seiner Gattin hat er in Frau HELENE OSWALD eine aufopfernde Betreuerin gefunden. Gut verstanden hat er sich auch mit dem finanziellen Gründer der Hamburger Erdbebenstation, Prof. Dr. R. SCHÜTT, dem langjährigen früheren Schatzmeister der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft.

Wir alle nehmen in dankbarer Verehrung Abschied von ERNST TAMS, der als Mensch und durch seine Veröffentlichungen immer in unserem Gedächtnis bleiben wird.

ERNST TAMS wurde am 24. Januar 1882 in Hamburg geboren; er ist für sein ganzes Leben ein echter und aufrichtiger Hamburger geblieben, wenn ihn auch durch seine Gattin verwandtschaftliche Beziehungen nach dem Süden, vor allem in den Schwarzwald zogen. Nach dem

üblichen Schulbesuch in Hamburg ging er auf die Universitäten Göttingen und Straßburg, um Mathematik, Physik und Geophysik zu studieren. In Göttingen war er Schüler von EMIL WIECHERT zu einer Zeit, in der in Deutschland die Grundlagen der instrumentellen und theoretischen Seismologie geschaffen wurden. So hat die Göttinger Zeit auf ERNST TAMS einen nachhaltigen Eindruck ausgeübt, der sein ganzes Leben nachgewirkt hat. Von Göttingen ging er zu G. GERLAND nach Straßburg, um dort im Jahre 1907 seine Studienzeit mit einer preisgekrönten Dissertation abzuschließen. Nach seiner Promotion konnte er dank eines Stipendiums eine Studienreise durch das Erdbebenland Italien machen, die ihm viele wertvolle Anregungen gab. Erst im Jahre 1954 anlässlich des Kongresses der Internationalen Union für Geodäsie und Geophysik in Rom kam er wieder nach Italien; in persönlichen Gesprächen hat er zahlreiche Erinnerungen an seine damalige Studienreise aufgefrischt.

In Straßburg, wo er bei G. GERLAND Assistent geworden war, war ERNST TAMS an dem damals zweiten Schwerpunkt der Seismologie in Deutschland. Waren hier doch die gut ausgebauten Kaiserliche Hauptstation für Erdbebenforschung, an der die instrumentelle Weiterentwicklung und die modernen Arbeitsmethoden der Seismologie gepflegt wurden, und das Büro der Internationalen Seismologischen Assoziation in *einem* Hause beieinander. Im Büro der ISA stand damals die Erdbebengeographie im Vordergrund, was sich auf die späteren Arbeiten von ERNST TAMS über die Seismizität und die Verkoppelung von Erdbeben befruchtend ausgewirkt hat.

Im Jahre 1908 kehrte er wieder nach Hamburg zurück, wohin er zur Leitung der dortigen Erdbebenstation berufen wurde. Bis zu seiner Zuruhesetzung bald nach dem 2. Weltkrieg ist er dieser Aufgabe treu geblieben und hat dabei eine rege wissenschaftliche Tätigkeit entwickelt, die seinen Namen nicht nur in Deutschland, sondern auch im ganzen Ausland bekannt und geschätzt gemacht hat. Ein Jahr nach dem 1. Weltkrieg hat er sich an der Universität Hamburg habilitiert, er wurde später zum Professor und Wissenschaftlichen Rat ernannt. Die zahlreichen Veröffentlichungen von ERNST TAMS zeigen eine vorbildliche Genauigkeit und Pünktlichkeit.

Die Vielseitigkeit seiner Veröffentlichungen kann nachstehend nur stichwortartig angedeutet werden: Fortpflanzung der Erdbebenwellen — Isostasie und Erdbeben — die Fortpflanzungsgeschwindigkeit seismischer Oberflächenwellen längs kontinentaler und ozeanischer Wege — die endogendynamischen Vorgänge der Erde (3. Teil von PREY-MAINKA-TAMS: Einführung in die Geophysik) — die seismischen Verhältnisse des Europäischen Nordmeeres und des offenen Atlantischen Ozeans — die Seismizität des Südantillenbogens — die Erdbeben Finnlands — die Seismizität der Arktis — Seismizität der Erde (im Handbuch der Experimentalphysik) — die Frage der Periodizität der Erdbeben — Grundzüge der physikalischen Verhältnisse der festen Erde — seismische Bodenunruhe in Hamburg — zur Frage der regionalen Verkoppelung von Erdbeben — die regionale Verkoppelung der Erdbeben in Südwesteuropa und Nordafrika — Materialien zur Geschichte der deutschen Erdbebenforschung bis zur Wende vom 19. bis 20. Jahrhundert (2 Teile), mit denen er den jüngeren Generationen ein bleibendes Geschenk gemacht hat.

Ehrende Anerkennungen hat ERNST TAMS durch Ernennung zum Korrespondierenden Mitglied der Geographischen Gesellschaft in Finnland (1927) und der Ungarischen Geographischen Gesellschaft (1933) gefunden. Unsere Gesellschaft hat ihn 1953 zum Ehrenmitglied ernannt.

W. HILLER

Deutungsversuche für die Struktur der tieferen Erdkruste nach reflexionsseismischen und gravimetrischen Messungen im deutschen Alpenvorland^{1) 2)}

Von H. J. LIEBSCHER, Hannover³⁾

Eingegangen am 26. August 1963

Teil I

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. Von den in dem jeweiligen Meßgebiet beobachteten Reflexionen wurden Häufigkeitsverteilungskurven nach dem Schema von G. DOHR aufgestellt. Die Maxima dieser Verteilungskurven werden den aus den Bebenaufzeichnungen und den Ergebnissen der Refraktionseismik abgeleiteten Diskontinuitäten zugeordnet. In diesen Kurven können für jedes Meßgebiet mehrere scharfe Maxima erkannt werden. Die Häufigkeitsverteilungskurven werden durch das χ^2 -Prüfverfahren analysiert. In fast allen Gebieten konnten die F-Diskontinuität, die C-Diskontinuität und die M-Diskontinuität festgestellt werden. Ausgehend von den Ergebnissen der Reflexionsseismik wurden gravimetrische Meßergebnisse zur Berechnung eines Modelles der Erdkruste im deutschen Alpenvorland herangezogen. Die seismischen und gravimetrischen Meßergebnisse konnten gut in Übereinstimmung gebracht werden. Die Ergebnisse werden in Form eines Tiefenlinienplanes für die C- und M-Diskontinuität dargestellt.

Generell kann für die C- und M-Diskontinuität ein Einfallen in Richtung auf den Alpenkörper hin festgestellt werden. Die M-Diskontinuität hat im Bereich der Donau etwa eine Teufe von 28 km und erreicht etwa am Alpenrand eine Teufe von etwa 40 km. Das Einfallen verstärkt sich am Alpenrand. Für die C-Diskontinuität ist ein Ansteigen im Osten der Molasse charakteristisch. Die F-Diskontinuität behält etwa im gesamten Alpenvorland die gleiche Teufe. Schwereanomalien können vor allem durch Aufwölbungen oder Eintiefungen der M-Diskontinuität erklärt werden.

Zwischen den drei großen Diskontinuitäten können noch zwei kleinere Diskontinuitäten erkannt werden, die als FC- und CM-Diskontinuität bezeichnet werden. Diese kleineren Diskontinuitäten können jedoch nur in wenigen Gebieten nachgewiesen werden. Außerdem konnten in einigen Gebieten Tiefenkörper festgestellt werden, die von Intrusionen herrühren könnten. Diese Intrusionen scheinen bis in den Bereich der C-Diskontinuität aufgedrungen zu sein.

¹⁾ Gemeinschaftsarbeiten der deutschen geophysikalischen Institute im Rahmen des Schwerpunktprogrammes der Deutschen Forschungsgemeinschaft „Geophysikalische Erforschung des tieferen Untergrundes von Mitteleuropa“, Beitrag Nr. 24.

²⁾ Dissertation an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität München.

³⁾ Dr. H. J. LIEBSCHER, Preußische Bergwerks- und Hütten-AG Hannover, Leibnizufer 9.

Summary: During seismic surveys in the Munich Tertiary Basin of Southern Bavaria a number of reflections with long travel time (up to 12 sec) were observed. From all regions of seismic survey the recorded reflections are represented in frequency distributions after a method given by G. DOHR. The peaks of the frequency distributions can be assigned to the discontinuities known from refraction seismic and earthquakes. The frequency distributions were analysed by χ^2 -test. In many regions of seismic survey F-, C- and M-discontinuity can be found out. The results of reflection seismics were used as the basis for a model for earth's crust calculated by gravity measurements. Results of reflection seismics and gravity measurements are in agreement. The result is represented in contour-maps. C- and M-discontinuity are dipping towards the Alps. In the region of the Folded Molasse the dip of the M-discontinuity becomes steeper. Near the Danube the depth of M-discontinuity is 28 km and on northern boundary of the Alps nearly 40 km. For the C-discontinuity a rise in the eastern part of the Munich Tertiary Basin is observed. The F-discontinuity has the same depth in nearly the whole Munich Tertiary Basin. Anomalies of gravity measurements can be explained by different depths of M-discontinuity. Between the three discontinuities mentioned above two smaller discontinuities could be observed termed FC- and CM-discontinuity. These additional detected discontinuities could be observed only in some of the regions surveyed seismically. Furthermore, in some regions a number of reflections are recorded, which are interpreted as reflections from intrusives between C- and M-discontinuity. This intrusives reach as high as the C-discontinuity.

1. Einführung

Die Erforschung des Aufbaues und der Struktur der äußeren Schichten der Erde mittels geophysikalischer Verfahren gründete sich bis kurz nach dem 2. Weltkrieg hauptsächlich auf die Analyse der Aufzeichnungen von Nahbeben an den Erdbebenstationen. Die großen Sprengungen auf Helgoland im Jahre 1947 (G. A. SCHULZE und O. FÖRTSCH (1950) [64] und bei Haslach im Schwarzwald im Jahre 1948 (J. ROTHÉ und E. PETERSCHMITT (1950) [60] und O. FÖRTSCH (1952) [21]) ermöglichten in Fortführung der zwischen den Jahren 1920 und 1940 begonnenen Untersuchungen im großen Umfange die Anwendung der Refraktionsseismik zur Erforschung der Erdkruste. Im Rahmen des Schwerpunktprogrammes: „Die Erforschung des tieferen Untergrundes von Mitteleuropa“ der Deutschen Forschungsgemeinschaft werden seit 1959 große Steinbruchsprengungen durch eine Anzahl seismischer Stationen, die auf Profilen angeordnet sind, über Entfernungen bis zu 300 km registriert. Durch die Analyse solcher Aufzeichnungen wird versucht, Aussagen über den Aufbau der Erdkruste zu erhalten.

Als in den Jahren 1950/51 in den USA zum ersten Male von A. JUNGER [37] bei der reflexionsseismischen Prospektion durch Zufall Reflexionen aus dem tieferen Untergrund beobachtet wurden, ist dadurch eine neue Methode zur Erforschung der tieferen Erdkruste gefunden worden. In Deutschland wurden derartige Reflexionen mit langer Laufzeit erstmalig 1952 bei den Steinbruchsprengungen bei Blaubeuren beobachtet (H. REICH (1952) [50]. 1956 fanden G. SCHULZ [63] und G. DOHR [16], [18] auch in Deutschland in den Seismogrammen der Prospektionsseismik Reflexionen mit langer Laufzeit (bis 12 sec) und haben gezeigt, daß diese Reflexionen aus dem Bereich unterhalb der Kristallin-Oberfläche kommen. Im Rahmen des oben angeführten

Schwerpunktprogrammes 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. Die Ergebnisse des bis Juni 1961 angefallenen Beobachtungsmaterials im Bereich des bayerischen Alpenvorlandes sind von dem Verfasser 1962 veröffentlicht worden [42]. Inzwischen liegt weiteres Beobachtungsmaterial vor.

In dieser Arbeit wird nicht nur das seit 1961 hinzugekommene Beobachtungsmaterial diskutiert, sondern es soll mit dem bereits veröffentlichten Material ein zusammenfassender Überblick gegeben werden.

In dem Gebiet nördlich des Alpenrandes sind in den letzten Jahren umfangreiche refraktionsseismische Messungen durchgeführt worden, die ebenfalls das Ziel haben, den Aufbau der Erdkruste zu untersuchen. Die Messungen und ebenso die Auswertungen sind noch nicht abgeschlossen. Die bisherigen, vorläufigen Ergebnisse werden an den entsprechenden Stellen diskutiert.

Außer seismischen Messungen lassen auch gravimetrische und magnetische Messungen Aussagen über den Bau der Erdkruste zu. In Süddeutschland und aus den Ostalpen wurden die ersten Schweremessungen 1930 von K. SCHÜTTE [62] veröffentlicht. Die im Zuge der umfangreichen Reichsvermessung zwischen 1936 und 1945 gewonnenen Schwerewerte im Gebiet des deutschen Alpenvorlandes wurden 1957 von H. CLOSS, A. HAHN und A. SCHLEUSSENER [14] veröffentlicht. H. CLOSS und A. HAHN versuchten bereits, auf Grund dieser Schweremessungen im Bereich des deutschen Alpenvorlandes ein Modell der Erdkruste zu geben.

Zum Abschluß soll in der vorliegenden Arbeit versucht werden, aus den reflexionsseismischen und gravimetrischen Meßergebnissen ein Modell für die Erdkruste im deutschen Alpenvorland zu berechnen.

2. Ergebnisse der Reflexionsseismik

2.1 Allgemeines

Seit 1959 wird im Rahmen des genannten Schwerpunktprogrammes der Deutschen Forschungsgemeinschaft bei der prospektierenden Reflexionsseismik die Registrierung von kleinen Sprengungen (Ladung bis 100 kg) über die übliche Laufzeit von 3,0 sec hinaus fortgesetzt. Dieser zweite Teil von etwa 3 bis 12 sec (teilweise sogar bis 15 sec), der für die kommerzielle Prospektion nicht von unmittelbarem Interesse ist, stand für die Auswertung zur Verfügung.

Insgesamt wurden ca. 5000 Seismogramme aus folgenden Meßgebieten (Abb. 1) auf Reflexionen aus großer Tiefe durchgesehen.

Sind die sedimentären Schichten (Bereich der oberen 1 bis 5 km) tektonisch nicht zu stark gestört, so lassen sich Reflexionen von einer Grenzfläche über Entfernungen von vielen Kilometern (bis zu 50 km und mehr) von Seismogramm zu Seismogramm verfolgen. Dies kann bei den Reflexionen aus dem kristallinen Grundgebirge nicht er-

Tabelle 1

Meßgebiet	Größe (km ²)	Anzahl der Seismogramme
1. Schwäbische Alb (Sigmaringen)	120	200
2. Ravensburg—Ehingen	110	175
3. Biberach	400	465
4. Wangen—Aitrach (westlich Memmingen)	100	130
5. Mindelheim-Nord (westlich Mindelheim 5a)	90	190
(südlich Thannhausen 5b)	10	
6. Markt Wald	120	340
7. Kaufbeuren-Nord (Schwabmünchen)	130	270
8. Landau—Ortenburg	70	100
9. Hofkirchen—Schwindegg	130	245
10. Moosach-Ost (nördlich Ebersberg)	65	65
11. Moosach-Süd	75	320
12. Ostermünchen—Mangfall	250	720
13. Inn—Chiemsee	80	130
14. Traunstein	90	280
15. Alz—Salzach	180	490
16. Murnau, Kochel, Weilheim	450	190
17. Füssen—Kaufbeuren-Süd	120	250
18. Immenstadt	140	120
19. Ammersee	140	175

wartet werden, da die Grenzen zwischen verschiedenen magmatischen oder metamorphen Gesteinen einen ganz anderen Charakter haben als bei sedimentären Gesteinen. Ein Blick auf eine geologische Karte eines „Kristallin-Gebietes“ zeigt, mit welcher Vorstellung man über die Art und den Verlauf der Grenzflächen im Kristallin herangehen muß. Die Grenzflächen sind nicht so eben und gleichmäßig ausgebildet wie in den Sedimenten, sondern viel unregelmäßiger, stärker gekrümmt und weniger ausgedehnt. Auf Grund dieser Tatsachen ist es leicht zu verstehen, wenn Reflexionen nur über kürzere Entfernungen zu beobachten sind. Tatsächlich zählt es zu den Ausnahmen, wenn sich eine Reflexionsgruppe mit Laufzeiten von mehr als 3 sec über mehr als 3 bis 4 Seismogramme, d. h. über 1 bis 2 km, verfolgen läßt. Es ist charakteristisch, daß sich die Amplitudenerhöhung und die Phasengleichheit meist nur über eine gewisse Anzahl von aufeinanderfolgenden Spuren erkennen läßt.

Die Kriterien für eine Reflexion sind: Amplitudenerhöhung und Phasengleichheit. Um zufällige „Einzelüberhöhungen“ auszuschalten, wird eine Amplitudenerhöhung und Phasengleichheit nur dann als Reflexion angesehen, wenn diese beiden Kriterien wenigstens bei 12 aufeinanderfolgenden Seismogrammspuren erfüllt sind.

Auch das Bild der Reflexionen ist recht unterschiedlich. Es werden entweder „scharfe“ einzelne Reflexionen oder „Reflexionsbänder“ beobachtet. Unter „Reflexionsbändern“ wird eine Folge von meist 3 bis 6 aufeinanderfolgenden Schwingungen gleicher Amplitude, die einen Abstand von je einer Periode haben, verstanden.

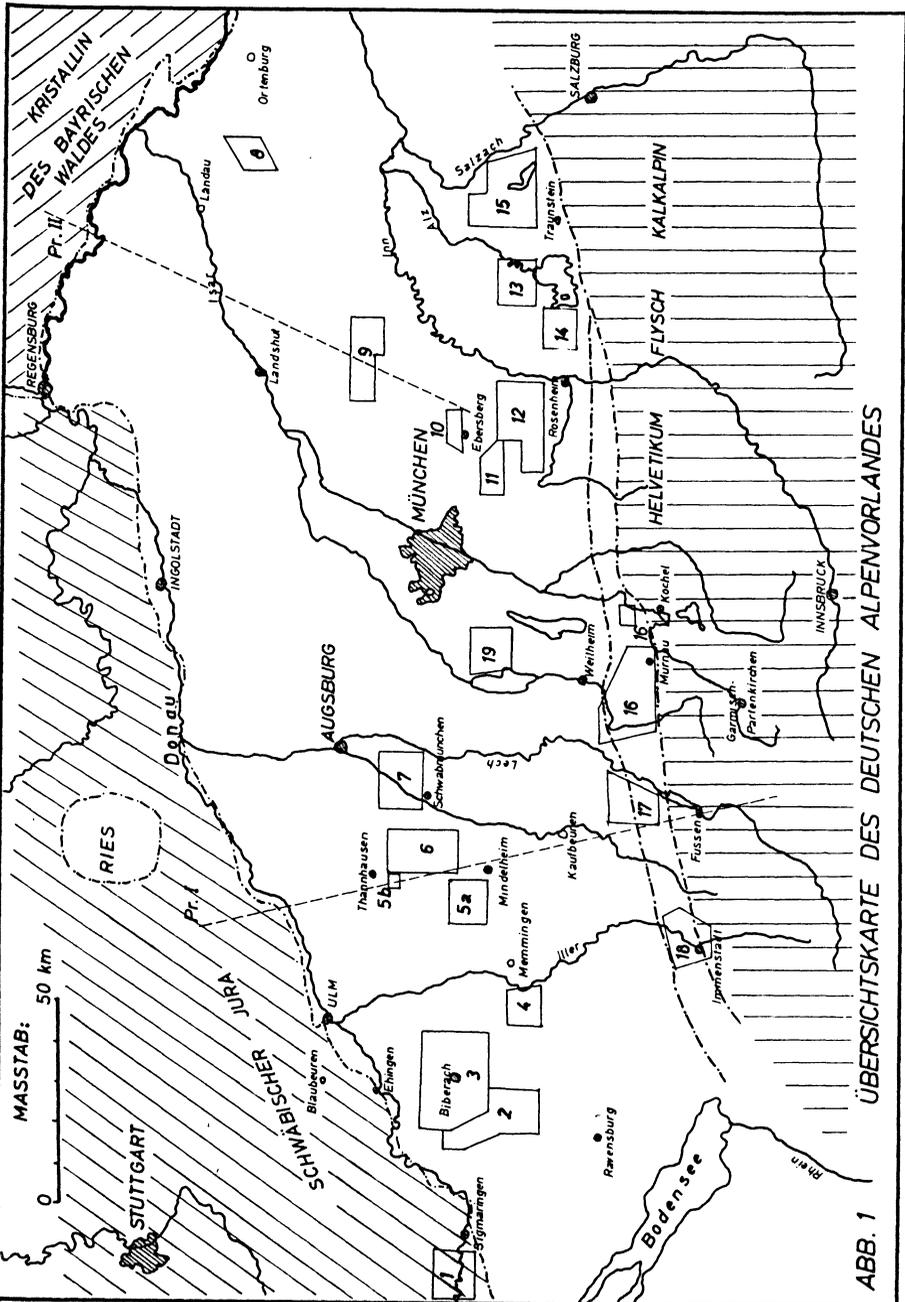


ABB. 1 ÜBERSICHTSKARTE DES DEUTSCHEN ALPENVORLANDES

Abb. 1: Übersichtskarte: Deutsches Alpenvorland. Meßgebiete: 1 Schwäbische Alb, 2 Ravensburg—Ehingen, 3 Biberach, 4 Wangen—Attrach, 5 Mindelheim—Lauben, 5a Thannhausen, 6 Markt Wald, 7 Kaufbeuren-Nord, 8 Landau—Ortenburg, 9 Hofkirchen—Schwindgen, 10 Moosach-Süd, 11 Ostermünchen, 12 Ostermünchen, 13 Inn—Chiemsee, 14 Traunstein, 15 Alz—Salzach, 16 Murnau—Kochel—Weilheim, 17 Füssen—Kaufbeuren-Süd, 18 Immenstadt, 19 Ammensee. Pr. I ----- und Pr. II. Lage der Profile für Abb. 28 und 29.

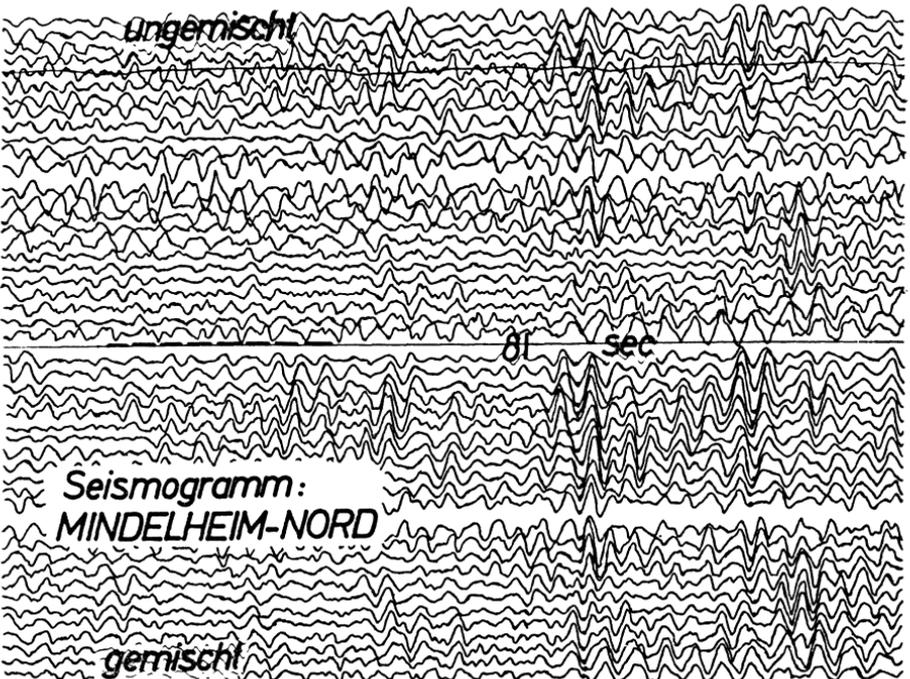
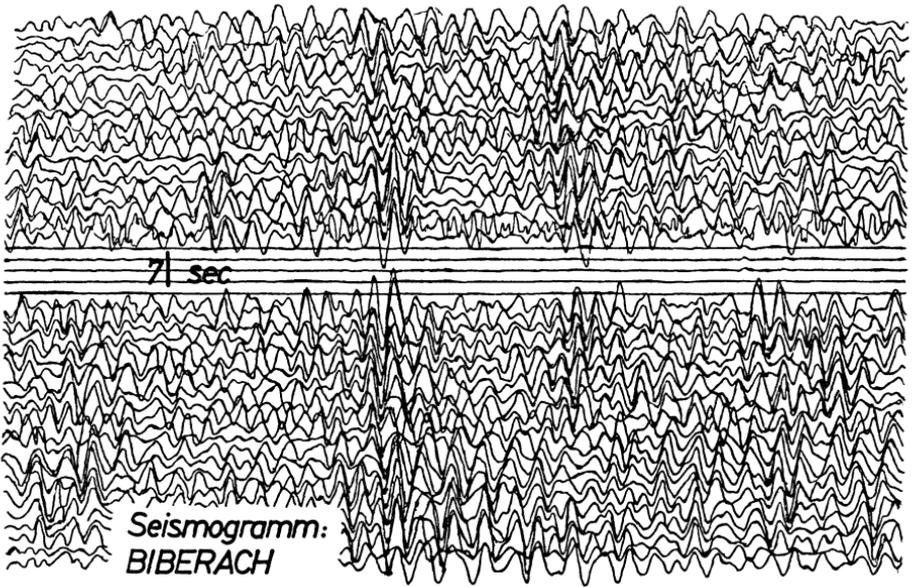
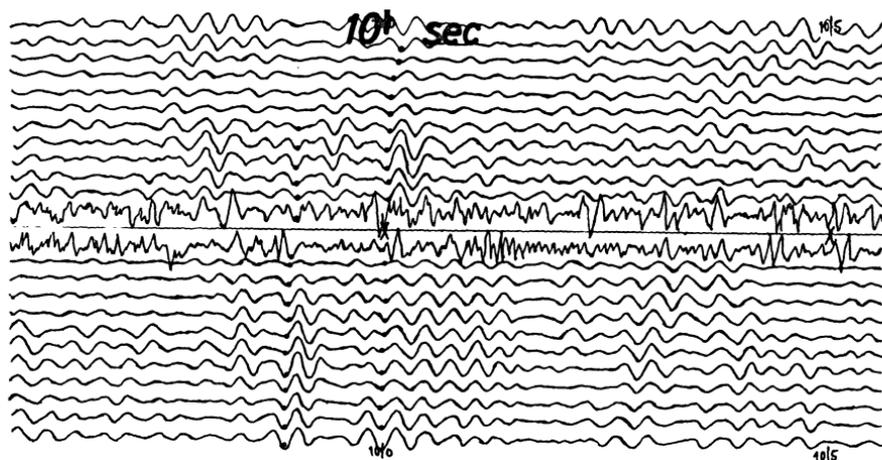


Abb. 2: Beispiele einiger Seismogramme mit schwachen und guten Reflexionen aus den Meßgebieten Biberach und Mindelheim-Nord.

In allen Meßgebieten wurden Reflexionen von unterschiedlicher Qualität beobachtet. Die Abbildungen 2 bis 4 zeigen einige Beispiele von guten und schwachen Reflexionen. — In Tabelle 2 geben die Werte $S = H/A$ an, wie viele Reflexionen im Durchschnitt in einem Seismogramm eines Meßgebietes gefunden wurden. Dabei stellt H die Gesamt-



**Seismogramm:
AMMERSEE**

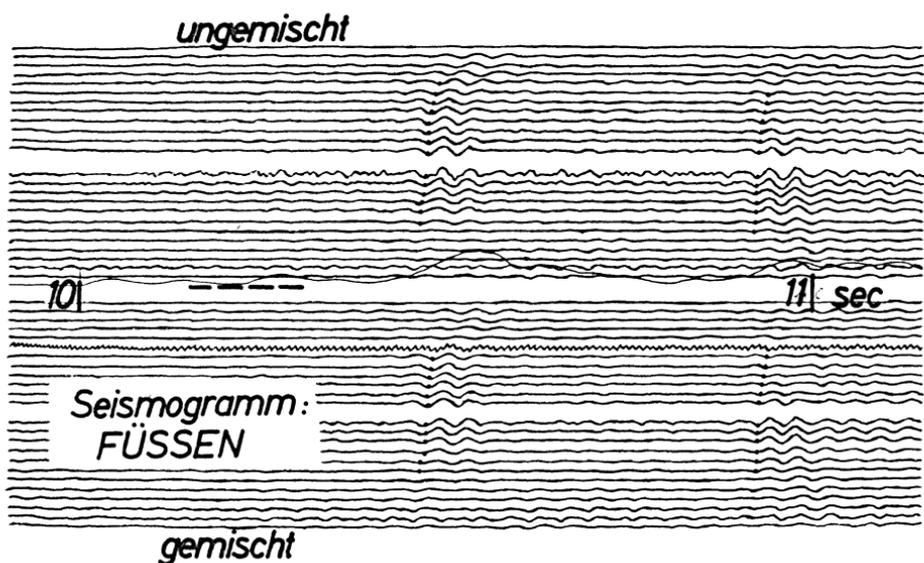


Abb. 3: Beispiele einiger Seismogramme mit schwachen und guten Reflexionen aus den Meßgebieten Ammersee und Füssen—Kaufbeuren-Süd.

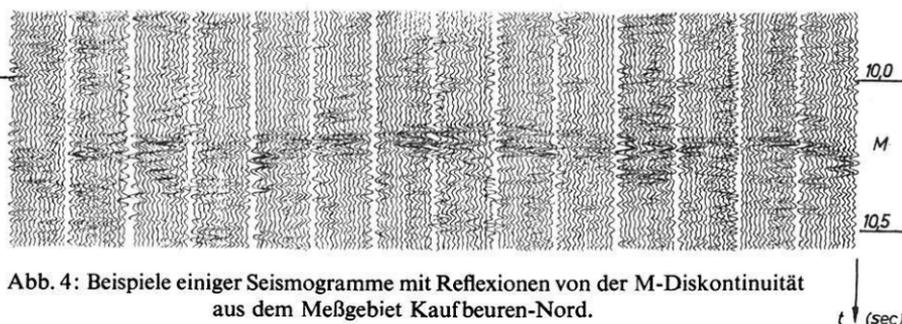


Abb. 4: Beispiele einiger Seismogramme mit Reflexionen von der M-Diskontinuität aus dem Meßgebiet Kaufbeuren-Nord.

zahl aller in einem Meßgebiet beobachteten Reflexionen und A die Gesamtzahl der ausgewerteten Seismogramme eines Meßgebietes dar.

2.2 Darstellung des Beobachtungsmaterials

In Anlehnung an G. DOHR (1957) [16] ist der Verfasser in einer bereits früher (1962) veröffentlichten Arbeit [42] von der Darstellung in Form der Häufigkeitsverteilungen ausgegangen, d. h., in einem Meßgebiet wurde die Anzahl n aller Reflexionen, die in einem Zeitintervall von 0,1 sec beobachtet wurden, in Abhängigkeit von der Laufzeit aufgetragen. — Das umfangreiche Beobachtungsmaterial erlaubt jedoch auch die Darstellung in Laufzeitprofilen, wie sie in der Prospektionsseismik üblich ist: In horizontaler Richtung wird die Folge der Schußpunkte aufgetragen, und unter jedem Schußpunkt wird durch einen kleinen Strich jede beobachtete Reflexion entsprechend der Laufzeit eingezeichnet. In der Häufigkeitsverteilungskurve ist das gesamte Material eines Meßgebietes auf die Zeitachse projiziert, während es in den Laufzeitprofilen „unverzerrt“ am Beobachtungsort dargestellt wird.

2.3 Diskussion der Laufzeitprofile und der Häufigkeitsverteilungen

Von der Refraktionsseismik her wurde die Vorstellung entwickelt, daß die Erdkruste über größere horizontale Gebiete, also über 100 bis 300 km und mehr, recht einheitlich aufgebaut ist. Die Reflexionsseismik, die gewissermaßen mit einer Punktsondierung zu vergleichen ist, bietet die Möglichkeit, diese Ansicht zu prüfen. Wenn auch die einzelnen Meßgebiete nicht kontinuierlich aneinander anschließen, so ist dennoch über eine West-Ost-Strecke von etwa 250 km fast ein Drittel dieses Gebietes mit Meßgebieten bedeckt (Abb. 1).

Die Abbildungen 5 bis 11 geben eine Reihe von Laufzeitprofilen und die Abbildungen 12 bis 16 eine Reihe von Häufigkeitsverteilungskurven wieder.

Für die folgende Diskussion ist nicht das einzelne Reflexionselement von Interesse, sondern die Verteilung der Reflexionen. Eine erste überschlägige Betrachtung der Laufzeitprofile zeigt, daß zwischen Zonen (Reflexionszeit-Intervalle) mit vielen und

Pr. 158

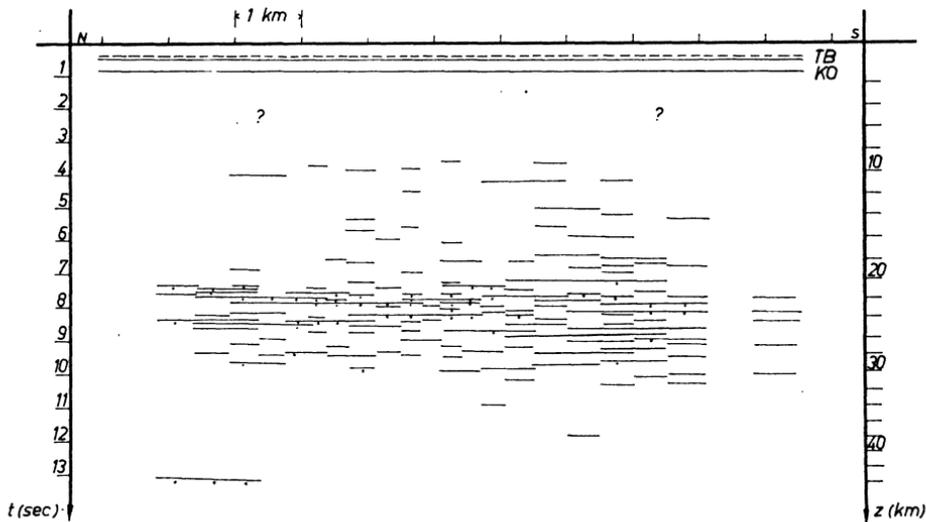


Abb. 5: Laufzeitprofil aus dem Meßgebiet Biberach. t Laufzeit, z Tiefe, — Reflexion. — sehr gute Reflexion, ? Reflexionen aus diesem Bereich sind unbekannt. --- Normal-Null, — TB Tertiär-Basis, — KO Kristallin-Oberfläche, F F-Diskontinuität, C C-Diskontinuität, M M-Diskontinuität.

Pr. 120

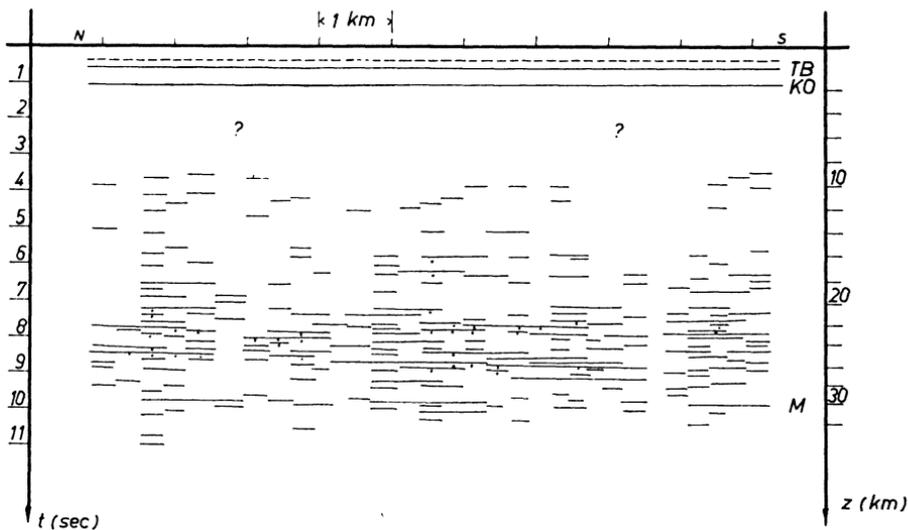


Abb. 6: Laufzeitprofil aus dem Meßgebiet Ravensburg—Ehingen.

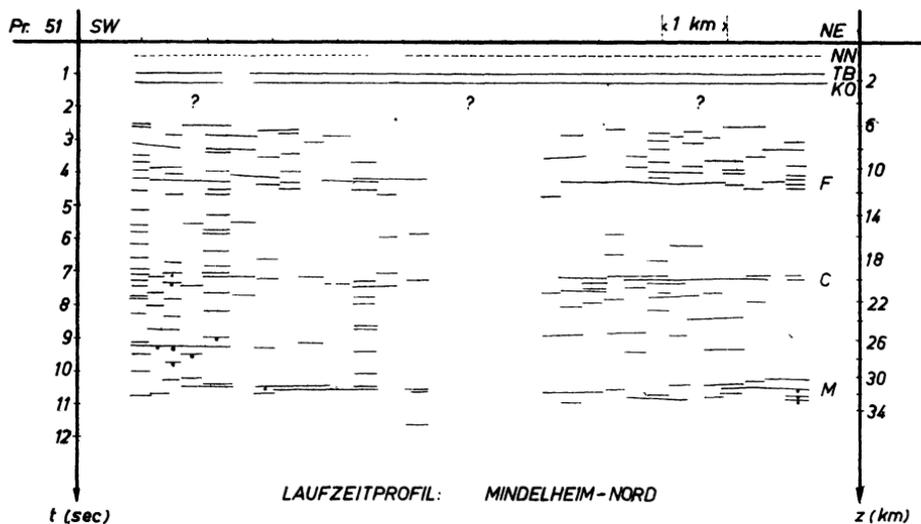


Abb. 7: Laufzeitprofil aus dem Meßgebiet Mindelheim-Nord.

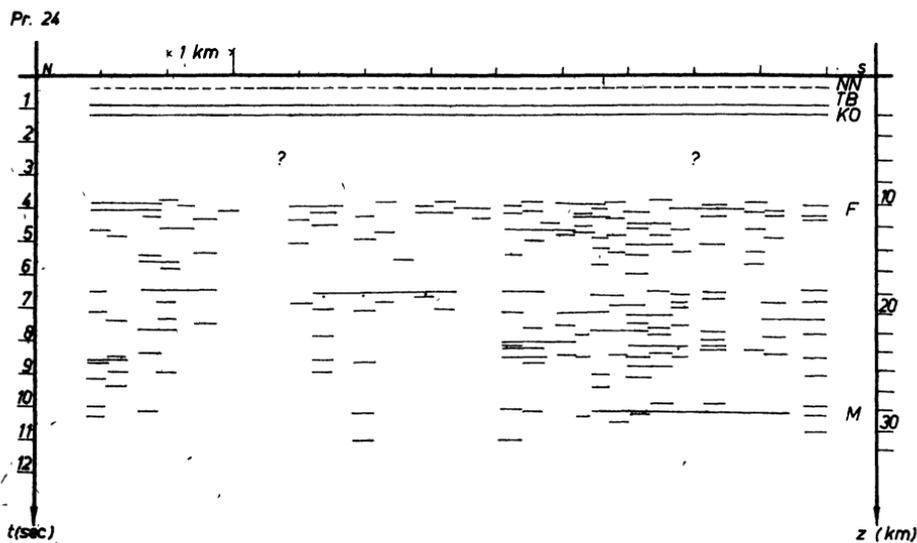


Abb. 8: Laufzeitprofil aus dem Meßgebiet Markt Wald.

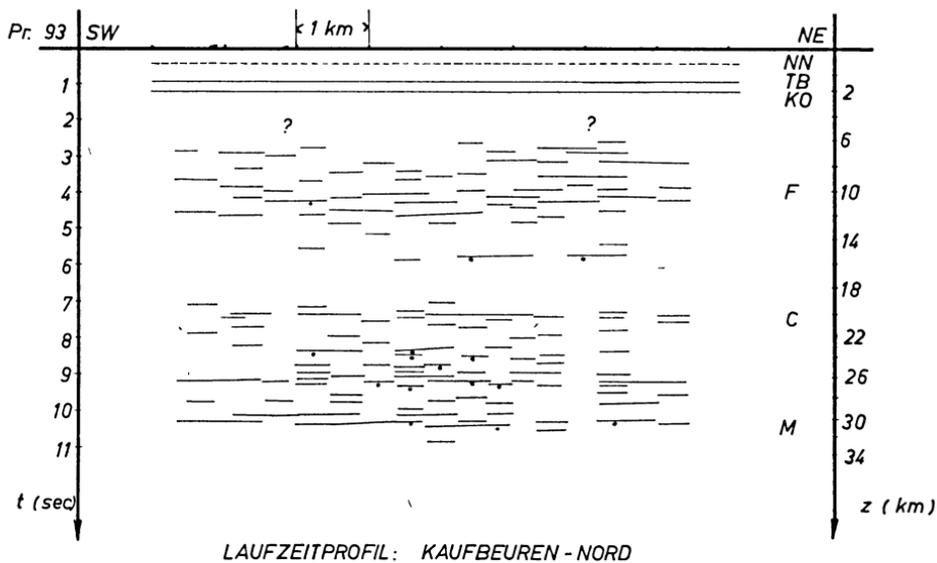


Abb. 9: Laufzeitprofil aus dem Meßgebiet Kaufbeuren-Nord.

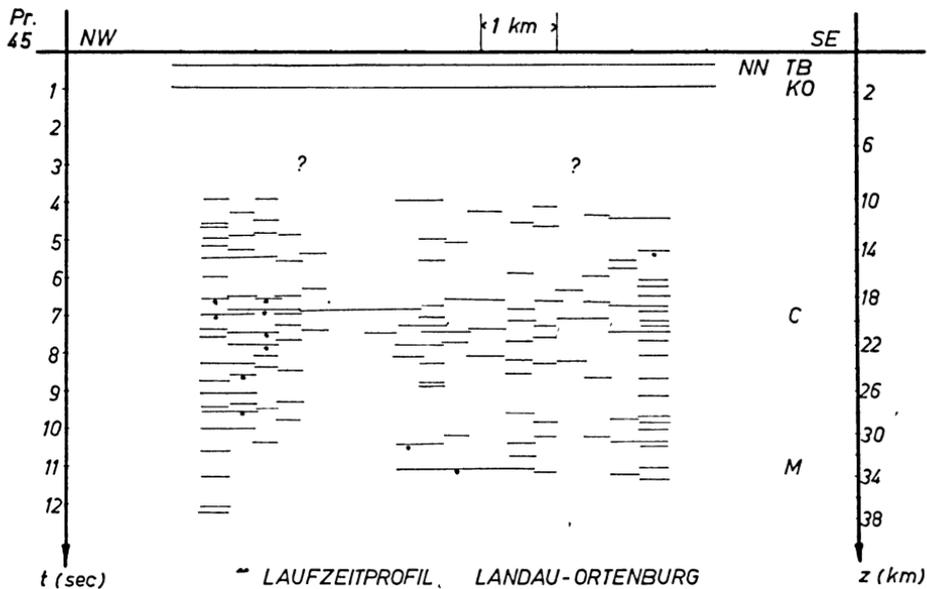


Abb. 10: Laufzeitprofil aus dem Meßgebiet Landau—Ortenburg.

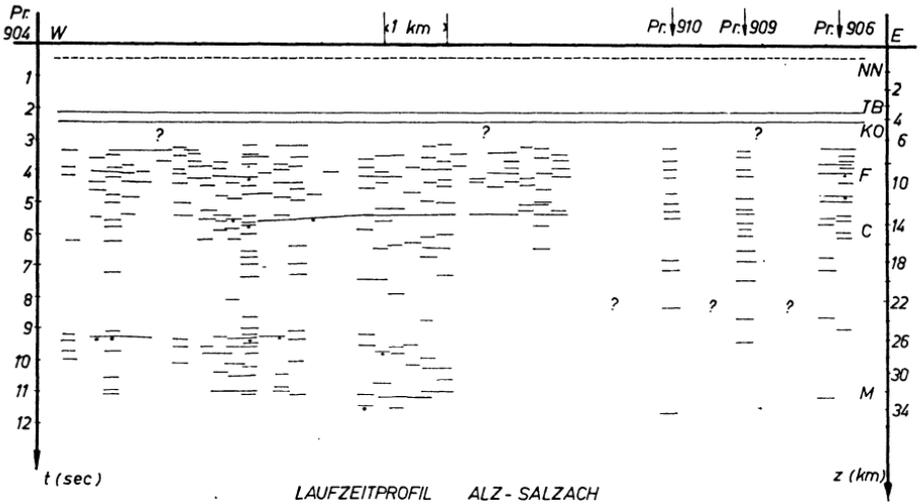


Abb. 11: Laufzeitprofil aus dem Meßgebiet Alz—Salzach.

wenigen Reflexionen unterschieden werden kann. — Zonen mit vielen Reflexionen werden im folgenden als „reflexionsreiche“ Zonen und Zonen mit wenigen Reflexionen als „reflexionsarme“ Zonen bezeichnet. — Allen Profilen ist gemeinsam, daß Reflexionen mit einer längeren Laufzeit als etwa 11 bis 12 sec nur äußerst selten und dann nur vereinzelt auftreten. In vielen Fällen wurde bis zu Laufzeiten von etwa 15 sec registriert, d. h., etwaige spätere Reflexionen hätten erkannt werden müssen.

Den einfachsten Aufbau zeigen die Profile im Meßgebiet Mindelheim-Nord. Bis 4 sec, zwischen 7 und 8 sec und zwischen 10 und 11 sec sind reflexionsreiche Zonen zu erkennen, dazwischen treten nur vereinzelt Reflexionen auf. In den östlich anschließenden Gebieten Markt Wald und Kaufbeuren-Nord zeigt der Bereich zwischen 7 und 11 sec mehr oder minder kontinuierlich verteilte Reflexionen, während das Intervall zwischen 5 und 7 sec noch reflexionsleer bleibt. Noch ausgeprägter ist diese Erscheinung in den westlichen Meßgebieten Ravensburg—Ehingen und Biberach. Die Profile der Gebiete Biberach und Ravensburg—Ehingen lassen eine deutliche Zweiteilung erkennen. Die Reflexionszone bei 4 sec ist nur noch schwach angedeutet, während sich der Bereich zwischen 7 und 10 sec durch sehr viele Reflexionen auszeichnet. In allen Meßgebieten der Westmolasse läßt sich generell feststellen, daß die Anzahl der Reflexionen mit größerer Laufzeit zunimmt.

In den in der Ostmolasse liegenden Meßgebieten läßt sich eine andere Tendenz erkennen. Im Durchschnitt nimmt die Anzahl der Reflexionen mit zunehmender Laufzeit ab. Dazwischen sind aber reflexionsreiche Zonen zu erkennen, die etwa auch bei

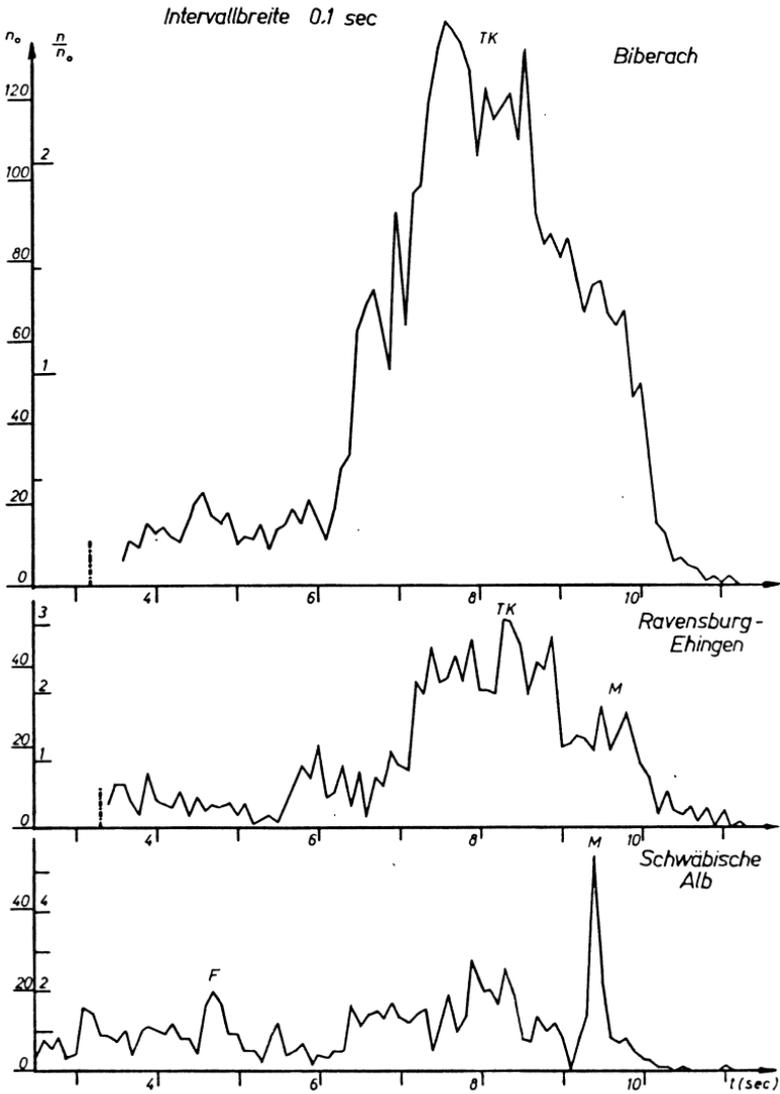


Abb. 12: Häufigkeitsverteilungskurven. n Anzahl der in einem Zeitintervall von 0,1 s beobachteten Reflexionen (absolute Häufigkeit), n/n_0 relative Häufigkeit (n_0 mittlere Anzahl der Reflexionen eines Meßgebietes pro Zeitintervall von 0,1 s). t Laufzeit, $\frac{1}{2}$ bzw. $\frac{1}{3}$ Grenzen für das Auftreten von 2- bzw. 3fachen Reflexionen an der Tertiär-Basis und der Kristallin-Oberfläche, F F-Diskontinuität, FC FC-Diskontinuität, C C-Diskontinuität, CM CM-Diskontinuität, M M-Diskontinuität, TK Tiefenkörper.

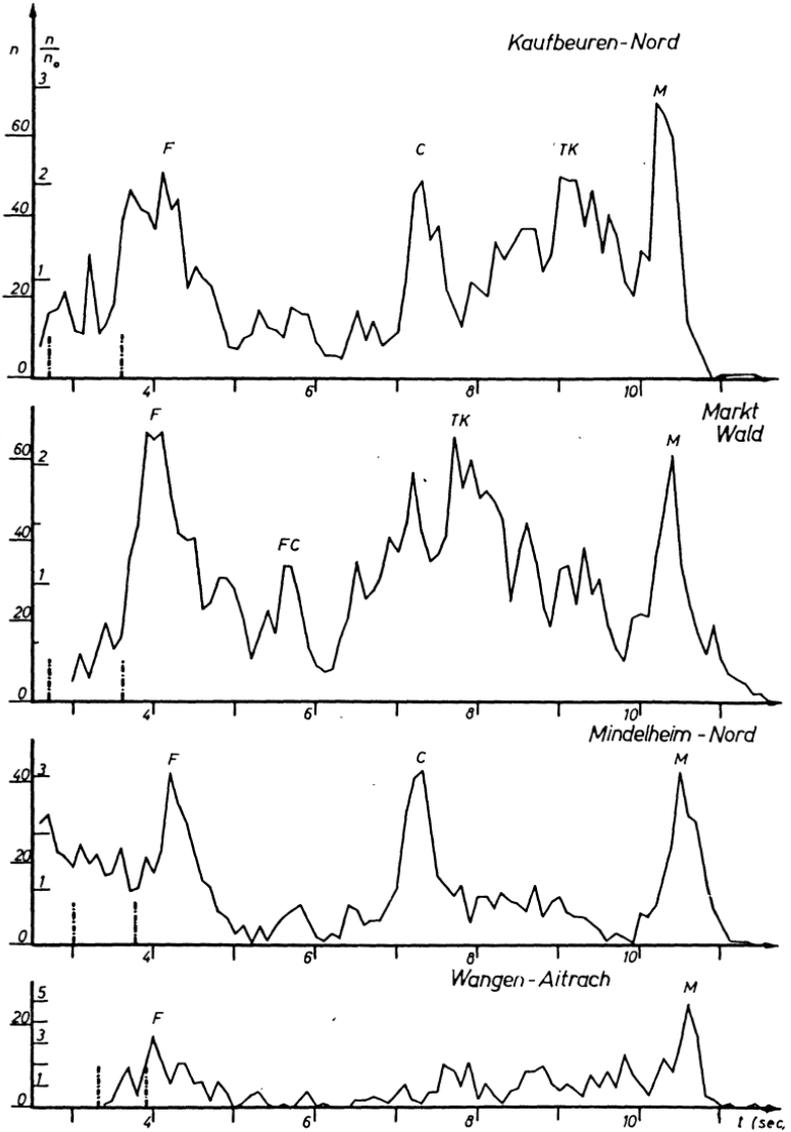


Abb. 13: Häufigkeitsverteilungskurven.

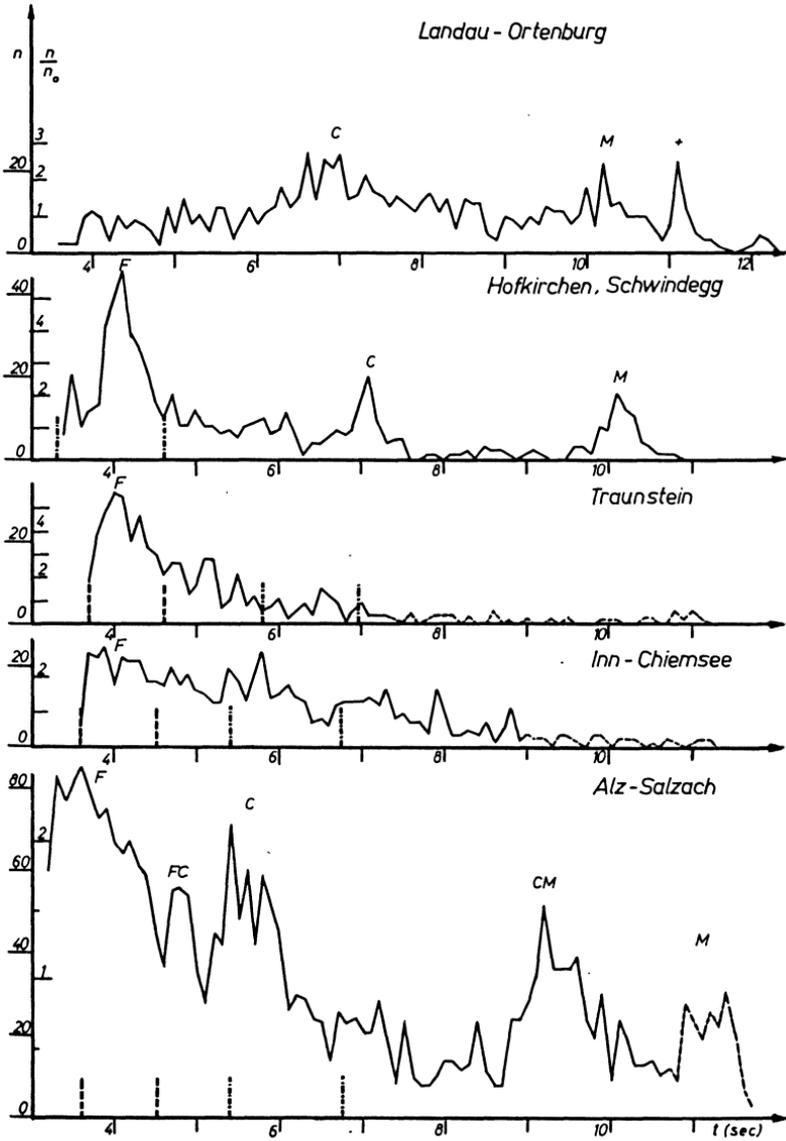


Abb. 14: Häufigkeitsverteilungskurven.

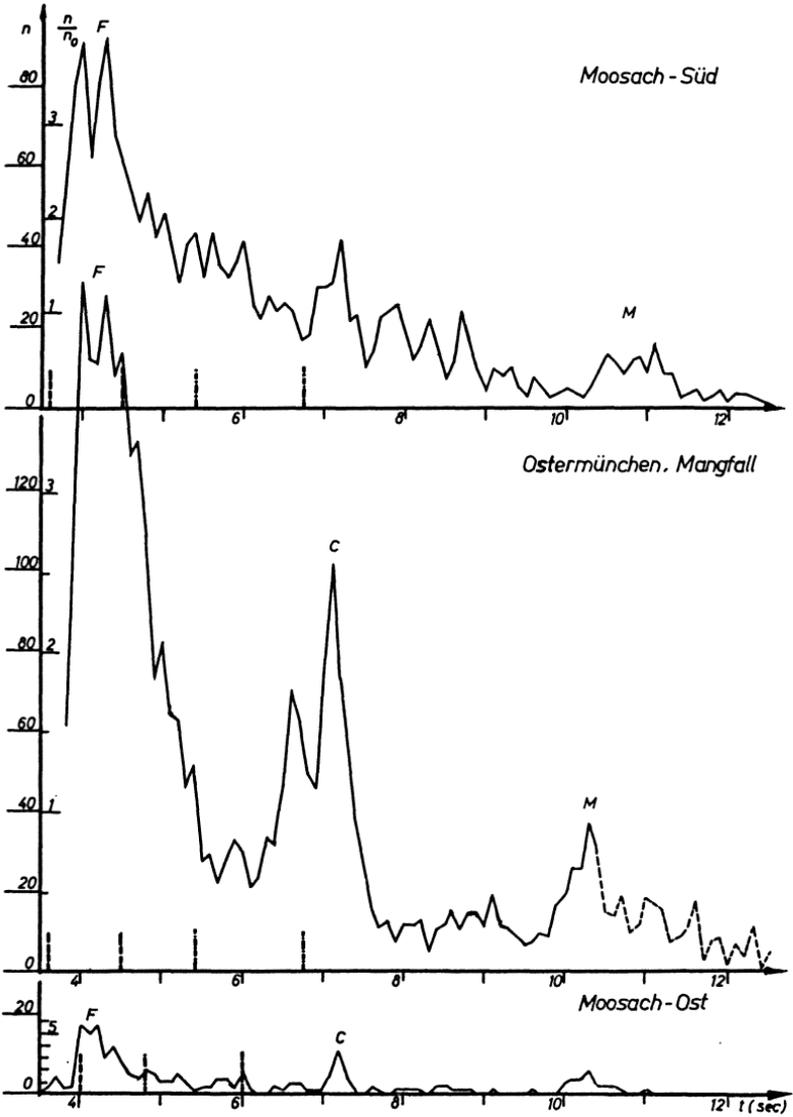


Abb. 15: Häufigkeitsverteilungskurven.

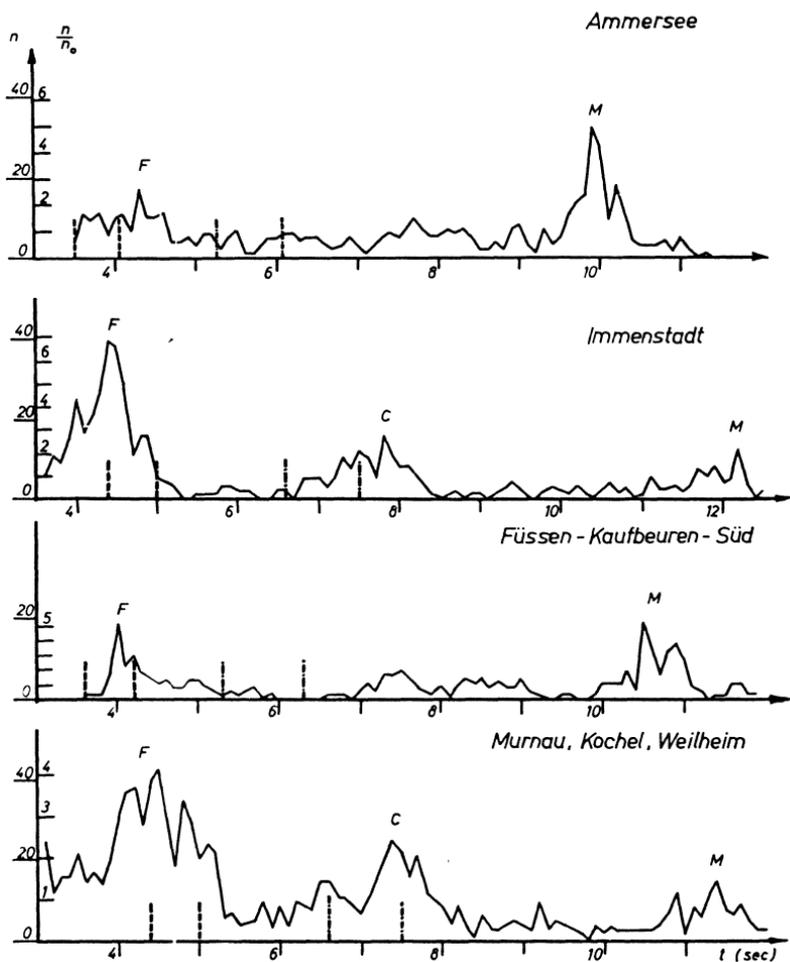


Abb. 16: Häufigkeitsverteilungskurven.

4, 7 und 11 sec Laufzeit liegen (Ostermünchen—Mangfall, Moosach-Ost, Moosach-Süd und Hofkirchen—Schwindegg). Aus den Meßgebieten Traunstein und Inn—Chiemsee können keine Aussagen abgeleitet werden, da bei den meisten Seismogrammen nur bis zu einer Laufzeit von 7 bis 8 sec registriert wurde. — In dem am weitesten im Osten liegenden Meßgebiet Alz—Salzach stellt sich eine völlig neue Verteilung der reflexionsreichen Zonen ein (Abb. 11 und 14).

Ein wiederum ganz anderes Bild bietet das Profil des Gebietes Landau—Ortenburg (Abb. 10). Die Reflexionen sind hier fast gleichmäßig über das Zeitintervall zwischen 3 und 12 sec verteilt: Häufungen zu bestimmten Zeiten sind nicht zu erkennen.

In den Häufigkeitsverteilungen der Meßgebiete am Alpenrand (Abb. 16) (Immenstadt, Füssen—Kaufbeuren-Süd und Murnau, Kochel, Weilheim) ist eine ähnliche Verteilung zu erkennen wie in der des Gebietes Mindelheim-Nord. Nur sind die Häufungen zu etwas längeren Laufzeiten verschoben.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß im Gebiet der Westmolasse im allgemeinen die Anzahl der Reflexionen mit der Laufzeit zunimmt, während sie in der Ostmolasse abnimmt. In den meisten Meßgebieten häufen sich außerdem bei bestimmten Laufzeiten die Reflexionen, d. h., es treten mehr oder minder breite reflexionsreiche Zonen auf.

In allen Meßgebieten ist eine deutliche reflexionsreiche Zone bei einer Laufzeit von etwa 10 bis 12 sec zu erkennen (Abb. 12 bis 16). Wie noch später ausgeführt wird, ist diese Zone mit der Mohorovičić-Diskontinuität zu identifizieren. Diese reflexionsreiche Zone ist in dem am weitesten im Westen liegenden Meßgebiet Schwäbische Alb nur auf ein Zeitintervall von 0,2 sec beschränkt. In den weiter östlich liegenden Gebieten tritt eine merkliche Verbreiterung dieser Zone auf. In den Meßgebieten Wangen—Aitrach, Mindelheim-Nord, Markt Wald und Kaufbeuren-Nord erstreckt sich diese Zone über ein Zeitintervall von 0,3 bis 0,5 sec. Etwa an der Grenze zwischen West- und Ostmolasse bei dem Meßgebiet Ammersee erfährt diese Zone eine stärkere Verbreiterung, die um so größer wird, je weiter man nach Osten kommt. In dem Gebiet Ammersee umfaßt sie noch ein Zeitintervall von nur 0,6 sec, während sie sich in den Gebieten Moosach-Süd und Ostermünchen—Mangfall bereits über ein Intervall von 1,2 bis 1,5 sec erstreckt. In den noch östlicher gelegenen Gebieten Alz—Salzach und Landau—Ortenburg ist sogar eine Zweiteilung der reflexionsreichen Zonen zu erkennen. Diese beiden reflexionsreichen Zonen zusammengefaßt dehnen sich über ein Zeitintervall von etwa 1,8 bis 2,3 sec aus.

Insgesamt betrachtet hat sich also gezeigt, daß die Erdkruste im deutschen Alpenvorland in ihrem Aufbau gewisse einheitliche Züge erkennen läßt, dabei aber doch regionale Unterschiede aufweist. Ehe auf die geologische Bedeutung eingegangen wird, soll die Frage diskutiert werden, wie die Laufzeitprofile zu deuten sind.

Die Registrierung von Großsprengungen und Nahbeben hat ergeben, daß deutliche spätere Einsätze vorhanden sind, die nur gedeutet werden können, wenn die Geschwindigkeit sich innerhalb der Erdkruste ungleichmäßig oder sogar sprunghaft ändert. Wie die Laufzeitprofile zeigen, lassen sich die Reflexionen nur in seltenen

Fällen über mehrere benachbarte Seismogramme hinweg verfolgen, d. h., die Bereiche stärkerer Änderung der Geschwindigkeit geben sich nicht dadurch zu erkennen, daß sich Reflexionen über lange Strecken kontinuierlich verfolgen lassen. Geht man von der Vorstellung ab, daß sich die elastischen Eigenschaften der Gesteine innerhalb der Erdkruste sprunghaft ändern sollen, d. h. an „messerscharfen“ Grenzflächen, und nimmt an, daß eine stärkere Änderung innerhalb eines gewissen Bereiches vorhanden ist, so löst sich die erwartete „Hauptreflexion“ in eine Anzahl von „Einzel“-Reflexionen auf, die dann aber in ihrer Gesamtheit über eine größere horizontale Strecke zu verfolgen sind. In diesem Sinne sind die Häufungen der Reflexionen innerhalb bestimmter Zeitintervalle den aus der Refraktions- und Erdbebenseismik bekannten Diskontinuitäten zuzuordnen.

Die Voraussetzung für die „vertikale“ Reflexion einer seismischen Welle ist eine Änderung des Wellenwiderstandes (Wellengeschwindigkeit v mal Dichte ρ) senkrecht zur Ausbreitungsrichtung des seismischen Impulses. Dabei muß sich der Wellenwiderstand in der Ausbreitungsrichtung über eine Strecke in der Größenordnung der Wellenlänge der seismischen Wellen ändern; das sind 200 bis 300 m. Die seitliche Ausdehnung dieser Änderung muß ebenfalls von der Größenordnung einer Wellenlänge der seismischen Impulse sein, damit genügend Energie zurückgestrahlt wird.

Die Laufzeitprofile (Abb. 5 bis 11) zeigen eine große Anzahl von Reflexionen. Wenn vorausgesetzt wird, daß alle diese Reflexionen reell sind, dann kann jeder dieser Reflexionen eine Änderung des Wellenwiderstandes zugeordnet werden. Die meisten und stärksten Reflexionen werden dort erwartet, wo sich der Wellenwiderstand am meisten ändert. Es besteht daher ein Zusammenhang zwischen der Anzahl der beobachteten Reflexionen n und der Änderung des Wellenwiderstandes (ρv), der sich nach einem Vorschlag von K. HELBIG (persönliche Mitteilung) in folgender Form schreiben läßt:

$$n \approx \frac{1}{2} \Delta \ln(\rho v)$$

Diese Beziehung erhält man aus dem Reflexionskoeffizienten R

$$R = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1},$$

wobei $\rho_1 v_1$ und $\rho_2 v_2$ die Wellenwiderstände im oberen und unteren Medium darstellen. Bei allen Reflexionshorizonten in der Erdkruste kann im allgemeinen nur ein kleinerer Reflexionskoeffizient als 0,2 erwartet werden. Darum kann in guter Näherung der Reflexionskoeffizient in folgender Form geschrieben werden:

$$R \approx \frac{\Delta \rho v}{2 \rho v} \approx \frac{1}{2} \Delta \ln(\rho v).$$

Die Zahl der beobachteten Reflexionen n ist proportional dem Reflexionskoeffizienten R .

Betrachtet man nebeneinander zwei Diagramme: einmal eine Häufigkeitsverteilungskurve mit drei ausgeprägten Maxima, wie sie in einigen Meßgebieten beobachtet wird, in denen die Laufzeit mittels der mittleren Geschwindigkeit in die Tiefe z umgerechnet wurde, und zum andern die Abhängigkeit des Wellenwiderstandes von der Tiefe z , so könnte sich schematisch etwa das in Abb. 17 dargestellte Bild ergeben.

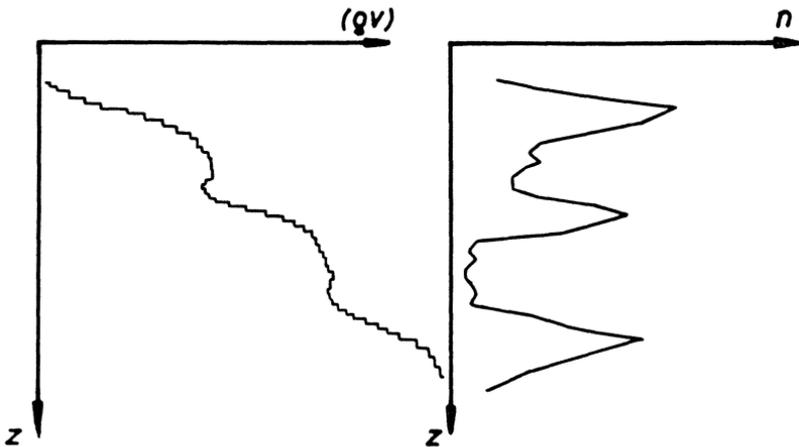


Abb. 17: Zusammenhang zwischen der Anzahl der beobachteten Reflexionen n und der Änderung des Wellenwiderstandes (qv) , z Tiefe.

In Abschnitt 2.1 wurde erwähnt, daß neben „scharfen“ Reflexionen auch ganze „Reflexionsbänder“ in den Seismogrammen beobachtet werden. Das Auftreten dieser Reflexionsbänder könnte dadurch erklärt werden, daß sich der Wellenwiderstand im Abstand von Wellenlängen, das sind 200 bis 300 m, sprunghaft ändert und so eine Folge von Reflexionen entsteht.

Es erhebt sich die Frage, ob es möglich ist, aus den Reflexionen im Seismogramm zu entscheiden, ob an den jeweiligen Reflexionshorizonten der Wellenwiderstand zu- oder abnimmt. Theoretisch kann man dies an dem ersten Reflexionseinsatz erkennen. Jedoch ist eine Entscheidung, ob an dem Reflexionshorizont der Wellenwiderstand zu- oder abnimmt, bei den hier ausgewerteten Reflexionen nicht möglich, da der erste Einsatz durch den Störpegel verwischt ist (siehe Abb. 2 und 3).

Die verschiedene Beobachtungstechnik der Reflexions- und Refraktionsseismik bedingt es, daß die beiden Methoden innerhalb verschiedener Frequenzbereiche arbeiten. Bei der Refraktionsseismik liegen die Frequenzen vorwiegend unter 10 Hz, während bei der Reflexionsseismik Frequenzen zwischen 25 und 35 Hz beobachtet werden. Daher besitzt auch die Reflexionsseismik ein höheres Auflösungsvermögen. Wie oben schon angeführt wurde, kann jeder Reflexion eine Änderung des Wellenwiderstandes zugeordnet werden. Die seitliche Ausdehnung dieser Änderung des Wellenwider-

standes muß mindestens von der Größe einer Wellenlänge des seismischen Impulses sein: also von der Größe von 200 bis 300 m. Daher werden bei der Reflexionsseismik nicht nur Reflexionen von den Diskontinuitäten, sondern auch von kleinen Heterogenitäten zwischen den Diskontinuitäten beobachtet, sofern sie nur eine größere Ausdehnung als 200 bis 300 m haben.

Zu gleichem Ergebnis führt folgende Überlegung: Die in dieser Arbeit diskutierten Reflexionen wurden alle mit Apparaturen bei einer Filterstellung zwischen 25 und 70 Hz aufgenommen. Die beobachteten Reflexionen weisen vorwiegend Frequenzen von etwa 25 Hz auf. Es wurde aber auch bei anderen Messungen versucht, Reflexionen mit breitbandigen Apparaturen, d. h. mit einer Filterstellung von 10 bis 30 Hz, zu registrieren (FUCHS und KAPPELMAYER (1962) [23]). Selbst bei diesen Registrierungen konnten keine Reflexionen mit Frequenzen unter 20 Hz gefunden werden. Da angenommen werden kann, daß am Schußpunkt das gesamte Frequenzspektrum von etwa 1 bis 50 Hz angeregt wird, müßten auch Reflexionen tieferer Frequenz beobachtet werden. Daß solche Reflexionen bisher nicht registriert wurden, könnte seine Ursache darin haben, daß die Reflexionshorizonte in der Erdkruste in den meisten Fällen keine größere Ausdehnung als etwa 200 bis 300 m haben. Das heißt, die seitliche Ausdehnung der Änderung des Wellenwiderstandes ist in der ganzen Erdkruste meistens von der gleichen Größenordnung.

2.4 Zur Frage der Realität der Reflexionen

Bei Reflexionen langer Laufzeit erhebt sich stets die Frage, ob es sich um Reflexionen aus größerer Teufe handelt, oder ob die lange Laufzeit durch Mehrfach-Reflexionen (multiple Reflexionen) oder reflektierte Refraktionen (H. MENZEL (1958) [30]) verursacht wird. Sicher sind nicht alle der ausgewerteten Reflexionen mit langer Laufzeit einfache Reflexionen. Multiple Reflexionen können nur an solchen Reflexionshorizonten entstehen, die auch sehr kräftige einfache Reflexionen liefern. In der ungefalteten Molasse werden in den sedimentären Schichten meist drei solche Horizonte beobachtet: Eine Grenzfläche im Chatt (BO), die Tertiär-Basis (TB) und die Muschelkalk-Oberfläche (MuO). In der Abbildung 18 sind diese drei Horizonte eingetragen. Oben sind einige wenige Beispiele von Laufwegen für multiple Reflexionen eingezeichnet. In der Abbildung 18 rechts sind als gestrichene Linien alle Kombinationen von multiplen Reflexionen, die zwischen Erdoberfläche und den einzelnen Reflexionshorizonten möglich sind, dargestellt und die Bereiche gekennzeichnet, in denen z. B. zwei- oder dreifache Reflexionen auftreten. In jedem Seismogramm müßten also eine Unmenge multipler Reflexionen zu finden sein, wenn auch manche dieser multiplen Reflexionen fehlen könnten.

Auf der linken Hälfte der Abbildung 18 geben die ausgezogenen Striche die Lage der tatsächlich beobachteten Reflexionen (im Zeitmaßstab) an. Es würde theoretisch für jede dieser Reflexionen gelingen, eine Laufzeitkombination von multiplen Reflexionen zu finden.

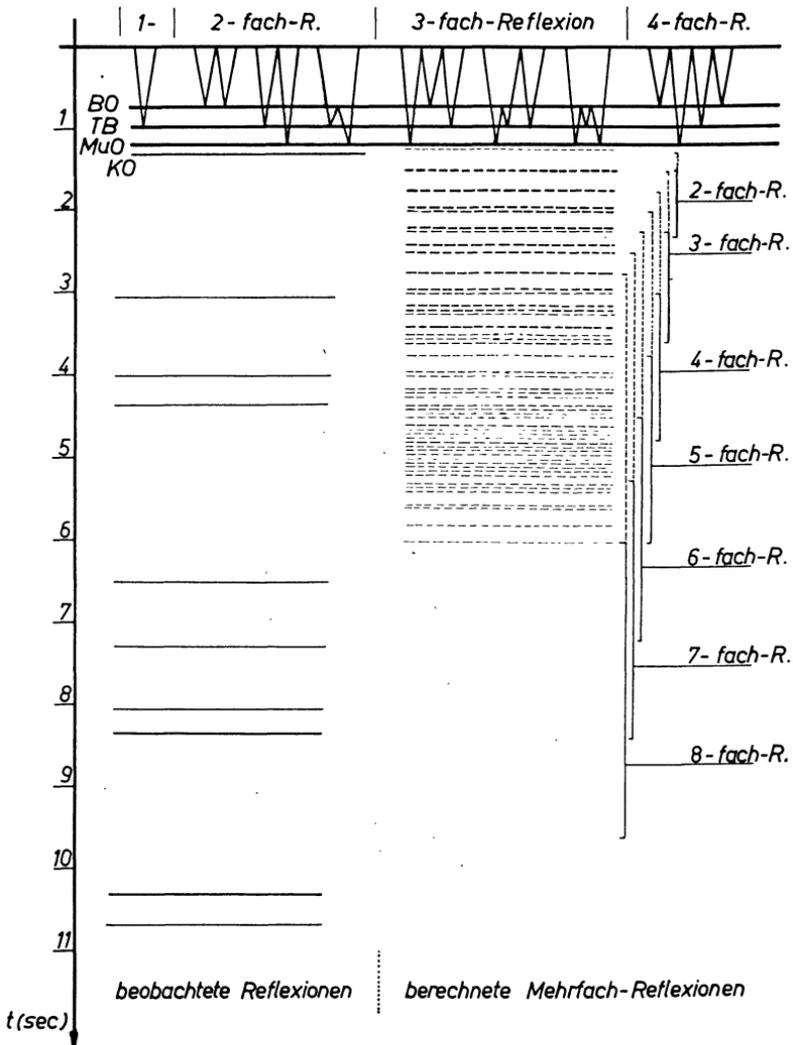


Abb. 18: Vergleich der Laufzeiten von Reflexionen, die in einem Seismogramm im allgemeinen beobachtet werden, mit multiplen Reflexionen an drei bekannten, guten Reflexionshorizonten (BO, TB und MuO) in den sedimentären Schichten. t Laufzeit, ——— BO Grenzfläche im Chatt, TB Tertiär-Basis, MuO Muschelkalkoberfläche (nur in der Westmolasse vorhanden), KO Kristallin-Oberfläche, ——— im Seismogramm beobachtete Reflexion, - - - - Multiple Reflexion.

In fast allen Gebieten gibt es jedoch Bereiche, insbesondere bei den kürzeren Laufzeiten, in denen kaum Reflexionen zu finden sind. In solchen Gebieten müßten z. B. die drei- bis sechsfachen Reflexionen ausfallen und dann erst wieder sieben- und achtfache Reflexionen auftreten. Jedoch gibt es keine Erklärung dafür, wie es möglich sein könnte, daß sieben- und achtfache Reflexionen an der Erdoberfläche beobachtet werden, die drei- bis sechsfachen Reflexionen dagegen nicht.

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 bei senkrechtem Einfall der Welle bestimmt durch die Wellenwiderstände der beiden Medien. Je mehr sich der Wellenwiderstand an der Grenzfläche ändert, desto größer ist der reflektierte Anteil.

Außerdem hängt der Anteil der an der Grenzfläche reflektierten Energie ab von dem Winkel, unter dem die Welle auf die Grenzfläche trifft. Jedoch ändert sich der Reflexionskoeffizient für die Longitudinalwelle bis zu einem Einfallswinkel von etwa 15^0 gegen die Grenzfläche kaum. Da aber unmittelbar am Schlußpunkt registriert wird, treffen die Wellen fast senkrecht auf die Grenzfläche.

Im folgenden Beispiel soll die Amplitudenabnahme bei einer zwei- und dreifachen Reflexion zwischen Erdoberfläche und Tertiär-Basis abgeschätzt werden.

Von dem Sprengpunkt breite sich eine Welle mit der Amplitude B aus. An der Tertiär-Basis erfolgt die größte Änderung des Wellenwiderstandes. Die Dichte erhöht sich von 2,5 auf 2,6 g/cm³ und die Geschwindigkeit von 4000 auf 5000 m/sec. An der Erdoberfläche wird dann die einfache Reflexion mit der Amplitude $B/8$, die zweifache mit der Amplitude $B/64$ und die dreifache mit der Amplitude $B/512$ registriert. — Außerdem muß noch eine Amplitudenabnahme wegen des größeren Absorptionskoeffizienten in den sedimentären Schichten und eine weitere wegen der räumlichen Ausbreitung der Wellen berücksichtigt werden. Die Amplitudenabnahme durch Absorption wird nach folgender Beziehung ermittelt (O. FÖRTSCH (1956) [22]):

$$B = B_0 e^{-\frac{2\alpha r}{\lambda}}$$

Dabei stellen B und B_0 die Amplituden an zwei Stellen dar, zwischen denen die Entfernung r liegt. λ ist die Wellenlänge und α der Absorptionskoeffizient. α hat für kristalline Gesteine etwa den Wert $\alpha = 0,012$ und für die tertiären Sedimente den Wert $\alpha = 0,03$ (O. FÖRTSCH (1956) [22]). — Da sich die Welle räumlich ausbreitet, nimmt die Amplitude mit $1/r$ ab, wobei r den von der Welle durchlaufenen Weg darstellt. — Bei Berücksichtigung aller dieser Faktoren wird an der Erdoberfläche die einfache Reflexion von der Tertiär-Basis (bei Annahme einer Mächtigkeit von 2000 m für das Tertiär) mit der Amplitude $B/26$, die zweifache etwa mit der Amplitude $B/1400$ und die dreifache etwa mit der Amplitude $B/51\,000$ registriert.

Die Amplitude der einfachen Reflexion von der Tertiär-Basis verhält sich zu der der dreifachen Reflexion von der Tertiär-Basis wie 1:2000. Da die bei der Reflexionsseismik verwendeten Apparaturen aber nur Amplituden bis zu dem Ver-

hältnis 1:1000—10000 ausgleichen, könnte die dreifache Reflexion günstigenfalls gerade noch registriert werden.

Nimmt man an, daß sich in den sedimentären Schichten ein weiterer Horizont befindet, z. B. die Muschelkalk-Oberfläche (MuO), die einen ebenso großen Reflexionskoeffizienten wie die Tertiär-Basis (TB) aufweist, so erhöht sich für die zweifache Reflexion die Amplitude in der oben angeführten Abschätzung um den Faktor 2, da zwei Wege für die Welle möglich sind:

1. EO — MuO — EO — TB — EO. (EO = Erdoberfläche)
2. EO — TB — EO — MuO — EO.

Da beide seismischen Impulse die gleiche Laufzeit aufweisen, können sie im Seismogramm nicht getrennt werden. Bei der dreifachen Reflexion an den Horizonten TB und MuO tritt dann in der oben angeführten Abschätzung eine entsprechende Amplitudenerhöhung um den Faktor 3 auf.

Noch ungünstiger sind die Amplitudenverhältnisse bei mehrfachen Reflexionen, bei denen beide Reflexionshorizonte im Untergrund liegen. Wird der Reflektor Erdober-

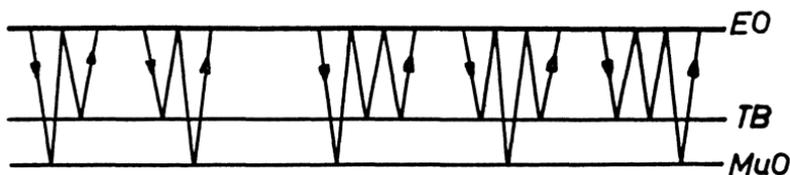


Abb. 19: Laufwege von zweifachen und dreifachen Reflexionen mit gleicher Laufzeit.

fläche 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 wird die Absorption wegen des kleineren Absorptionskoeffizienten in den tieferen Schichten geringer werden. In dem oben aufgeführten Beispiel würden dann bei der zweifachen Reflexion an der Erdoberfläche etwa die Amplitude $B/2000$ und bei der dreifachen Reflexion etwa die Amplitude $B/100000$ registriert.

Weiterhin soll abgeschätzt werden, ob von der aus der Erdbeben- und Refraktionsseismik bekannten Mohorovičić-Diskontinuität (im folgenden als M-Diskontinuität bezeichnet), die sich in einer Tiefe von etwa 30 km befindet, Reflexionen mit meßbaren Amplituden an der Erdoberfläche beobachtet werden können.

In den meisten Seismogrammen werden zwischen Tertiär-Basis und M-Diskontinuität acht Reflexionshorizonte beobachtet. Von diesen Reflexionshorizonten hat vermutlich keiner einen größeren Reflexionsfaktor als 0,1. An der M-Diskontinuität wird ein Dichtesprung von 3,0 auf 3,3 g/cm³ und ein Geschwindigkeitssprung von 7200 auf

8300 m/sec angenommen. Damit wird der Reflexionsfaktor an der M-Diskontinuität zu 0,12 berechnet. Der Weg der Welle zur M-Diskontinuität ist etwa zehnmal so groß wie der Weg zur Tertiär-Basis. — Bei Berücksichtigung dieser Faktoren sowie der Absorption hat die Amplitude der von der M-Diskontinuität reflektierten Welle die Größe $B/300$. Dagegen war die berechnete Amplitude der zweifachen Reflexion an der Tertiär-Basis etwa $B/1400$. Die Amplitude der von der M-Diskontinuität reflektierten Welle ist also immer noch größer als die zweifache Reflexion der Tertiär-Basis. — Die obige Abschätzung gilt jedoch nur dann, wenn die M-Diskontinuität eine „messerscharfe“ Diskontinuität ist, d. h. der Wellenwiderstand in der Größenordnung der Wellenlänge, der bei der Reflexionsseismik registrierten Wellen sich ändert: das sind 200 bis 300 m. — Es wurde ausgeführt, daß sich im Bereich der Diskontinuitäten der Wellenwiderstand an mehreren kleineren Grenzflächen ändert. Man könnte sich z. B. vorstellen, daß die Änderung des Wellenwiderstandes an einer dieser untergeordneten Grenzflächen wesentlich stärker ist als an den anderen untergeordneten Grenzflächen und daß von dieser Grenzfläche etwa $\frac{1}{3}$ der gesamten berechneten Amplitude der M-Diskontinuität reflektiert wird.

An der Erdoberfläche würden dann immer noch von den an der M-Diskontinuität reflektierten Wellen Amplituden von etwa $B/1000$ registriert. Diese Amplituden liegen also immer noch in der Größenordnung der Amplituden der zweifachen Reflexion an der Tertiär-Basis. Ob diese Reflexionen registriert werden, wird also im wesentlichen von der verwendeten Ladungsmenge und dem Störpegel abhängen.

Die oben gezeigte Abschätzung für die Amplitudenabnahme von Wellen bei der Reflexion an Grenzflächen gilt jedoch nur dann, wenn die Reflexionshorizonte eben ausgebildet sind und keine Krümmungen aufweisen. — Bei einer bestimmten geometrischen Ausbildung eines Reflexionshorizontes kann es zu einer Konzentration oder Zerstreuung der Energie von reflektierten Wellen an der Erdoberfläche kommen. Dabei ist entweder an eine Krümmung des Reflektors, der wie ein „Hohlspiegel“ wirkt, oder an eine Krümmung der Grenzflächen im Hangenden des Reflektors, die eine „Linsenzirkung“ verursachen können, zu denken. In jedem Meßgebiet könnte an bestimmten Punkten eine solche „Spiegel-“ oder „Linsenzirkung“ auftreten und so durch die Energiekonzentration möglicherweise auch vierfache Reflexionen registriert werden. Einzelne Reflexionen könnten sicher so gedeutet werden. — Die Registrierpunkte der Meßgebiete jedoch sind über einen großen Raum statistisch verteilt; es ist daher sehr unwahrscheinlich, daß es durch die besondere Gestalt der Reflexionshorizonte an allen Registrierpunkten gleichzeitig zu einer Konzentration der Energie der reflektierten Wellen an der Erdoberfläche kommt. — Solange die in der Seismik allgemein anerkannte Theorie über das Verhalten von Wellen an Grenzflächen Gültigkeit hat, darf jedenfalls im allgemeinen nur mit zwei- und dreifachen Reflexionen gerechnet werden. Es muß also angenommen werden, daß von einem bestimmten Bereich an, der in den Häufigkeitsverteilungen, wie weiter unten ausgeführt ist, gekennzeichnet ist, zum größten Teil Reflexionen aus der tieferen Erdkruste angetroffen werden.

Es wurde gezeigt, daß in den Häufigkeitsverteilungskurven (Abb. 12 bis 16) Maxima bei bestimmten Reflexionslaufzeiten auftreten. In den Häufigkeitsverteilungskurven geben senkrechte, gestrichene Linien etwa die Laufzeit für die zweifache Reflexion an der Tertiär-Basis und der Kristallin-Oberfläche an. Die senkrechten, punktierten Linien geben etwa die berechnete Laufzeit für die dreifache Reflexion an der Tertiär-Basis und der Kristallin-Oberfläche an. Die Kristallin-Oberfläche ist jedoch im deutschen Alpenvorland kein guter Reflektor. Mit den Linien für die Kristallin-Oberfläche sollen die Grenzen für das Auftreten von zwei- und dreifachen Reflexionen aus den sedimentären Schichten dargestellt werden.

Den Häufigkeitsverteilungskurven kann entnommen werden, daß in verschiedenen Gebieten das Maximum bei etwa 4 sec Laufzeit — das später der F-Diskontinuität zugeordnet wird — als zweifache Reflexion an der Tertiär-Basis gedeutet werden kann. Jedoch kann diese Deutung nicht auf alle Gebiete übertragen werden.

Wenn die Maxima längerer Laufzeiten in der Verteilungskurve durch multiple Reflexionen entstanden wären, so müßten sich die Reflexionszeiten, die zu den verschiedenen Maxima gehören, um ganz bestimmte Differenzen unterscheiden. So ist es z. B. im Meßgebiet Alz—Salzach möglich, das mit C bezeichnete Maximum als Mehrfach-Reflexion zwischen Erdoberfläche, Tertiär-Basis bzw. Kristallin-Oberfläche und der zu dem mit F bezeichneten Maximum gehörigen Grenzfläche oder im Gebiet Ostermünchen das mit M bezeichnete Maximum als Mehrfach-Reflexion zwischen dem mit F-Grenzfläche bezeichneten Maximum, Erdoberfläche und dem mit C-Grenzfläche bezeichneten Maximum zu erklären. Diese Deutungen gelten nur für die angeführten Meßgebiete und können nicht auf andere Gebiete übertragen werden.

Auch können die Maxima der Häufigkeitsverteilungskurven nicht durch reflektierte Refraktionen 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 reflektierenden Refraktionen eine statistische Verteilung aufweisen.

2.5 Beurteilung der Häufigkeitsverteilungen durch das χ^2 -Prüfverfahren

In den Häufigkeitsverteilungskurven, in denen die in einem Zeitintervall von 0,1 sec beobachtete Anzahl von Reflexionen eines Meßgebietes über die Laufzeit aufgetragen ist, sind Maxima zu erkennen, die recht unterschiedlich ausgeprägt sind. Um zu entscheiden, ob ein solches Maximum reell oder zufallsbedingt ist, kann man sich zunächst des Eindruckes bedienen, den ein solches Maximum auf den Betrachter ausübt. — Außerdem kann zur Beurteilung der Maxima der Häufigkeitsverteilungskurven ein statistisches Prüfverfahren herangezogen werden. Ergibt das statistische Prüfverfahren für ein Maximum ein positives Ergebnis, so soll hier von einem „reellen Maximum“ gesprochen werden. Die Wahrscheinlichkeit, daß das Maximum reell ist, ist dann 90%.

Hier werden weiter unten nur „reelle Maxima“ betrachtet und nur ihnen später Diskontinuitäten zugeordnet.

Um die Häufigkeiten einer beobachteten Verteilung mit den unter einer bestimmten Annahme zu erwartenden Werten zu vergleichen, kann man sich nach S. KOLLER (1953) [38] des χ^2 -Prüfverfahrens bedienen. Es soll also geprüft werden, ob die der Berechnung der Erwartungswerte n_{0i} zugrunde gelegte Hypothese mit den Beobachtungen vereinbar ist.

Die in N -Klassen beobachteten Häufigkeiten seien mit n_i , die theoretisch zu erwartenden Werte mit n_{0i} bezeichnet. Um zu prüfen, ob die Gesamtheit der Differenzen

$$n_i - n_{0i} \quad i = 1, 2, \dots, N$$

als zufällig oder als wesentlich anzusehen sei, muß die Größe χ^2 berechnet werden:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^N \frac{(n_i - n_{0i})^2}{n_{0i}},$$

m sei die Anzahl der Freiheitsgrade. Die Anzahl der Freiheitsgrade ist gleich der Zahl der Differenzen $n_i - n_{0i}$, die voneinander linear unabhängig sind. Die Summe der Differenzen muß gleich Null sein, deshalb besteht zwischen den N -Größen eine lineare Beziehung. Die Zahl der Freiheitsgrade ist gleich $m = N - 1$. Es wird der Wert χ^2/m gebildet und mit einem aus einer Tafel entnommenen Wert $(\chi^2/m)_{\text{theor}}$ verglichen. In Tafel 9 bei S. KOLLER [38] ist zu jedem m dasjenige $(\chi^2/m)_{\text{theor}}$ angegeben, das bei Gültigkeit der zu prüfenden Hypothese im Rahmen der „erlaubten Zufallsschwankungen“ nicht überschritten werden darf. Überschreitung dieses Wertes bedeutet statistische Widerlegung der Hypothese.

Das Verfahren setzt voraus, daß der Erwartungswert möglichst in keiner Klasse unter 10 ist. Sollte dies der Fall sein, so müssen benachbarte Klassen, soweit dies sachlich möglich ist, zusammengefaßt werden.

Dieses χ^2 -Prüfverfahren wurde zur Beurteilung der Häufigkeitsverteilungskurven (Abb. 14 bis 18) der einzelnen Meßgebiete herangezogen. Dabei wurde zuerst geprüft, ob alle Reflexionen statistisch verteilt sind. n_0 ist der Erwartungswert. n_0 wurde ermittelt aus der Gesamtzahl H der Reflexionen und der Zahl der Zeitintervalle N :

$$n_0 = n_{0i} = \frac{H}{N}.$$

In der Tabelle 2 sind die berechneten Werte (χ^2/m) und die entsprechenden theoretischen Werte $(\chi^2/m)_{\text{theor}}$ nach S. KOLLER [38] angegeben. In allen Meßgebieten haben die theoretischen Werte einen wesentlich kleineren Betrag als die beobachteten Werte, die etwa drei- bis dreißigmal so groß sind, wie die theoretischen Werte. Das heißt: Die Reflexionen sind über alle Klassen nicht statistisch verteilt. Die Maxima der Häufigkeitsverteilungskurven beruhen, diesem Test entsprechend, nicht auf zufälligen Schwankungen.

Tabelle 2: Ergebnisse des χ^2 -Prüfverfahrens für die Häufigkeitsverteilungskurven

Meßgebiet	S Anzahl der Reflexionen pro Seismogramm	n_0 Anzahl der Reflexionen pro Zeitintervall von 0,1 sec aller Seismogramme eines Meßgebietes	(χ^2/m) theoret. nach S. KOLLER	(χ^2/m) berechnet	(χ^2/m) berechnet / (χ^2/m) theoret.
1. Schwäbische Alb	4,1	9,8	1,5	6,0	4,0
2. Ravensburg—Ehingen	7,6	16,8	1,6	12,4	7,8
3. Biberach	8,3	51,6	1,5	38,1	25,4
4. Wangen—Aitrach	3,3	5,2	1,9	7,9	4,2
5. Mindelheim-Nord	6,4	13,8	1,5	7,8	5,2
6. Markt Wald	7,6	29,3	1,5	9,1	6,1
7. Kaufbeuren-Nord	7,9	24,0	1,5	9,9	6,6
8. Landau—Ortenburg	8,2	8,9	1,7	4,7	2,8
9. Hofkirchen—Schwindegg	2,5	7,8	1,8	21,3	11,2
10. Moosach-Ost	3,5	2,9	2,3	16,3	7,1
11. Moosach-Süd	6,5	23,5	1,5	19,3	12,9
12. Ostermünchen—Mangfall	5,3	39,6	1,5	47,0	31,4
13. Inn—Chiemsee	5,1	8,6	1,8	17,4	9,7
14. Traunstein	1,5	5,6	2,0	18,9	9,5
15. Alz—Salzach	5,8	33,8	1,5	14,3	9,5
16. Murnau, Kocheh, Weilheim	5,2	10,3	1,5	10,6	7,1
17. Füssen—Kaufbeuren-Süd	1,2	3,6	2,0	8,6	4,3
18. Immenstadt	4,5	5,8	1,8	24,2	13,4
19. Ammersee	2,9	6,4	1,8	7,5	4,2

Nach dem χ^2 -Prüfverfahren wurden die Häufigkeitsmaxima der Verteilungskurven einzeln untersucht. Dabei ergab das Prüfverfahren bei der größten Anzahl der Meßgebiete im wesentlichen drei große Maxima, die sich den aus der Auswertung von Nahbeben und Großsprengungen bekannten Diskontinuitäten zuordnen lassen. Diese Diskontinuitäten haben folgende Bezeichnungen: Förtsch-Diskontinuität (im folgenden als F-Diskontinuität bezeichnet), Conrad-Diskontinuität (C-Diskontinuität) und Mohorovičić-Diskontinuität (M-Diskontinuität). In einigen Meßgebieten konnten jedoch nicht alle Diskontinuitäten festgestellt werden.

1. F-Diskontinuität fehlt in folgenden Meßgebieten: Landau—Ortenburg, Biberach, Ravensburg—Ehingen.
2. C-Diskontinuität fehlt in folgenden Meßgebieten: Wangen—Aitrach, Traunstein, Inn—Chiemsee, Füssen—Kaufbeuren-Süd, Ravensburg—Ehingen, Biberach, Schwäbische Alb, Ammersee.
3. M-Diskontinuität fehlt in folgenden Meßgebieten: Biberach, Moosach-Ost, Inn—Chiemsee, Traunstein (in den beiden Gebieten Inn—Chiemsee und Traunstein konnte die M-Diskontinuität nicht nachgewiesen werden, da die Registrierung bei den Seismogrammen vorzeitig abgebrochen wurde (bei etwa 7 bis 8 sec)).

In den Meßgebieten Biberach, Ravensburg—Ehingen und Schwäbische Alb kann zwar aus der Verteilungskurve kein ausgeprägtes Maximum für die C-Diskontinuität festgestellt werden. Doch zeigt das Laufzeitprofil aus dem Meßgebiet Biberach (Abb. 5) eine Gruppe von Reflexionen im Bereich der zu erwartenden C-Diskontinuität bei einer Laufzeit von etwa 7,5 sec, die sich von den kräftigen Reflexionen mit längeren Laufzeiten deutlich abheben. In den oben aufgeführten Meßgebieten kann von einer Laufzeit von etwa 7,0 sec an eine starke Zunahme von Reflexionen beobachtet werden. Es wird angenommen, daß das Zeitintervall, in dem die Zunahme der Reflexionen beobachtet wird, mit der C-Diskontinuität zu identifizieren ist.

Daß im Meßgebiet Biberach die M-Diskontinuität aus der Verteilungskurve nicht nachgewiesen werden kann, könnte seine Ursache darin haben, daß unterhalb der C-Diskontinuität der Wellenwiderstand weiterhin stark sprunghaft ansteigt und im Bereich der M-Diskontinuität dann nur noch eine geringe Änderung des Wellenwiderstandes auftritt. Daher können nur wenige und schwache Reflexionen von der M-Diskontinuität beobachtet werden.

Weiterhin wurde das Prüfverfahren angewandt, um zu prüfen, ob die Reflexionen zwischen den großen Maxima statistisch verteilt sind. Hier bestätigte das Prüfverfahren in fast allen Gebieten eine „Zufallsverteilung“. — Nicht statistisch verteilt sind dagegen die Reflexionen unter anderem zwischen F- und C-Diskontinuität in dem Meßgebiet Markt Wald und zwischen C- und M-Diskontinuität in dem Meßgebiet Alz—Salzach.

In diesen Gebieten kann jeweils ein ausgeprägtes zusätzliches Maximum festgestellt werden, aus deren Vorhandensein auf zwei untergeordnete Diskontinuitäten geschlossen werden kann. Diese Diskontinuitäten sollen entsprechend ihrer Lage als FC- und CM-Diskontinuität bezeichnet werden.

Außerdem sind die Reflexionen zwischen C- und M-Diskontinuität in dem Gebiet Kaufbeuren-Nord im Sinne dieses Testes nicht statistisch verteilt. Es läßt sich in diesem Gebiet eine Häufung von Reflexionen innerhalb eines großen Zeitintervalles von 2,0 sec feststellen.

In den Gebieten Markt Wald, Biberach, Ravensburg—Ehingen und Schwäbische Alb findet man in den Verteilungskurven statt der erwarteten C-Diskontinuität eine starke Häufung von Reflexionen innerhalb größerer Zeitintervalle (bis 3,0 sec). Eine Deutung soll in Abschnitt 2.7 gegeben werden.

In dem Gebiet Landau—Ortenburg lassen sich für die M-Diskontinuität zwei Maxima finden, die miteinander in keinem Zusammenhang stehen.

In einigen Meßgebieten war zu prüfen, ob Nebenmaxima, die sich am Rande eines großen Maximum befinden, eine reelle Bedeutung zukommt. Die Erwartungswerte n_{0i} werden dann so gewählt, daß in dem zu prüfenden Bereich N_1 bis N_2

$$\chi^2 = \sum_{N_1}^{N_2} \frac{(n_i - n_{0i})^2}{n_{0i}} = \text{Minimum}$$

ein Minimalwert wird.

Es soll geprüft werden, ob die Erwartungswerte monoton ansteigen und vom Maximum ebenso abfallen. Das Prüfverfahren lieferte für alle Meßgebiete ein positives Ergebnis. Eine Ausnahme bildet die Häufigkeitsverteilungskurve des Gebietes Ravensburg—Ehingen. Hier ergibt das Prüfverfahren, daß dem Nebenmaximum bei 9,8 sec eine „reelle“ Bedeutung zukommt. Dieses Maximum kann der M-Diskontinuität zugeordnet werden.

2.6 Geschwindigkeitsverteilung und Teufenberechnung

Um die Teufe der Diskontinuitäten, deren Laufzeit aus den Häufigkeitsverteilungen hervorgeht, zu bestimmen, ist die Kenntnis der Geschwindigkeitsverteilung in der Erdkruste erforderlich.

Als Geschwindigkeit für die sedimentären Schichten wurden Werte benutzt, die die Ergebnisse von Bohrlochversenkmessungen lieferten. In Abbildung 20 sind nach H. JOHN (1957) [35] die Durchschnittsgeschwindigkeiten im Tertiär in Abhängigkeit von der Teufe der Tertiär-Basis in der ungefalteten Molasse eingetragen. Nach H. JOHN (1957) [35] nimmt die Durchschnittsgeschwindigkeit im Tertiär nach Westen hin zu. Die Kurven geben die für die Teufenberechnung der Diskontinuitäten benutzten Durchschnittsgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Mächtigkeit des Tertiärs in den Gebieten zwischen Bodensee und Iller, Iller und Lech sowie Lech und Salzach an.

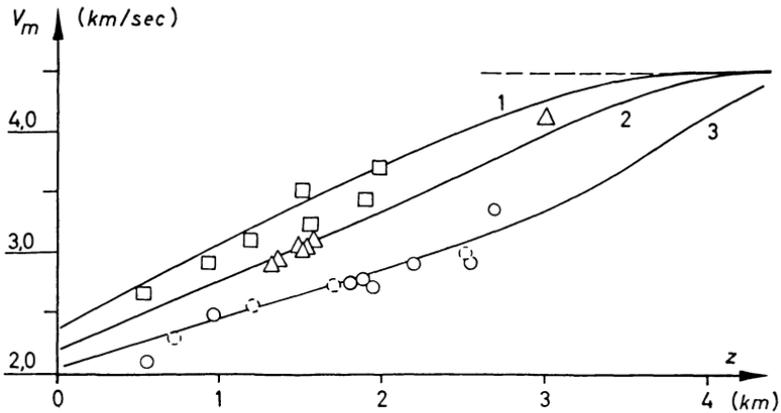


Abb. 20: Abhängigkeit der Durchschnittsgeschwindigkeit v_m von der Mächtigkeit des Tertiärs z nach H. JOHN (1957) [35]. 1 = zwischen Bodensee und Iller (\square Bohrungen), 2 = zwischen Iller und Lech (\triangle Bohrungen), 3 = östlich des Lechs (\circ Bohrungen), \square von der Prospektionsseismik benutzte Werte in der Ostmolasse [42].

In der gefalteten Molasse wurde eine mittlere Geschwindigkeit von 4500 m/sec nach F. BREYER und G. DOHR (1959) [11] für das Tertiär verwendet. Die Teufe der Tertiärbasis wurde entweder den Bohrergebnissen nach H. PORTH (1963) [46] oder den Tiefenlinienplänen der seismischen Prospektion entnommen. In jedem Meßgebiet wurde mit einer mittleren Tertiär-Mächtigkeit gerechnet.

Für das Mesozoikum wurde aus den Ergebnissen der Tiefbohrung Scherstetten nach A. ROLL (1955) [58] die mittlere Schichtgeschwindigkeit zu 4900 m/sec berechnet. Dieser Geschwindigkeitswert wurde für das gesamte Mesozoikum im deutschen Alpenvorland verwendet.

Die Mächtigkeit des Mesozoikums in dem Gebiet zwischen Lech und Iller beträgt nach den Tiefbohrungen Scherstetten (A. ROLL (1955) [58]) und Heimertingen (E. VOLZ (1956) [71]) etwa 700 m. Die Mächtigkeit des Mesozoikums nimmt westlich der Iller zu (Tiefbohrung Geisbeuren) und erreicht am Bodensee etwa 1000 m entsprechend der Tiefbohrung Dingelsdorf (K. LEMCKE und R. WAGNER (1961) [41]). Im Gebiet der Schwäbischen Alb weist das Mesozoikum nach Ergebnissen der Tiefbohrung Upflamör (E. WIRTH (1960) [75]) eine Mächtigkeit von etwa 1000 m auf. H. REICH [50] nahm 1953 für die Berechnung der Teufe der Reflexionen, die bei den Sprengungen bei Blaubeuren beobachtet wurden, für das Mesozoikum im Gebiet der Schwäbischen Alb eine Durchschnittsgeschwindigkeit von etwa 3500 m/sec an. Im Ostteil der ungefalteten Molasse zwischen dem Landshut-Neuöttinger Schwerehoch und dem Alpenrand ist die Mächtigkeit des Mesozoikums weitgehend unbekannt. Es wird eine Mächtigkeit von etwa 1000 m vermutet. Im Gebiet des Landshut-Neuöttinger Schwerehochs liegt das Tertiär direkt unter Ausfall des gesamten Mesozoikums auf dem Paläozoikum oder Kristallin, wie die Tiefbohrungen Aich, Rott, Neumarkt, St. Veit, Gendorf, Kastl,

Geretsberg und Perwang (K. LEMCKE (1961) [40]) gezeigt haben. Zwischen dem Landshut-Neuöttinger Schwerehoch und dem Kristallin des Bayerischen Waldes ergab die Tiefbohrung Tanndorf eine Kreidemächtigkeit von etwa 1000 m. In diesem Gebiet wird für die Kreide mit einer Schichtgeschwindigkeit von 3600 m/sec gerechnet.

Das Paläozoikum wurde in der Ostmolasse in der Nähe des Landshut-Neuöttinger Schwerehochs in den folgenden Bohrungen angetroffen und teilweise durchteuft: Bohrung Kastl 1, Gendorf 1, Alzgern 1 und Geretsberg 1 (K. LEMCKE (1961) [40]). Es hat dort nur geringe Mächtigkeit (etwa 30 m), so daß es unberücksichtigt bleiben kann. Weiterhin wurde das Paläozoikum westlich der Iller in der Tiefbohrung Mönchsrot 14 nachgewiesen (K. LEMCKE (1962) [40]). Auch hier hat es eine geringe Mächtigkeit: etwa 35 m. Größere Mächtigkeit hat das Paläozoikum nur in der Nähe des Bodensees (Bohrung Dingelsdorf 1): etwa 720 m (K. LEMCKE und R. WAGNER (1961) [41]).

Das Diluvium kann im gesamten Gebiet des deutschen Alpenvorlandes für die Teufenberechnung vernachlässigt werden, da es selbst in Gebieten mit größerer Moränenbedeckung nur Mächtigkeiten bis zu 100 m aufweist.

Angaben für die Geschwindigkeitsverteilung in dem Bereich unterhalb der Kristallin-Oberfläche liefern nur die Refraktions- und die Erdbebenseismik. Für den süddeutschen Raum können die Ergebnisse der Haslach-Sprengung (J. ROTHÉ und E. PETERSCHMITT (1950) [60], O. FÖRTSCH (1952) [21] und die vorläufigen Ergebnisse der Sprengungen bei Hilders (Rhön), Böhmisches-Bruck (Oberpfalz) und Eschenlohe (Alpenrand) (K. FUCHS (1962) [24], P. GIESE (1963) [27], CL. PRODEHL (1962) [47]) herangezogen werden.

Außerdem hat eine neuere Bearbeitung von sieben Beben in Mitteleuropa neue Angaben für die Geschwindigkeitsverteilung geliefert (A. G. BIKHIT (1962) [8]). In der Tabelle 3 sind diese Werte, die verschiedene Autoren erhalten haben, zusammengestellt.

Tabelle 3: Geschwindigkeitswerte in Süddeutschland aus Ergebnissen der Refraktions- und Erdbebenseismik

	Haslach-Sprengung		Eschenlohe und Hilders FUCHS 1962	Böhmisches- Bruck GIESE 1963	Eschenlohe PRODEHL 1962	Erdbeben BIKHIT 1962
	ROTHÉ und PETERSCHM. 1950	FÖRTSCH 1952				
Krist.-O.	----- 5,63	----- 5,88	----- 5,92	----- 5,9	----- 5,9	----- 5,59 km/sec
F-Disk.	----- 5,97	----- 6,005		----- 6,1 (6,0)		
C-Disk.	----- 6,54	----- 6,55	----- 6,86	----- 6,4		----- 6,46 km/sec
CM-Disk.						----- 7,19 km/sec
M-Disk.	----- 8,15	----- 8,34	----- 8,45	----- 8,2		----- 8,37 km/sec

Aus den in der Tabelle 3 angeführten Geschwindigkeiten wird für die Teufenberechnung der Diskontinuitäten folgende Geschwindigkeitsverteilung ausgewählt:

Kristallin-Oberfläche	-----
	5,8 km/sec
F-Diskontinuität (4,1 sec)	-----
	6,0 km/sec
C-Diskontinuität (7,2 sec)	-----
	6,5 km/sec
CM-Diskontinuität (8,5 sec)	-----
	7,1 km/sec
M-Diskontinuität (10,5 sec)	-----

Die eingeklammerten Werte geben die im Durchschnitt bei allen Meßgebieten beobachteten Laufzeiten für die Häufigkeitsmaxima an, die den Diskontinuitäten zugeordnet werden und deren Teufe bestimmt werden soll. Wenn in einem Meßgebiet ein Häufigkeitsmaximum für eine der Diskontinuitäten fehlt, wie es vor allem für die CM-Diskontinuität zutrifft, dann wird bis zu der oben angegebenen Laufzeit mit der jeweiligen Geschwindigkeit gerechnet.

Die Teufenberechnung ist von der gewählten Geschwindigkeitsverteilung abhängig. Die aus der Refraktionsseismik abgeleiteten Geschwindigkeiten sind mit gewissen Unsicherheiten behaftet, die dementsprechend in die Teufenberechnung eingehen. Die Refraktionsseismik ergibt eine über eine große horizontale Entfernung (bis zu 300 km) gemittelte Geschwindigkeit. Sicher treten aber auch Änderungen in der Geschwindigkeitsverteilung in horizontaler Richtung auf, wie ein Vergleich der Verteilung der Reflexionen in den verschiedenen Meßgebieten zeigt.

Die Mächtigkeit und Geschwindigkeit für das Tertiär ist durch eine Anzahl von Bohrungen (H. JOHN (1957) [35], F. BREYER und G. DOHR (1959) [11], H. PORTH (1963) [46]) hinreichend bekannt, so daß die Fehler für die Teufenberechnung aus dem Bereich des Tertiärs so gering sind, daß sie vernachlässigt werden können. Dagegen ist die Mächtigkeit des Mesozoikums nicht so genau bekannt.

Die Abb. 21 soll an einem Beispiel veranschaulichen, wie groß der auftretende Fehler wird, wenn man für den Bereich unterhalb der Tertiär-Basis folgende Variationen in den der Berechnung zugrunde gelegten Werten zuläßt: für die Mächtigkeit des Mesozoikums: angenommener Wert ± 200 m; für Schwankungen in der Durchschnittsgeschwindigkeit: im Mesozoikum: zwischen 3500 und 5200 m/sec; in dem Bereich zwischen F- und C-Diskontinuität 6000 ± 100 m/sec und zwischen C- und M-Diskontinuität Variationen zwischen 6500 und 7200 m/sec.

In Abbildung 21 ist auf der Abszisse die Laufzeit und auf der Ordinate die Teufe eingetragen. Als Beispiel werden die Ergebnisse des Meßgebietes Mindelheim-Nord herangezogen. Die Punkte stellen folgende Grenzflächen dar: Tertiär-Basis, Kristallin-Oberfläche, Maxima der Verteilungskurve für F-Diskontinuität, C-Diskontinuität und M-Diskontinuität. Der Abbildung kann man für jede Grenzfläche die zu ihrer Laufzeit

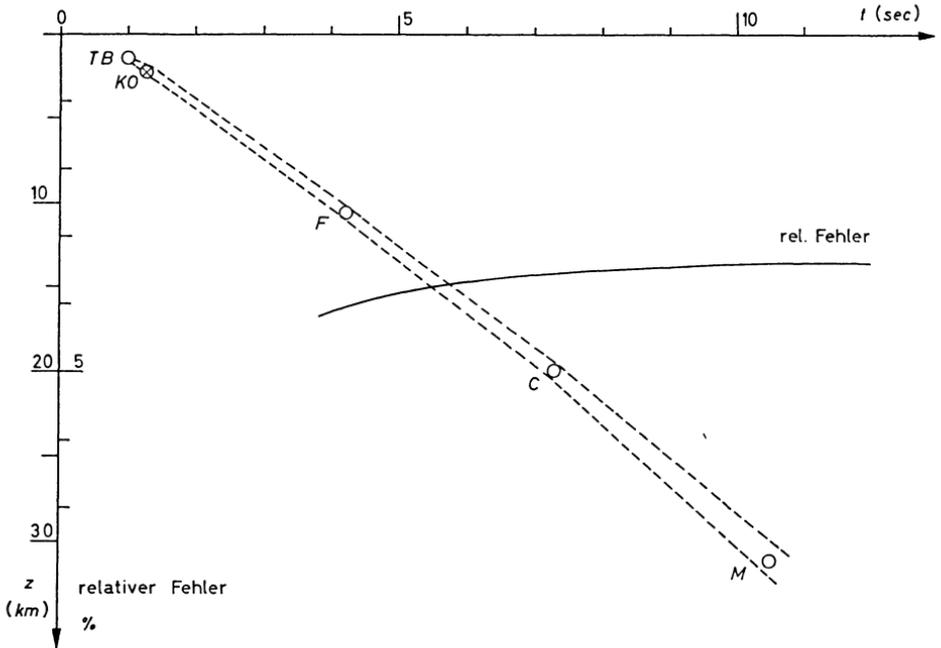


Abb. 21: Der bei der Teufenberechnung auftretende Fehler in Abhängigkeit von der Laufzeit t . z Teufe. \circ TB Tertiär-Basis, \otimes KO Kristallin-Oberfläche, \circ F, \circ C und \circ M stellen die den Maxima der Häufigkeitsverteilungen entsprechenden Laufzeiten (und Teufen) für die F-, C- und M-Diskontinuität dar. ---- Bereich für die möglichen Fehler der Diskontinuitäten, ————— relativer Fehler.

gehörige Teufe (oder umgekehrt) entnehmen. Die Neigung einer gedachten Geraden, die zwei benachbarte Punkte verbindet, gibt die Durchschnittsgeschwindigkeit an. Die gestrichelten Linien geben die Abweichungen von den berechneten Werten an, wenn man die oben aufgeführten Variationen in der der Rechnung zugrunde gelegten Annahme zuläßt. Die Abbildung enthält weiterhin eine Darstellung, die den auftretenden relativen Fehler angibt. Dieser relative Fehler ist abhängig von der Reflexionszeit. Für die M-Diskontinuität beträgt der relative Fehler etwa 3,3%: das sind ± 1 km. In den obengenannten Annahmen ist berücksichtigt worden, daß Geschwindigkeitsänderungen auch in horizontaler Richtung auftreten können.

2.7 Ergebnisse der Auswertungen

Die Tabelle 4 enthält die Teufen der Diskontinuitäten, die aus den Häufigkeitsverteilungskurven mit der gewählten Geschwindigkeitsverteilung abgeleitet wurden. Während die ersten Werte in der Tabelle 4 die den Häufigkeitsmaxima entsprechenden Teufen für die Diskontinuitäten angeben, sollen die dahinter in Klammern stehenden Werte den Übergangsbereich (Schwankungsbreite) für jede Diskontinuität angeben.

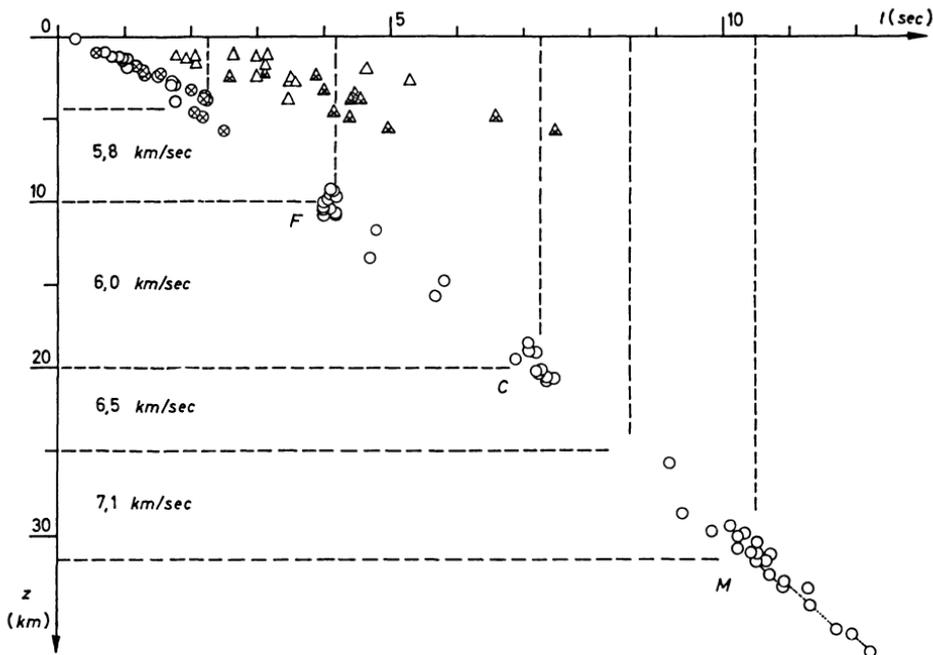


Abb. 22: Lage der Tertiär-Basis \circ , Kristallin-Oberfläche \otimes , F-, C- und M-Diskontinuität (\circ entspricht jeweils dem Maximum für die Diskontinuitäten aus der Häufigkeitsverteilungskurve). Δ bzw. $\Delta+$ stellt die Lage für die 2- und 3fachen Reflexionen an der Tertiär-Basis bzw. Kristallin-Oberfläche dar.

Ein Vergleich der in der Tabelle 4 angegebenen Werte läßt vor allem unterschiedliche Teufen für die M-Diskontinuität erkennen. Der in der Teufenberechnung eingehende Fehler wurde für die M-Diskontinuität in Abschnitt 2.6 mit ± 1 km angegeben. Daher könnte zunächst angenommen werden, daß die M-Diskontinuität in der gesamten ungefalteten Molasse nahezu söhlig liegt. — Es soll nun untersucht werden, ob die in der Tabelle 4 aufgeführten Teufenunterschiede nur scheinbar oder reell sind. In Abbildung 22, in der auf der Abszisse die Laufzeit und auf der Ordinate die Teufe aufgetragen ist, sind als Punkte folgende Grenzflächen von allen Gebieten eingetragen: Tertiär-Basis, Kristallin-Oberfläche, die Maxima der F-, der C-, der M-Diskontinuität und der untergeordneten Diskontinuitäten. Man erkennt die große Streuung in den Werten der Tertiär-Basis, Kristallin-Oberfläche und der M-Diskontinuität. Dagegen liegen die Werte der F- und C-Diskontinuität mit einer Ausnahme sehr dicht zusammen. Wenn vorausgesetzt wird, daß F- und C-Diskontinuität im gesamten deutschen Alpenvorland, wie es die Werte in der Tabelle 4 ergeben, nahezu söhlig liegen, so kann angenommen werden, daß sich die Geschwindigkeit zwischen Kristallin-Oberfläche und C-Diskontinuität in horizontaler Richtung kaum ändert.

Tabelle 4: Teufenangaben für alle Diskontinuitäten in allen Meßgebieten in km unter Normal-Null (NN)

Meßgebiet	F-Disk.	C-Disk.	M-Disk.	kleine Disk. und Tiefenkörper
1. Schwäbische Alb	12,9? (12,6—13,2)	—	28,3 (28,1—28,6)	TK 20,5—26,3
2. Ravensburg—Ehingen	—	—	29,4 (28,5—29,8)	TK 18,5—28,0
3. Biberach	—	—	—	
4. Wangen—Aitrach	9,7 (9,4—10,3)	—	31,1 (30,6—31,4)	
5. Mindelheim—Nord	10,1 (9,8—11,3)	19,5 (18,7—20,1)	30,5 + 31,1 (29,7—31,7)	FC 15,7 (15,4—16,0)
6. Markt Wald	10,0 (9,1—11,2)	19,5 (18,6—19,8)	30,3 (29,7—31,2)	TK 21,6—28,0
7. Kaufbeuren-Nord	9,9 (8,4—11,1)	19,5 (18,6—20,4)	29,3 (28,7—30,5)	TK 23,6—28,7
8. Landau—Ortenburg	—	19,4 (18,2—20,0)	30,7 (29,8—31,0)	+ 34,0 (33,7—34,3)
9. Hofkirchen—Schwindegg	10,1 (9,2—11,1)	18,7 (18,1—19,2)	29,1 (28,5—29,8)	
10. Moosach-Ost	9,1 (8,5—10,5)	18,7 (18,4—19,0)	—	
11. Moosach-Süd	9,3 (8,1—11,1)	—	30,7 (30,1—32,8)	
12. Ostermünchen—Mangfall	9,3 (8,1—12,6)	18,1 (16,3—19,3)	30,7 (28,9—33,7)	
13. Inn—Chiemsee	9,0 (?)	—	—	
14. Traunstein	9,0 (8,1—10,5)	—	—	
15. Alz—Salzach	9,0 (6,9—10,5)	14,4 (12,9—15,3)	32,9 (31,7—34,1)	FC 11,7 (11,4—12,0)
16. Murnau, Kochel, Weilheim	10,3 (9,6—12,1)	20,8 (19,6—21,7)	32,1—35,1 (31,9—36,5)	CM 25,5 (24,6—26,7)
17. Füssen—Kaufbeuren-Süd	10,0 (9,7—10,9)	—	31,2—32,7 (30,9—33,1)	
18. Immenstadt	9,7 (9,1—11,8)	21,0 (20,4—22,5)	35,2—36,2 (34,3—37,1)	
19. Ammersee	9,9 (8,7—10,9)	—	28,3 (26,8—29,3)	

F-Disk. = Försch-, C-Disk. = Conrad-, und M-Disk. = Mohorovič-Diskontinuität.

FC = FC-Diskontinuität, CM = CM-Diskontinuität, TK = Tiefenkörper.

+ = eine Diskontinuität, die möglicherweise noch zur M-Diskontinuität gehört.

Nimmt man an, wie oben angeführt wurde, daß die M-Diskontinuität in der gesamten Molasse söhlig liegt, so müßten die unterschiedlichen Laufzeiten für die M-Diskontinuität durch eine Geschwindigkeitsänderung in horizontaler Richtung zwischen C- und M-Diskontinuität hervorgerufen werden. Betrachtet man als Beispiel die Werte aus den Gebieten Mindelheim-Nord, Markt Wald und Kaufbeuren-Nord, so müßte die Durchschnittsgeschwindigkeit zwischen C- und M-Diskontinuität in den Gebieten Mindelheim-Nord und Markt Wald 6500 m/sec und in dem 25 km östlicher liegenden Gebiet Kaufbeuren-Nord 7200 m/sec betragen, wenn in allen drei genannten Gebieten die M-Diskontinuität die gleiche Teufe aufweisen soll. Eine solche Geschwindigkeitsänderung auf eine so geringe Entfernung dürfte jedoch kaum möglich sein. Daher kann angenommen werden, daß sich die aus dem Vergleich der in der Tabelle 4 aufgeführten Werte ergebenden Teufenunterschiede für die M-Diskontinuität zum größten Teil reell sind.

In Abbildung 22 sind neben den eingetragenen Werten für die Tertiär-Basis, Kristallin-Oberfläche, Maxima der F-Diskontinuität, C-Diskontinuität und M-Diskontinuität noch die berechneten Werte, die einfachen- und zweifachen Reflexionen zwischen Tertiär-Basis und Erdoberfläche oder Kristallin-Oberfläche und Erdoberfläche entsprechen, eingetragen. Diese Werte sind in der Abbildung durch Dreiecke gekennzeichnet. In die Abbildung wurden nur die Werte aus den Meßgebieten übernommen, in denen die dreifachen Reflexionen zwischen Kristallin-Oberfläche und Erdoberfläche eine längere Laufzeit als 3,5 sec haben.

Es scheint beachtenswert, daß in der Abbildung 22 die den Maxima der F-Diskontinuität (in der Abbildung durch F gekennzeichnet) zugeordneten Werte von allen Meßgebieten sehr dicht beieinander liegen, während die den Mehrfach-Reflexionen zwischen Tertiär-Basis und Erdoberfläche bzw. Kristallin-Oberfläche und Erdoberfläche entsprechenden Werte sehr streuen. Daher kann angenommen werden, daß die F-Diskontinuität eine „größere Diskontinuität“ darstellt und nicht durch multiple Reflexionen in den sedimentären Schichten vorgetäuscht wird.

Für die Struktur der Diskontinuitäten im deutschen Alpenvorland kann folgender zusammenfassender Überblick gegeben werden:

Die F-Diskontinuität scheint im ganzen Bereich des deutschen Alpenvorlandes die gleiche Teufe zu haben.

Die C-Diskontinuität weist im Alpenvorland im allgemeinen nur geringe Teufenunterschiede auf. Nur im Gebiet Alz—Salzach steigt sie stark nach Südosten an.

Für die M-Diskontinuität ergibt sich ein starkes Einfallen zum Alpenkörper hin und ein Ansteigen in Richtung auf die Schwäbisch-Fränkische Alb. Es deutet sich für die M-Diskontinuität ein Zusammenhang mit Schwereanomalien an. Einen Anstieg der M-Diskontinuität im Gebiet des Augsburger Schwerehochs zeigen die Ergebnisse der Meßgebiete Mindelheim-Nord, Markt Wald und Kaufbeuren-Nord. Eine Aufwölbung der M-Diskontinuität im Gebiet des Landshut-Neuöttinger Schwerehochs läßt ein Vergleich der Ergebnisse der Meßgebiete Ostermünchen, Moosach-Süd, Hofkirchen—Schwindegg und Landau—Ortenburg erkennen.

Besonderheiten weisen einerseits die Häufigkeitsverteilungen der benachbarten Gebiete Ravensburg—Ehingen und Biberach und andererseits Markt Wald und Kaufbeuren-Nord auf.

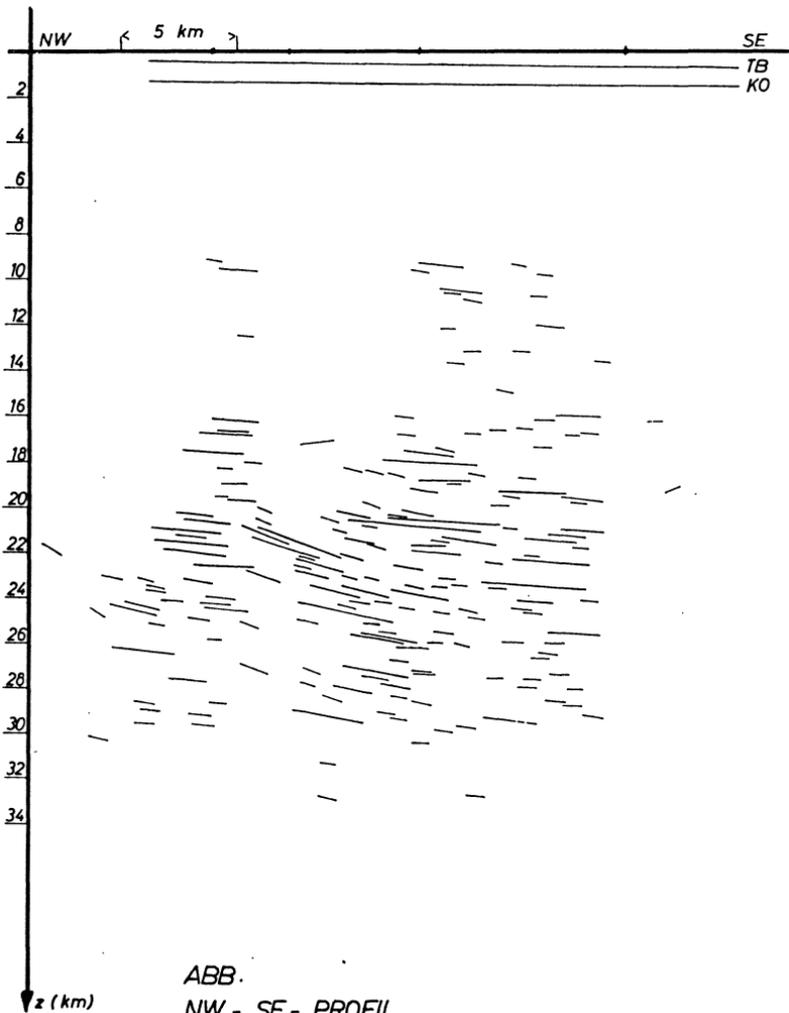


Abb. 23: Ein NW-SE-Profil aus dem Meßgebiet Ravensburg—Ehingen, das nach der Spiegel-punktmethode konstruiert wurde. z Tiefe, — Reflexionshorizont.

1. In den Gebieten Ravensburg—Ehingen und Biberach ist eine Häufung der Reflexionen bei Laufzeiten zwischen 7,0 und 9,0 sec bemerkenswert. Abbildung 23 zeigt ein NW-SE-Profil, das die wahre Lage der Reflexionshorizonte veranschaulichen soll, das nach der Spiegelpunktmethode (H. MENZEL (1958) [30]) konstruiert wurde. In der Mitte der Abbildung ist eine Anzahl sehr stark nach Südosten geneigter Reflexionshorizonte zu erkennen. Möglicherweise ist hier der Rand eines Tiefenkörpers (Intrusion) erfaßt worden. Dieser Tiefenkörper könnte vielleicht mit den Magmenherden der Vulkane im Gebiet von Urach zusammenhängen. Beachtenswert scheint, daß diese mögliche Intrusion bis in den Bereich der C-Diskontinuität aufgedrungen ist. Es sei an dieser Stelle bemerkt, daß im Bereich der C-Diskontinuität die meisten Herdzentren der Erdbeben zu beobachten sind.

In dem westlich liegenden Meßgebiet Schwäbische Alb und dem südlich anschließenden Gebiet Wangen—Aitrach ist von diesem Tiefenkörper kaum noch etwas zu beobachten. Dort kann lediglich im Bereich der zu erwartenden C-Diskontinuität eine Zunahme der beobachteten Reflexionen festgestellt werden.

2. Die Verteilungskurve der Gebiete Kaufbeuren-Nord und Markt Wald hat einen anderen Charakter als die der Gebiete Ravensburg—Ehingen und Biberach. F-, C- und M-Diskontinuität sind deutlich zu erkennen. Auffallend in beiden Gebieten sind die vielen Reflexionen, die zwischen C- und M-Diskontinuität beobachtet werden. Gegenüber dem Gebiet Kaufbeuren-Nord scheint in dem Gebiet Markt Wald die größte Häufung dieser Reflexionen näher zur C-Diskontinuität hin zu liegen. In dem bei Thannhausen liegenden Teil des Meßgebietes Mindelheim-Nord zeigt das Laufzeitprofil (siehe Abb. 5, Profil 48, LIEBSCHER 1961 [42]) im Südosten sehr starke Reflexionen mit Laufzeiten von 8,0 bis 8,5 sec.

Diese Reflexionen könnten die Fortsetzung der Häufung von Reflexionen zwischen C- und M-Diskontinuität in den benachbarten Gebieten Markt Wald und Kaufbeuren-Nord bilden. Auch hier könnte die Häufung von Reflexionen als ein Tiefenkörper gedeutet werden. Es sei noch einmal auf die Aufwölbung der M-Diskontinuität im Gebiet des Augsburger Schwerehochs hingewiesen. Möglicherweise besteht ein Zusammenhang zwischen der Aufwölbung der M-Diskontinuität und dem Tiefenkörper.

In den Meßgebieten Murnau—Kochel—Weilheim und Füssen—Kaufbeuren-Süd konnten in den meisten Fällen nur dann Reflexionen beobachtet werden, wenn sich Spreng- und Registrierpunkt im Muldeninnern befanden. Reflexionen guter Qualität konnten daher nur in kleinen Gebieten festgestellt werden. Diese kleinen Gebiete wurden gesondert betrachtet. Jedoch sind die daraus abgeleiteten Aussagen nur durch etwa 5 bis 10 Seismogramme belegt. Der Teufenberechnung wurden die Reflexionszeiten zugrunde gelegt, die in dem jeweiligen Gebiet am häufigsten auftraten. Tabelle 5 gibt die berechneten Teufen für die M-Diskontinuität, bezogen auf Normal-Null, an.

Aus der Tabelle 5 kann für die M-Diskontinuität ein eindeutiges Einfallen nach Süden festgestellt werden, das um so größer wird, je mehr man sich dem Alpenrand nähert.

Tabelle 5: Teufenangaben für die M-Diskontinuität aus den Meßgebieten in der gefalteten Molasse in km bezogen auf Normal-Null

Gebiet	Reflexionslaufzeit (sec)	Teufe (km)
Murnau, Weilheim:		
Peißenberger Mulde	10,9	32,1
Rottenbucher Mulde	11,3	33,7
Murnauer Mulde	11,7	35,1
Kochel	11,4	33,9
Füssen, Kaufbeuren-Süd:		
ungefaltete Molasse	10,5	31,2
Peißenberger Mulde	10,7	32,0
Rottenbucher Mulde	10,9	32,7
Immenstadt:		
Illertal	11,9	35,2
Rottenbucher Mulde	12,2	36,2

F- und C-Diskontinuität liegen in allen diesen Gebieten nahezu sählig. Aus der Tabelle 5 kann entnommen werden, daß die M-Diskontinuität in den Gebieten, in denen die Mulden ausheben (Murnau, Immenstadt) größere Teufen als im zentralen Teil der Mulden aufweist. Dagegen zeigen die Gebiete Kochel und Immenstadt—Illertal, die außerhalb der Mulden liegen, für die M-Diskontinuität geringere Teufen. Ob diese Teufenunterschiede reell sind oder teilweise auf horizontale Änderungen der Durchschnittsgeschwindigkeiten beruhen, kann nicht entschieden werden, da die Geschwindigkeiten in diesen Gebieten weitgehend unbekannt sind. Es ist aber kaum anzunehmen, daß wesentliche horizontale Änderungen in der Geschwindigkeitsverteilung auftreten.

Tabelle 6: Teufen in km für die Diskontinuitäten in Süddeutschland aus Ergebnissen der Refraktions-, Erdbeben- und Reflexionsseismik

	Haslach-Sprengung		Hilders Eschenlohe	Erdbeben	Reflexions- seismik
	ROTHE und PETERSCHM.	FÖRTSCH	FUCHS	BIKHIT	
F-Disk.	2,4	4—6	—	—	9,5—11,0
C-Disk.	20,1	15,5—17,5	20,8 (bei Hilders)	19	18,5—21,5
CM-Disk.	—	—	—	35	25,5
M-Disk.	30,2	32—34	31,3 (N v. Augsburg) 37,2 (bei Eschenlohe)	44,5	28,5—36,8

Abschließend sollen die Teufen für die Diskontinuitäten, die aus den Ergebnissen der Reflexionsseismik ermittelt wurden, mit den Ergebnissen der Refraktions- und der Erdbebenseismik verglichen werden. In der Tabelle 6 sind die Teufen für die Diskontinuitäten, die aus den Ergebnissen der Haslach-Sprengung (J. ROTHE und E. PETERSCHMITT (1950) [60], O. FÖRTSCH (1952) [21]), der Sprengungen bei Eschenlohe (Alpenrand) und Hilders (Rhön) (K. FUCHS (1962) [24]), der Nahbeben in Mitteleuropa (A. BIKHIT (1962) [8]) und der Reflexionsseismik ermittelt wurden, zusammengestellt.

Ein Vergleich der Teufen in der Tabelle 6 mit den zuletzt aufgeführten Ergebnissen der Reflexionsseismik zeigt zunächst folgendes:

1. Keine Übereinstimmung für die F-Diskontinuität.
2. Gute Übereinstimmung für die C-Diskontinuität mit Ausnahme der Ergebnisse von O. FÖRTSCH.
3. Keine Übereinstimmung für die CM-Diskontinuität.
4. Verhältnismäßig gute Übereinstimmung für die M-Diskontinuität mit Ausnahme der Ergebnisse aus der Erdbebenseismik.

Die Ergebnisse der Haslach-Sprengung beziehen sich aber nur auf den Westteil des deutschen Alpenvorlandes. Für den Vergleich mit den Ergebnissen der Reflexionsseismik ist es daher naheliegend, die Ergebnisse des Meßgebietes Schwäbische Alb heranzuziehen. Hier beträgt die aus der Reflexionsseismik ermittelte Teufe für die M-Diskontinuität nur 28,8 km. Dagegen liegt die M-Diskontinuität nach den Ergebnissen der Haslach-Sprengung um 1,5 bis 3,0 km tiefer. Für die anderen Diskontinuitäten kann kein solcher Vergleich durchgeführt werden, da deren Existenz im Gebiet Schwäbische Alb nicht eindeutig nachgewiesen werden kann.

Ein ähnlicher Vergleich der Teufen der M-Diskontinuität kann mit den Ergebnissen der Sprengungen bei Eschenlohe und Hilders durchgeführt werden. Der von K. FUCHS mit 31,3 km angegebene Wert bezieht sich auf die Teufe der M-Diskontinuität etwa 20 km nördlich von Augsburg (105 km nördlich von Eschenlohe). Zum Vergleich können die Ergebnisse des Meßgebietes Kaufbeuren-Nord herangezogen werden, wo die M-Diskontinuität eine Teufe von 29,8 km aufweist. Auch dieser Wert liegt etwa um 1,5 km höher, als der aus der Refraktionsseismik ermittelte. Ein ähnliches Bild zeigen die Ergebnisse am Alpenrand. Während bei Murnau die Teufe der M-Diskontinuität mit 35,7 km bestimmt wurde, ergibt sich am Sprengort Eschenlohe, der etwa 5 km südlich von Murnau liegt, eine Teufe von 37,2 km. Wie oben ausgeführt wurde, fällt die M-Diskontinuität gerade in diesem Gebiet stark nach Süden hin ein. Daher stimmen die beiden Werte relativ gut miteinander überein. Für die Bestimmung der Teufe am Sprengort Eschenlohe wurden allerdings von K. FUCHS in der Nähe des Sprengortes beobachtete Reflexionen herangezogen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die aus der Reflexionsseismik ermittelten Teufen für die M-Diskontinuität im allgemeinen um 1,5 bis 3 km höher liegen als die aus der Refraktionsseismik bestimmten.

Literatur

- [1] ABERER, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1958), S. 23—94.
- [2] ANGENHEISTER, G.: Die Vermessung des magnetischen Störfeldes längs mehrerer Profile im Raum der Molasse, des Schwäbisch-Fränkischen Juras und der Alpen. DFG Schwerpunktprogramm: „Erforschung des tieferen Untergrundes von Mitteleuropa“. Vortrag auf dem Kolloquium in Stuttgart von 22. bis 25. 4. 1963.
- [3] BARTON, D. C.: Magnetic and torsion-balance survey of Munich tertiary basin. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 18, S. 69—96, Tulsa, Okt. 1934.
- [4] BECKMANN, H.: Struktur Kastl-Gendorf. — Zeitschr. d. Deutschen Geol.-Ges., 109 (1957), S. 677—680.
- [5] BEDERKE, E.: Zur Geologie und Geophysik der Tiefen. Geol. Rundschau 46/1 (1957), S. 229—245.
- [6] BEDERKE, E.: Altersgliederung und Dichteverteilung im kristallinen Grundgebirge. Geol. Rundschau 52/1 (1963), S. 1—12.
- [7] BEHNKE, CL., GIESE, P., PRODEHL, CL., und DE VISINTINI, G.: Seismic Refraction investigations in the Dolomites for the Exploration of the Earth's Crust in the Eastern Alpine Area 1961. Boll. di Geofisica Teoretica e Applicata Vol. IV, N. 14 (1962), S. 110—132.
- [8] BIKHIT, A. G.: Die Geschwindigkeit und die Geschwindigkeitsverteilung für longitudinale elastische Wellen in der Erdkruste erschlossen aus Erdbebenaufzeichnungen. Dissertation Universität München, 1962.
- [9] BORCHERT, H., und TRÖGER, E.: Zur Gliederung der Erdkruste nach geophysikalischen und petrologischen Gesichtspunkten. Gerlands Beiträge z. Geophys. 62 (1950), S. 101 bis 126.
- [10] BOTT, M. H. P.: Interpretation of the gravity field of the eastern alps. — Geol. Mag. 91, S. 377—383, Hertford 1954.
- [11] BREYER, F., und 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.
- [12] BÜRGL, H.: Der Untergrund der Molasse im bayrisch-österreichischen Grenzgebiet. — Jb. Geol. Bundesanstalt Wien 93, S. 129—139, Wien 1948.
- [13] CLASEN, G., und DOHR, G.: Reflexionsseismische Messungen in der gefalteten Molasse Oberbayerns. Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 109 (1957), S. 612—623.
- [14] CLOSS, H., HAHN, A., und SCHLEUSENER, A.: Bemerkungen zur Karte der Schwerestörungen des deutschen Alpenvorlandes. Geol. Jahrbuch 72 (1957), S. 503—528.
- [15] CLOSS, H., und BEHNKE, CL.: Fortschritte der Anwendung seismischer Methoden in der Erforschung der Erdkruste. Geol. Rundschau 51/2 (1962), S. 315—330.
- [16] DOHR, G.: Ein Beitrag der Reflexionssismik zur Erforschung des tieferen Untergrundes. Geol. Rundschau 46/1 (1957), S. 17—26.

- [17] DOHR, G.: Über die Beobachtungen von Reflexionen aus dem tieferen Untergrund im Rahmen routinemäßiger reflexionsseismischer Messungen. *Zeitschr. f. Geophysik* 25 (1959), S. 280—300.
- [18] DOHR, G.: Zur reflexionsseismischen Erfassung sehr tiefer Unstetigkeitsflächen. *Erdöl und Kohle* 10 (1957), Nr. 4, S. 278—281.
- [19] DOHR, G.: Untersuchungen über den Bau der Erdkruste in Westdeutschland durch reflexionsseismische Messungen. *Bollettino di Geofisica Teoretica e Applicata*, Vol. IV, Nr. 14 (1962), S. 142—154.
- [20] —: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300 000. München 1955.
- [21] FÖRTSCH, O.: Analyse seismischer Registrierungen der Großsprengung bei Haslach im Schwarzwald am 28. 4. 1948. *Geol. Jahrbuch* 66 (1952), S. 65—80.
- [22] FÖRTSCH, O.: Die Ursachen der Absorption elastischer Wellen. *Annali di Geofisica* Vol. IX, 4 (1956), S. 469—524.
- [23] FUCHS, K., und KAPPELMEYER, O.: Report on Reflection Measurements in the Dolomites — September 1961. *Bollettino di Geofisica Teoretica e Applicata*, Vol. IV, N. 14 — 1962, S. 133—141.
- [24] FUCHS, K.: Ein Refraktionsprofil vom Harz bis zum Alpenrand. DFG Schwerpunktprogramm „Erforschung des tieferen Untergrundes in Mitteleuropa“. Vortrag auf dem Kolloquium in Stuttgart vom 4. bis 5. 4. 1962.
- [25] GAENGER, R.: Regionale magnetische Untersuchungen in den Berchtesgadener Kalkalpen und ihrem Vorland. Dissertation Universität München 1954.
- [26] GALFI, J., und STEGANA, L.: Tiefenreflexionsversuche in Ungarn zum Studium des kontinentalen Aufbaus. *Geol. Rundschau* 46/1 (1957), S. 26—29.
- [27] GIESE, P.: Das Profil Böhmisches-Bruck—Eschenlohe. DFG Schwerpunktprogramm „Erforschung des tieferen Untergrundes in Mitteleuropa“. Vortrag auf dem 2. Kolloquium in Stuttgart vom 22. bis 25. 4. 1963.
- [28] GODIN, J. A., und EGORKIN, A. V.: Der Bau der Erdkruste im Südosten der Russischen Plattform nach Ergebnissen regionaler Arbeiten. *Bergakademie* 13, 6 (1961), S. 420—422.
- [29] GRILL, R., und WALDMANN, L.: Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. — *Jb. Geol. Bundesanstalt* 94 (1950), S. 1—40.
- [30] HAALCK, H.: Lehrbuch der Angewandten Geophysik, Teil 2. Gebr. Bornträger, Berlin-Nikolassee (1958), S. 160.
- [31] HEERMANN, C.: Bau und Erdölhoffigkeit des ostbayerischen Molassebeckens. *Erdöl und Kohle* 8 (1955), S. 69—74.
- [32] HILLER, W.: Der Aufbau der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland nach Beobachtungen von Nahbeben und Sprengungen. Vortrag auf der Tagung der Dtsch. Geophys. Ges. in Hamburg, Okt. 1950.
- [33] HOLOPAINEN, P. E.: On the gravity field and the isostatic structure of the earth's crust in the east alps. — *Ann. Acad. Sc. Fennicae*, A III, 12, Helsinki 1947.

- [34] JOHN, H.: Das Geschwindigkeitsproblem im Bereich der schwäbischen Vorlandsmolasse. Erdöl und Kohle 9 (1956), S. 290—299.
- [35] JOHN, H.: Die Gliederung der deutschen Alpenvorlandsmolasse mit Hilfe seismischer Geschwindigkeiten. Erdöl und Kohle 10 (1957), S. 493, S. 570, S. 661.
- [36] JUNG, K.: Schwerkraftverfahren in der angewandten Geophysik. Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.G. 1961, Leipzig.
- [37] JUNGER, A.: Deep Basement Reflections in Big Horn Country Montana. Geophysics XVI (1951), 3, S. 499—505.
- [38] KOLLER, S.: Graphische Tafeln zur Beurteilung statistischer Zahlen. Verlag Dr. Dietrich Steinkopff, Darmstadt 1953.
- [39] KREY, TH., SCHMIDT, G., und SEELIS, K.: Über die Möglichkeit, den reflexionsseismisch erfassbaren Tiefenbereich zu erweitern. Erdöl und Kohle 14 (1961), S. 521—526.
- [40] LEMCKE, K.: Ein jungpaläozoischer Trog unter dem Süddeutschen Molassebecken. Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges., Bd. 113/1 (1961), S. 177—181.
- [41] LEMCKE, K., und WAGNER, R.: Zur Kenntnis des vortertiären Untergrundes im Bodenseegebiet. Bull. Ver. Schweizer. Petrol. — Geol. und Ing., Vol. 27 (1961), S. 9—14.
- [42] LIEBSCHER, H. J.: Reflexionshorizonte der tieferen Erdkruste im bayerischen Alpenvorland, abgeleitet aus Ergebnissen der Reflexionsseismik. Zeitschr. f. Geophysik 28 (1962), S. 162—184.
- [44] NATHAN, H.: Geologische Ergebnisse der Erdölbohrungen im bayerischen Innviertel. — Geol. Bavarica, Nr. 1 (1949), S. 68.
- [45] NEUMANN, G.: Regionale magnetische Variometermessungen in Süddeutschland 1932. — Beitr. angew. Geophys. 8, S. 18—44, Leipzig 1940.
- [46] PORTH, H.: Die westdeutsche Erdöl- und Erdgasexploration im Jahre 1962. Erdöl und Kohle 16 (1963), S. 265—276.
- [47] PRODEHL, CL.: Die Kristallinoberfläche im nördlichen Alpenvorland. Dipl.-Arbeit am Institut für Angewandte Geophysik der Universität München, 1962.
- [48] PRODEHL, CL.: Ein Alpenquerprofil. DFG Schwerpunktprogramm „Erforschung des tieferen Untergrundes in Mitteleuropa“. Vortrag auf dem 2. Kolloquium in Stuttgart vom 22. bis 25. 4. 1963.
- [49] REICH, H.: Seismische Beobachtungen bei großen Steinbruchsprengungen und deren Ergebnisse. Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 104 (1953), S. 174—175.
- [50] 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.
- [51] REICH, H.: Seismische Untersuchungen im nördlichen Grenzbereich der Bayerischen Alpen und ihre geologische Deutung. Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 105 (1955), S. 566.
- [52] REICH, H.: In Süddeutschland seismisch ermittelte tiefe Grenzflächen und ihre geologische Bedeutung. Geol. Rundschau 46/1 (1957), S. 1—17.

- [53] REICH, H.: Seismische und geologische Ergebnisse der 2-to Sprengung im Tiefbohrloch Tölz am 11. 12. 1954. Geol. Jahrbuch 75 (1958), S. 1—46.
- [54] REICH, H.: Grundlagen der Angewandten Geophysik für Geologen. Akademische Verlagsgesellschaft Geest und Portig K.G. 1960 Leipzig.
- [55] REICH, H.: Zur Frage der geologischen Deutung seismischer Grenzflächen in den Alpen. Geol. Rundschau 50 (1960), S. 465—473.
- [56] REICHENBACH, R., und SCHMIDT, G.: Results of Surface Reflection Seismic Measurements in the Siderite District of the Siegerland. Geophys. Prospecting VII, 3 (1959), S. 291—299.
- [57] RISCHÉ, H.: Zur Erfassung und Deutung tiefer Reflexionen im Thüringer Becken. Zeitschr. f. Angewandte Geologie 7 (1961), 3, S. 105—108.
- [58] ROLL, A.: Die Erdölaufschlußbohrung Scherstetten 1 südwestlich Augsburg. Geologica Bavarica, Nr. 24, München 1955.
- [59] 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.
- [60] ROTHÉ, J., und PETERSCHMITT, E.: 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.
- [61] SAWARENSKI, E., und KIRNOS, D.: Elemente der Seismologie und Seismometrie. Akademie-Verlag, Berlin 1960.
- [62] SCHÜTTE, K.: Karte der Schwereabweichungen von Süddeutschland. Verlag bayer. Komm. Internat. Erdmessung, München 1930.
- [63] SCHULZ, G.: Reflexionen aus dem kristallinen Untergrund des Pfälzer Berglandes. Zeitschr. f. Geophysik 23 (1957), S. 225—235.
- [64] SCHULZE, G. A., und FÖRTSCH, O.: Die seismischen Beobachtungen der Sprengung Helgoland am 18. 4. 1947 zur Erforschung des tieferen Untergrundes. Geol. Jahrbuch 64 (1950), S. 204—242.
- [65] SHOR, G.: Deep Reflections from Southern California Blasts. Trans. Amer. Geophys. Union. Vol. 36, Nr. 1 (1955), S. 133—138.
- [66] STEINHART, J., und MAYER, R.: Explosion Studies of Continental Structure. C.I.W. Publication 622, Washington 1961.
- [67] TALWANI, M., SUTTON, G., und WORZEL, J. L.: A Crustal Section across the Puerto-Rico Trench. Jour. Geophys. Res. Vol. 64 (1959), S. 1545—1555.
- [68] TATEL, H., und TUVE, M.: Seismic Exploration of a Continental Crust. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 62 (1955), S. 35—50.
- [69] TATEL, H., ADAMS, L., und TUVE, M.: Studies of the Earth's Crust Using Waves from Explosions. — Proc. Amer. Phil. Soc. 97 (1953), S. 658—669.
- [70] UMGROVE, J.: The root of the Alps. Proc. Acad. Sci. Amsterdam (1948), S. 761—775.

- [71] VOLZ, E.: Die Molassestrukturen Heimertingen und Lauben. Erdöl-Zeitschrift, Heft 3, Wien 1956, S. 3—12.
- [72] VOLZ, E., und WAGNER, R.: Die älteste Molasse in einigen Bohrungen Schwabens. Bull. Ver. Schweizer Petrol., Geol. und Ing. 27, Nr. 72 (1960), S. 23—37.
- [73] WÄCHTER, W.: Die Porosität, Reindichte und Rohdichte der subalpinen Molasse Oberbayerns. Diplom-Arbeit am Institut für Angewandte Geophysik der Universität München, 1956.
- [74] WIRTH, E.: Die Schichtenfolge der Erdölaufschlußbohrung Buttenhausen 1, Schwäbische Alb. — Jber. und Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. 40 (1958), S. 107—128, Stuttgart.
- [75] WIRTH, E.: Die Schichtenfolge der Erdölaufschlußbohrung Upflamör 1, Schwäbische Alb. — Jber. und Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. 42 (1960), S. 129—160, Stuttgart.
- [76] WOOLLARD, G. P.: Crustal Structure from Gravity and Seismic Measurements. Jour. Geophys. Res. Vol. 64 (1959), S. 1521—1544.

Fortsetzung folgt, Teil II.

Schweremessungen auf dem zugefrorenen Steinhuder Meer

Von S. PLAUMANN, Hannover¹⁾

Eingegangen am 29. Oktober 1963

Zusammenfassung: Nordwestlich und südöstlich des 28 km² großen Steinhuder Meeres bei Hannover liegen Salzstöcke, deren Zusammengehören zu einer Struktur auf Grund der Schweremessungen der geophysikalischen Reichsaufnahme vermutet wurde. Die Vermutung fand jetzt ihre Bestätigung, als die bisher vorhandene, durch das Steinhuder Meer bedingte Lücke in den Messungen geschlossen werden konnte. Dabei wurde gefunden, daß man mit Landgravimetern auch auf den unruhigen Eisflächen zugefrorener Seen gute Ergebnisse erzielen kann.

Summary: Northwest and southeast of the Steinhuder Meer, a lake of 28 km² near Hannover, there are salt domes, which could be supposed to belong to the same structure according to the results of the regional geophysical survey of Germany during 1934 to 1945. The supposition was confirmed when in winter 1962/63 gravity measurements could be performed on the ice of the Steinhuder Meer. The work was carried out with a landtype gravity meter, and it was found that this instrument is able to give good results even on the noisy iceplanes of lakes.

Einleitung

Messungen mit Landgravimetern auf dem Eise zugefrorener Seen sind insofern ein Problem, als das Gravimeter ein statisches Instrument, die Eisdecke jedoch ein mehr oder weniger stark bewegter Untergrund ist. Trotzdem konnten im Winter 1962/63 mit einem Worldwide-Gravimeter auf dem Steinhuder Meer gute Ergebnisse erzielt werden.

Den Anlaß zu den Messungen auf dem Steinhuder Meer gab ein geologisches Problem. Zwischen Haste und Wunstorf hindurch zieht sich mit etwa südost-nordwestlichem Streichen eine Salzstruktur auf das Steinhuder Meer zu hin, auf der bei den Ortschaften Bokeloh und Altenhagen die Schächte der Kaligrube Sigmundshall stehen. Nordwestlich des Steinhuder Meeres befindet sich (mit SSE-NNW-Streichrichtung) der Salzstock von Husum. Beide Strukturen liegen auf der sogenannten „Steinhuder-Meer-Linie“, die in den Schwerekarten der geophysikalischen Reichsaufnahme [1] als langgestrecktes Minimum erscheint. Ein Zusammengehören beider Salzstöcke wurde vermutet; eine sichere Aussage darüber war jedoch nicht möglich, da naturgemäß auf dem Steinhuder Meer Schweremeßpunkte fehlen mußten (bis auf

¹⁾ Diplom-Geophysiker S. PLAUMANN, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstr. 1.

einen Punkt auf der Insel Wilhelmstein) und die Interpolation der Isogammen über eine Strecke von 5 km nicht ganz sicher war.

Als der Winter 1962/63 eine länger anhaltende Kälteperiode brachte, ergab sich die Möglichkeit, die Lücke in den Messungen zu schließen. Im Januar 1963 war das Steinhuder Meer völlig zugefroren und das Eis in Ufernähe 25 cm stark, so daß man es mit Personenkraftwagen befahren und im Prinzip wie auf dem Festland messen konnte.

Nach den ersten Versuchsmessungen am 11. 1. wurden an mehreren Tagen zwischen dem 16. und dem 28. 1. insgesamt 71 Gravimeterstationen auf dem Eis vermessen.

Über frühere Schweremessungen auf dem Eis

Soweit dem Bearbeiter bekannt ist, sind bisher noch keine Publikationen über Gravimetermessungen auf zugefrorenen Seen erschienen. Dagegen gibt es Veröffentlichungen über Drehwaagemessungen auf dem Eise. Die älteste stammt von R. EÖRVÖS [2], der in den Jahren 1901 und 1903 im Rahmen der damals durchgeführten wissenschaftlichen Untersuchungen des Balaton (Plattensee) auf dessen Eisdecke mit der von ihm konstruierten Drehwaage Messungen vorgenommen hat. Mit der Drehwaage werden bekanntlich zweite Ableitungen des Schwerepotentials gemessen, und zwar Gradienten und Krümmungsgrößen. Unter diesen werden besonders die Krümmungsgrößen ziemlich stark durch das Relief der Topographie der unmittelbaren Umgebung beeinflusst. Daraus wird ersichtlich, daß die Oberfläche eines zugefrorenen Sees ein ideales Gelände für Drehwaagemessungen bietet, da die topographischen Nahkorrekturen wegfallen. Während EÖRVÖS in den Messungen auf dem etwa 75 km langen und 6 bis 10 km breiten Balaton eine Gelegenheit sah, sein Gerät erstmalig zur systematischen Vermessung eines größeren Gebietes einzusetzen, hatten später solche Messungen das Ziel, die Brauchbarkeit der aus Drehwaagemessungen erhaltenen Größen zu beweisen. Man suchte sich dafür kleine Seen aus, deren Bodenrelief bekannt war, so daß sich die Struktur des Schwerefeldes an der Wasseroberfläche berechnen und mit den Ergebnissen aus Drehwaagemessungen vergleichen ließ. Über solche Messungen berichten H. HOLST [3], der dafür eine kleine (20 kg schwere), von O. HECKER gebaute Drehwaage benutzte, und B. NUMEROV [4]. NUMEROV berichtet über Messungen mit einer großen Bamberg-Schweydar-Drehwaage und mit zwei kleinen Bamberg-Drehwaagen in den Jahren 1927 und 1928 auf dem Shuvalovo-See bei Leningrad, der nur 0,2 km² groß ist und Tiefen zwischen 1 m (Sandbank) und 13 m hat. NUMEROV macht als einziger der drei genannten Autoren Angaben über die Genauigkeit seiner Messungen. Mit verschiedenen Instrumenten wurden 23 Stationen mehrfach gemessen, und NUMEROV gibt als mittlere Abweichung der Gradienten W_{zx} und $W_{zy} \pm 2$ Eötvös an. Das ist eine erstaunlich hohe Genauigkeit, denn bei etwa ± 1 Eötvös liegt die Instrumentengenauigkeit der Drehwaagen!

Grundsätzlich muß man auf dem Eis ähnliche Meßbedingungen erwarten wie etwa auf moorigem Untergrund. Die Eisdecke ist eine dünne elastische Platte, die sicherlich leicht in Schwingungen gerät. Allerdings haben reine Vertikalbewegungen theoretisch

keinen Einfluß auf die Drehwaage, und auf dem sehr kleinen Shuvalovo-See bei Eisdicken von wahrscheinlich 30 bis 50 cm (NUMEROV gibt Temperaturen bis -32°C an) werden sie ohnehin sehr gering gewesen sein. NUMEROV berichtet jedoch nichts über irgendwelche Störungen; nur HOLST erwähnt, daß das Eis zu gewissen Tageszeiten so unruhig war, daß nicht gemessen werden konnte.

Die Schweremessungen auf dem Steinhuder Meer

Auf dem Steinhuder Meer wurde mit dem Worldwide-Gravimeter Nr. 8 gemessen, einem astasierten Quarzgravimeter von geringem Gewicht (4 kg). Aufbau und Arbeitsweise dieses Gravimeters sind dem bekannten Worden-Gravimeter ganz ähnlich. Ein in der Meßlage horizontaler Balken bildet die schwere Masse; dem Drehmoment der Schwere halten ein Torsionsmoment und ein Drehmoment, das von der am Balken angreifenden Meßfeder herrührt, das Gleichgewicht. Die Spannung der Feder, ein Maß für die Schwerebeschleunigung, ist proportional der Anzeige eines Zählwerks, das mit einer Schraube („Spindel“) gekoppelt ist, durch welche die Federspannung verändert wird. Die Lage des Balkens wird mikroskopisch beobachtet. Horizontalstellung bedeutet beim Worldwide-Gravimeter Nr. 8, daß das Bild des in einen dünnen Zeiger auslaufenden Balkens auf den Skalenteilstrich 50 fällt. Grundsätzlich ist es möglich, nicht genau auf Skalenteil 50 einzustellen und für die Abweichung eine Korrektur anzubringen, doch büßt man dabei etwas an Genauigkeit ein.

Die auf dem Lande übliche Meßmethode — genaues Einstellen des Balkens in die Horizontale (Sk. 50) — ließ sich auf dem Steinhuder Meer nicht durchführen. Die Eiskecke war nie so ruhig, daß der Zeiger völlig still stand; er führte vielmehr meist unregelmäßige Schwankungen verschieden großer Amplituden aus. Wenn die Schwingungsweiten nur gering sind (etwa ± 2 Skalenteile), kann man einen Mittelwert schätzen und die Meßspindel so lange verstellen, bis der Skalenteil 50 dieser Mittelwert ist. Die ersten Versuche am 11. Januar zeigten jedoch, daß die Schwankungen viel größer und so unregelmäßig sein können, daß es nicht mehr möglich ist, den Mittelwert auf einen Skalenteil genau zu schätzen und die Spindel entsprechend einzustellen.

Abweichend von der bisher üblichen Meßmethode wurde daher ein anderes Verfahren ausprobiert, das zu guten Resultaten führte.

Die Grundgedanken sind einfach: Man bestimmt aus den Schwankungen des Zeigers seine Mittellage, indem man seine zeitliche Bewegung verfolgt; es wird angenommen, daß sich der Zeiger bei Fehlen von Bodenbewegungen auf diese Mittellage einstellen würde; sie wird im allgemeinen vom Skalenteil 50 abweichen, wofür (siehe oben) eine Korrektur angebracht werden muß. Dieses Verfahren verlangt eine sehr exakte Horizontierung des Gravimeters und ist auch nur so lange anwendbar, wie die Schwankungen nicht zu groß werden. Der Massebalken ist in einem Winkelraum von nur $0,4^{\circ}$ frei beweglich (das entspricht auf der Okularskala dem Bereich zwischen den Skalenteilen 12 und 69).

Eine Prüfung des Gravimeters auf einem Schütteltisch¹⁾ hat ergeben, daß es für Perioden bis zu etwa 8 sec Schwingungswege registriert (wobei einem Skalenteil eine Bodenbewegung von $5,7 \mu$ entspricht). Größer als 10 sec sind die wirklich vorgekommenen Perioden kaum gewesen. Das oben genannte Verfahren ist praktisch im Periodenbereich unterhalb 10 sec genügend genau. Die Mittellage des Zeigers ist durch den Ausdruck

$$\bar{a} = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} a dt$$

gegeben, und \bar{a} entspricht dem statischen Wert a_0 , auf den sich der Zeiger bei fehlender Bodenbewegung einstellen würde. a bedeutet die Stellung des Zeigers auf der Skala, t die Zeit.

Nun ist es allerdings beim Worldwide-Gravimeter nicht möglich, die Bewegung des Zeigers zu registrieren und die Registrierkurve zu integrieren. Ersatzweise wurde daher so verfahren, daß alle 5 sec die Stellung des Zeigers notiert wurde. Je nach der Größe der Unruhe wurde die Beobachtung 3 bis 5 min durchgeführt, so daß man etwa 40 bis 60 Werte erhielt. Aus diesen wurde das arithmetische Mittel gebildet.

Zur Kontrolle der Genauigkeit der Ergebnisse wurden 1. die Messungen auf einigen Stationen nach kurzer Zeit wiederholt, 2. die Schweredifferenzen zwischen einem Basispunkt auf dem Festland und einigen Meßpunkten auf dem Eise mehrfach bestimmt.

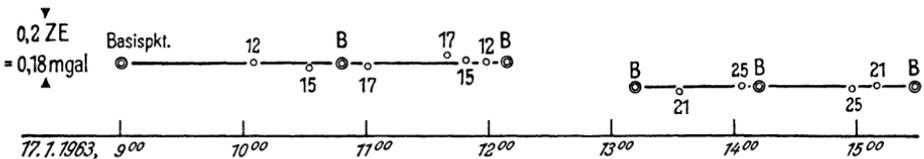


Abb. 1: Beispiele zweier Gangkurven zur Demonstration der Genauigkeit der Messungen auf dem Steinhuder Meer.

Zum Punkt 1 seien in Abbildung 1 zwei Gangkurven gezeigt; in diese sind die Ablesungen an den doppelt gemessenen Stationen 12, 15, 17, 21 und 25 eingepaßt worden. Man sieht, daß die Streuungen nicht größer sind, als man es bei Landmessungen gewohnt ist.

Es sei hier kurz bemerkt, daß zur Kontrolle des Gravimeterganges alle 1 bis 2 Stunden eine Basisstation auf dem Festland angefahren wurde. Bei dem erfahrungsgemäß geringen und gleichmäßigen Gang des Gravimeters erhält man mit dieser Methode, die auch bei den regionalen Schweremessungen angewandt wird, gut bestimmte Gangkurven.

¹⁾ in der Abt. Geophysik der Westfälischen Bergwerkschaftskasse, Bochum (Dr. BAULE).

Tabelle 1: Mehrfach gemessene Differenzen (in Zählwerkseinheiten ZE) zwischen Basisstation und Gravimeterpunkt auf dem Eis

Meßpunkt Nr.	1. Messung			2. Messung			3. Messung		
	Datum	ΔZE	Bemerkung	Datum	ΔZE	Bemerkung	Datum	ΔZE	Bemerkung
5	16. 1. 63	2,68	sehr ruhig	17. 1.	2,68	sehr ruhig			
9	16. 1.	1,36	sehr ruhig	21. 1.	1,32	sehr ruhig			
13	16. 1.	2,04	sehr ruhig	25. 1.	2,05	ruhig			
29	18. 1.	5,38	sehr ruhig	25. 1.	5,39	ruhig			
41	21. 1.	5,38	sehr ruhig	22. 1.	5,51	unruhig	25. 1.	5,39	unruhig
43	21. 1.	2,34	sehr ruhig	22. 1.	2,45	sehr unruhig			
44	21. 1.	1,03	sehr ruhig	22. 1.	1,15	sehr unruhig			
65	22. 1.	3,76	sehr unruhig	23. 1.	3,81	sehr unruhig	25. 1.	3,83	unruhig

Für den Punkt 2 sei die Tabelle 1 angeführt. Die Größe der „Bodenunruhe“ war unterschiedlich. Die Tabelle enthält qualitative Bezeichnungen wie „sehr ruhig“, „unruhig“ usw. „Sehr ruhig“ heißt dabei, daß der Zeiger sich nur um etwa ± 2 Skalenteile bewegte, während er bei „sehr unruhig“ nahe an die Anschläge kam (Skalenteile 12 und 69). Die in Abbildung 2 aufgezeichneten Ablesungen an einigen Meßpunkten sollen das noch etwas besser veranschaulichen.

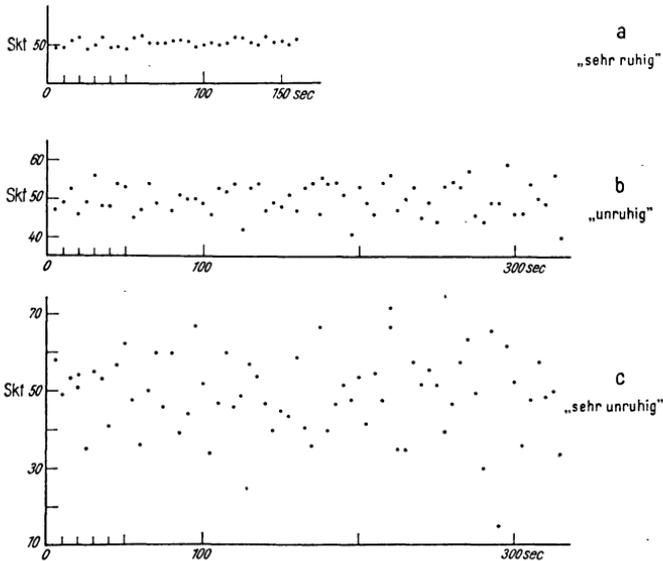


Abb. 2: Beispiele für die Bewegungen des Zeigers (beam) bei verschiedenen günstigen Meßbedingungen.

In der Tabelle 1 sind für die mehrfach gemessenen Stationen die Differenzen zwischen Meßpunkt und Basisstation in Zählwerkseinheiten angegeben. 1 ZE entsprechen 0,912 mgal, so daß 0,01 ZE ungefähr $\frac{1}{100}$ mgal entsprechen. Die Übereinstimmung ist, wie zu erwarten, am besten bei Punkten, die bei beiden Messungen sehr ruhig waren. Die „unruhigen“ Messungen weisen größere Abweichungen auf, jedoch sind sie nur wenig größer als 0,1 mgal. Wenn man bedenkt, daß die Gesamtamplitude der Schwankungen bei den „sehr unruhigen“ Meßpunkten über 50 Skalenteile erreichte, ist das ein sehr befriedigendes Ergebnis!

Erfahrungen über Schweremessungen auf dem Eis

Es mögen hier noch kurz einige Beobachtungen während der Schweremessungen auf dem Steinhuder Meer zusammengestellt werden, die gewisse Hinweise auf die Herkunft der Unruhe und auf die günstigsten Meßbedingungen geben.

Während der ersten Meßtage herrschte sonniges, windstilles Wetter mit Temperaturen zwischen -12 und -5°C . Die Eisbewegungen waren an diesen Tagen ausnahmslos sehr klein, der Zeiger schwankte nur um ± 2 bis 4 Skalenteile, und die Ablesungen während einer etwa 3 min langen Beobachtungszeit waren von der Art der Abbildung 2a. Die Messungen wurden in einem Pkw durchgeführt, der für Schweremessungen ein im Fahrzeugboden eingebautes und ausfahrbares Stativ besitzt. Beim Fahren von einem Meßpunkt zum nächsten geriet die Eisdecke in Schwingungen, die jedoch so schnell abklangen, daß etwa 2 min nach dem Anhalten mit den Ablesungen begonnen werden konnte. In der Nähe befindliche Personen mußten ganz still stehen, Fußgänger in 100 m Entfernung erzeugten jedoch keine merklichen Störungen. In 500 m Entfernung vorbeifahrende Personenkraftwagen erzeugten Schwingungen von etwa 3 bis 4 sec Periode und so großen Amplituden, daß kein Messen möglich war (beiderseitiges Anschlagen des Balkens an die Ausschlagsbegrenzungen).

Woher die ständige geringe Unruhe bei Windstille kommt, ist nicht leicht zu sagen. Während der ruhigen ersten Tage war bei strengem Frost ein häufiges leichtes Knacken (etwa alle 5 bis 10 sec) im Eis zu vernehmen, das sicherlich auf den Gefriervorgang zurückzuführen ist. Einige Testmessungen wurden außerhalb des Fahrzeugs vorgenommen, 100 m von diesem und über 2 km von dem mit Schlittschuhläufern bevölkerten ufernahen Gebiet entfernt. Wenn das Knacken so nahe war, daß man es nicht nur hörte, sondern auch fühlte, konnte man am Zeiger momentan hochfrequente Schwingungen geringer Amplitude (± 1 bis 3 Skt.) und einseitiges Fortlaufen des Zeigers um bis zu 5 Skalenteilen beobachten. Es wird angenommen, daß alle diese mehr oder weniger nahen „Eisbeben“ zu einer ständigen leichten Bewegung der Eisdecke führten.

Am Nachmittag des 18. Januars kam innerhalb kurzer Zeit starker Wind auf, der zu so starken Schwankungen führte, daß die Messungen abgebrochen werden mußten. Am 21. Januar herrschte wieder Windstille, die Schwankungen waren so gering wie an den ersten Tagen. Vom 22. Januar ab wurde es wieder windiger und die Messungen entsprechend schlechter. Offensichtlich kommt also die große Unruhe, die zu Schwan-

kungen des Zeigers von über ± 5 bis zu ± 25 Skalenteilen führt, vom Wind. Dagegen konnte irgendeine Abhängigkeit der Eisruhe von der Tageszeit (siehe [3]) oder der Lage der Meßstation auf dem Eis (Ufernähe oder Mitte des Meeres) nicht festgestellt werden.

Ergebnis

Abbildung 3 gibt die Schwerekarte des Steinhuder Meeres wieder. Auf dem Lande, wo Gravimeter- und Drehwaagemessungen der geophysikalischen Reichsaufnahme vorlagen, sind nur noch wenige zusätzliche Messungen durchgeführt worden, um den

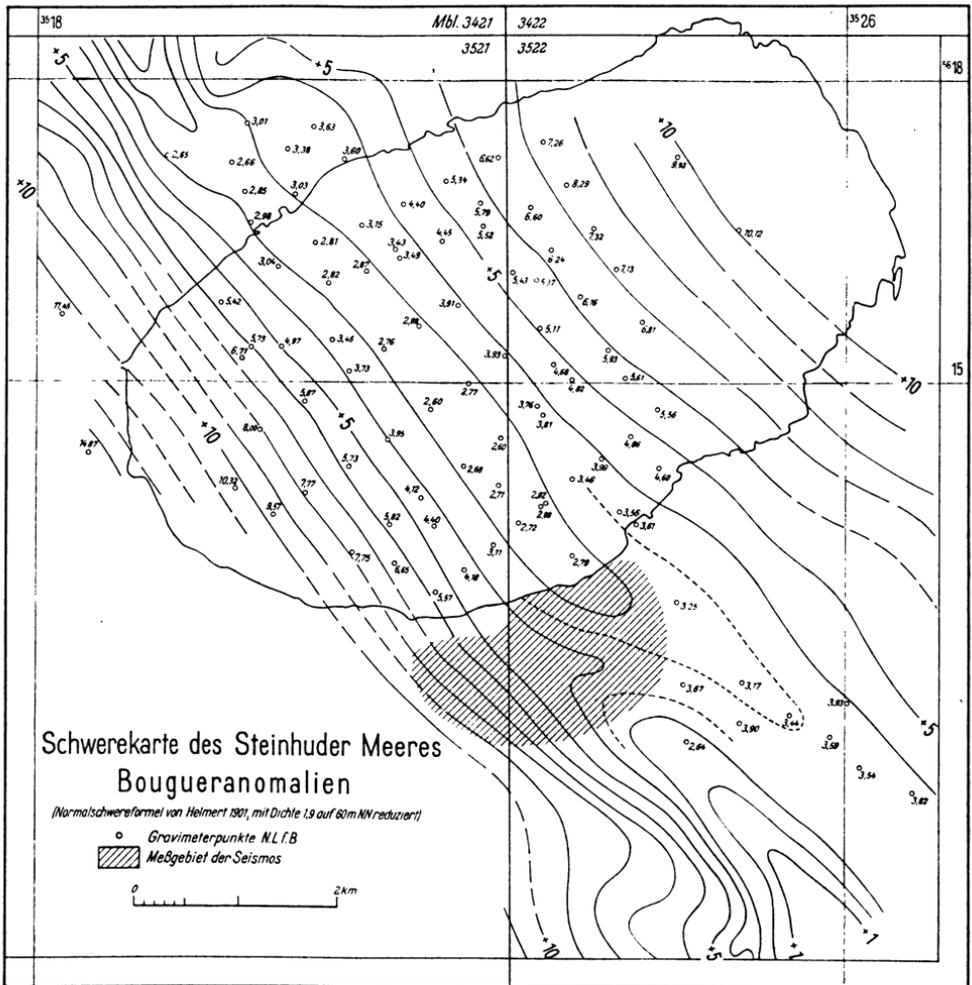


Abb. 3: Schwerekarte des Steinhuder Meeres.

Isogammenverlauf zu sichern. In einem kleinen, durch Schraffur in der Karte gekennzeichneten Gebiet wurden auch Firmenmessungen der Seismos mit verarbeitet, was die Salzdetfurth AG dankenswerterweise genehmigt hat.

Wie man der Schwerekarte entnehmen kann, zeichnet sich die Steinhuder-Meer-Linie, die in dem in Abbildung 3 dargestellten Bereich im wesentlichen eine Sattelzone mit steilen Flanken und einem Kern von Zechsteinsalz ist, deutlich als Zone minimaler Schwere ab. In den Salzstöcken von Husum im NW und Haste im SE hebt sich das Salz offenbar am stärksten heraus. In der Nähe des Südrandes des Steinhuder Meeres scheint die Sattelstruktur entlang einer Querstörung versetzt zu sein. Im Bereich des Steinhuder Meeres selbst streicht sie ungestört durch.

Literatur

- [1] Blockkarten 1:100000, Hannover d2, Teil I bis IV; Archiv des Niedersächs. Landesamtes für Bodenforschung, Hannover.
- [2] EÖTVÖS, R.: Resultate der wissenschaftlichen Untersuchungen des Balaton, Geophysikalischer Anhang, Sektion II: Die Niveaufläche des Balatonsees und die Veränderung der Schwerkraft auf diesem. Wien 1908.
- [3] HOLST, H.: Über Gravitationsmessungen mit der Drehwaage auf dem Eise des Titisees im Schwarzwald. Zeitschr. f. Geophysik 1/2 (1924/26).
- [4] NUMEROV, B.: Results of gravimetric observations on Shuvalovo Lake in Winter 1927 and 1928. Zeitschr. f. Geophysik 5, 7 (1929).

Von neuen Erfindungen

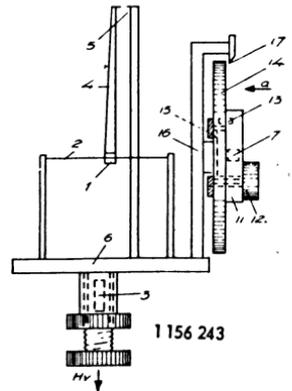
Magnetometer zur Messung der Inhomogenitäten des magnetischen Erdfeldes

Von H. FRIEDEMANN, Berlin¹⁾

Zum Deutschen Bundespatent wurde eine interessante, in Norwegen entwickelte Konstruktion eines Magnetometers zur Messung der Inhomogenität des magnetischen Erdfeldes entwickelt.

Das in der Zeichnung schematisch dargestellte Magnetometer ist derart ausgebildet, daß der Meßmagnet 7 durch einen anderen Meßmagneten ausgewechselt werden kann, um das magnetische Moment des Meßmagneten zu ändern. Jeder auswechselbare Meßmagnet 7 ist in einer ihm zugeordneten Scheibe 11 angebracht. Die mit dem jeweils zu verwendenden Meßmagneten 7 ausgestattete Scheibe 11 wird mittels einer Schraube 12 und eines Zentrierzapfens 13 in bestimmter Stellung auf der Skalenscheibe 14 befestigt; die Skalenscheibe 14 ist zusammen mit dem Meßmagneten 7 über ein Lager 15 drehbar am Sockel 16 befestigt. Der Sockel 16 besitzt oberseitig einen Zeiger 17, der auf der Skalenscheibe 14 den jeweiligen Drehwinkel des Meßmagneten 7 anzeigt.

Wird bei dem ausgeführten Magnetometer ein Ablesungsfehler beim einstellbaren Meßmagneten 7 gemacht, so ist dieser Fehler stets proportional zu dem Meßbereich des Instrumentes. Der bei der Messung der magnetischen Inhomogenitäten gemachte prozentuale Fehler ist daher ungefähr konstant; dies genügt den an derartige Instrumente üblicherweise zu stellenden Forderungen. Bei dem Magnetometer ist es praktisch nicht erforderlich, den Kompensationsmagneten 3 erneut einzustellen, so daß dieser Magnet ständig in einer Stellung gehalten werden kann. Wie die Zeichnungen erkennen lassen, ist die konstruktive Ausführungsform des erfindungsgemäßen Magnetometers einfach und bequem zu bedienen.



¹⁾ Dr. HELMUT FRIEDEMANN, 1000 Berlin 31, Ruhrstraße 20.

DBP-Anm.: 1 156 243, Kl. 42c, 43 — veröffentlicht: 24. 10. 63.

Anmelder: ARNE BREEN, Trondheim (Norwegen).

Vertreter: Dipl.-Ing. J. PFENNING, Patentanwalt, Berlin 19, Oldenburgallee.

5 Patentansprüche, 6 Zeichnungen.

**Verzeichnis der geophysikalischen Vorlesungen
an den deutschsprachigen Universitäten und Hochschulen**

T. H. Aachen

Physik der hohen Atmosphäre; Ergebnisse von Raketen-, Satelliten- und Raumsondenmessungen (1)	ISRAEL
Radioaktivität im geophysikalisch-meteorologischen Bereich. 2. Teil (1)	ISRAEL

F. U. Berlin

Einführung in die Wettervorhersage I (2)	SCHERHAG
Einführung in die Klimatologie I (2)	SCHERHAG
Physik der Atmosphäre (4)	FORTAG
Atmosphärische Turbulenz (2)	FORTAK
Einführung in die Methoden der Witterungsvorhersage (1)	CLAUSS
Geophysik III (Seismik II, Physik der Sonnen- und Himmelstrahlung) (2)	FEUSSNER
Meteorologische Instrumentenkunde (1)	BURGER
Meteorologisch-geophysikalische Methoden und Ergebnisse der Weltraumforschung (1)	HAUPT

Humboldt-Universität Berlin

Praktische Mathematik (3)	MAUERSBERGER
Theoret. Physik (Mechanik) (4)	LUCKE und KAUTZLEBEN
Einführung in die Ozeanographie (1)	KOBE
Einführung in spezielle Probleme der allgem. Meteorologie (2)	BÖER u. BÖHME
Klimatologie (1)	HENDL
Physik der Atmosphäre (Instrumentenkunde) (2)	BÖER
Praktische Mathematik (2)	MAUERSBERGER
Ausgew. Kapitel d. Quantenmechanik f. Geophysiker (2)	LUCKE
Allgem. u. theor. Geophysik (Physik d. festen Erde) (2)	MAUERSBERGER
Geodäsie u. Kartenkunde (2)	OLBERG
Physik der hohen Atmosphäre (2)	TAUBENHEIM
Angewandte Geophysik (2)	FANSELAU
H-F-Technik in der Geophysik (2)	SCHMIDT
Theoretische Meteorologie (Dynamische Meteor.) (2)	HÄUSER
Physik der Atmosphäre (Atmosph. Strahlungsoptik) (1)	FOITZIK
Wolkenphysik (1)	BÖHME
Angewandte Meteorologie (1)	BÖER
Synoptische Meteorologie (2)	WEHNER
Klimatologie (1)	HENDL

Univ. Bonn

Physik der Atmosphäre I (3)	FLOHN
Spezielle Probleme der synoptischen Meteorologie (2)	LINGELBACH
Mikroklimatologie II (ausgewählte Kapitel der angewandten Mikro- klimatologie) (1)	SEEMANN
Hydrodynamik der Atmosphäre II (1)	SCHMITZ

T. H. Braunschweig

Statistik geophysikalischer Beobachtungsreihen (2)	KERTZ
Angewandte Geophysik (1)	KERTZ
Geoelektrische Prospektion für Physiker, Geologen und Hydrologen (1)	FLATHE

Bergakademie Clausthal

Einführung in die Physik der festen Erde II (2)	N. N.
Theorie des magnetischen Feldes der Erde u. Ionosphäre (2)	N. N.
Theorie der geophysikalischen Aufschlußverfahren (2)	N. N.

T. H. Darmstadt

Das atmosphärische Ozon (1)	WIPPERMANN
Theoretische Meteorologie IV (2)	WIPPERMANN
Allgemeine Meteorologie II (2)	KLUG

Univ. Frankfurt

Einführung in die Seismik (2)	BERCKHEMER
Theorie der elastischen Wellen (2)	BERCKHEMER
Atmosphärische Strahlungsvorgänge (1)	MÜGGE
Wetterbesprechungen (3)	MÜGGE
Ausgewählte Kapitel d. Großwetterkunde (2 14tgl.)	BAUR
Aerologie (2)	GEORGII
Physikalische Grundlagen d. Biometeorologie (1)	WACHTER
Theoretische Meteorologie I (Statik, Kinematik) (2)	REYMANN

Univ. Freiburg

Einführung in die Meteorologie (2)	LOSSNITZER
Einführung in die Geophysik III, Hohe Atmosphäre (erdgebundene Methoden) (2)	RAWER

Bergakademie Freiberg

Angewandte Geophysik III (Seismik) (2)	KNOTHE
Angewandte Geophysik IIIa (Spezielle Probleme der seismischen Erkundung) (2)	RISCHE
Angewandte Geophysik V (Radiometr. Verfahren u. Bohrlochmessungen) (2)	KÖHLER
Einführung in die angew. Geophysik (2)	MEISSER
Angewandte Geophysik für Erdölgeologen (2)	MEISSER
Allgemeine Geophysik I u. II (2)	BUCHHEIM
Ausgewählte Kapitel aus der allgem. Geophysik (2)	BUCHHEIM und RÖSLER
Einführung in die Meteorologie (2)	MÜLLER
Stoffliche Konstitution des Planetensystems (2)	HOPPE

Univ. Göttingen

Mathematische Behandlung geophysikalischer Fragen (2)	BARTELS
Erdmagnetismus und Polarlicht (1)	BARTELS
Wolkenphysik (1)	KLEINSCHMIDT
Wetter u. Klima (1)	HUMMEL
Atmosphäre u. Ausbreitung ultrakurzer Wellen (1)	DIEMINGER
Kosmische Strahlung; einführende Übersicht (1)	EHMERT

Univ. Hamburg

Meteorologie III (Strahlung u. Wärmehaushalt) (2)	RAETHJEN
Einführung in die Meteorologie (2)	BROCKS
Physik der maritimen Atmosphäre III (1)	ROLL
Numerische Methoden in der dynamischen Meteorologie (1)	FISCHER
Meteorologische Instrumente (1)	STILKE
Sturmfluten (2)	HANSEN
Hydrographie der Nord- und Ostsee (1)	KALLE
Theorie geophysikalischer Aufschlußverfahren (2)	N. N.
Einführung in die Geophysik I (2)	STROBACH
Ionosphäre (1)	STROBACH

T. H. Hannover

Klimatologie (3)	DAMMANN
Thermodynamik der Atmosphäre (2)	DAMMANN
Einführung in die Ozeanographie (2)	DAMMANN

Univ. Jena

Einführung in die Geophysik (2)	SPONHEUER
---------------------------------	-----------

T. H. Karlsruhe

Allgemeine Klimatologie A (3)	DIEM
Flugmeteorologie (2)	DIEM
Allgemeine Meteorologie II (3)	DIEM

Univ. Kiel

Einführung in die Geophysik: Erdmagnetismus, kosm. Beziehungen (2)	JUNG
Einführung in die angew. Geophysik: Seismische Methoden (2)	JUNG
Schwere u. Massenverteilung der Erde (3)	JUNG
Meeresströmungen (2)	DIETRICH
Einführung in die Meereskunde (1)	DIETRICH
Einführung in die theoretische Ozeanographie IV (1)	KRAUSS
Statistische Theorie d. Turbulenz I (1)	KRAUSS
Allgemeine Meteorologie II (2)	DEFANT
Synoptische Meteorologie II (2)	DEFANT

Univ. Mainz

Wolkenphysik (3)	JUNGE
Luftchemie (2)	JUNGE
Wetterbesprechung (1)	JUNGE m. ASS.
Kurzwellige Strahlung II (1)	BULLRICH
Luftelektrizität (1)	BULLRICH
Einführung in die numerische Vorhersage I (1)	HINKELMANN
Theorie des Erdmagnetismus (3)	ROSENBACH
Ionosphäre (2)	ROSENBACH
Angewandte Magnetik mit Feldübungen (2)	ROSENBACH

Univ. München

Seismik und ihre Anwendung (2)	ANGENHEISTER
Einführung in die Vorles. der Geophysik II m. Übungen (2)	ANGENHEISTER m. HELBIG
Berechnung von Modellen in der angew. Geophysik (2)	ANGENHEISTER
Physik der festen Erde (2)	HARDTWIG
Potentialtheorie m. Anwendung. auf die Geophysik (2)	HARDTWIG
Probleme der physikalischen und geologischen Erdbebenkunde I (1)	FÖRTSCH
Praxis und Interpretation der seismischen Messungen (2)	FÖRTSCH m. GIESE
Meteorologie II (2)	MÖLLER
Physik der Mesosphäre (1)	MÖLLER
Thermostatik der Atmosphäre (2)	MÖLLER
Grundlagen der numerischen Wettervorhersage (2)	HOLLMANN
Meteorologie des Gewitters (2)	MÜLLER
Mikrometeorologie (2)	HOFMANN
Forstliche Meteorologie u. Klimatologie (1)	BAUMGARTNER

Univ. Münster

Physik der festen Erde I (Seismik) (1)	BROCKAMP
Geophysik der Polargebiete (1)	BROCKAMP
Geophysikalische Instrumentenkunde (Seismometrie) (2 14tgl.)	BAULE
Einführung in die Meteorologie (2)	N. N.

T. H. Stuttgart

Angewandte Geophysik (Geophys. II) (2)	HILLER
Physik des Erdinnern (1)	HILLER
Einführung in die Theorie elastischer Wellen m. Üb. (2)	MÜLLER

Landw. Hochschule Stuttgart-Hohenheim

Allgemeine Wetter- und Klimakunde (1)	RENTSCHLER
---------------------------------------	------------

Univ. Tübingen

Grundlagen der allgem. und angew. Geophysik 2. Teil (Geomagnetik, Radiometrie) (2)	HILLER
Aerosole u. Spurengase in der Atmosphäre (1)	MÜHLEISEN

Universität Graz

Geomagnetismus (5)

BURKARD

Universität Innsbruck

Mikrometeorologie (2)

HOINKES

Einführung in die Ozeanographie (2)

HOINKES

Montan-Hochschule Leoben

Angewandte Geophysik II (2)

KUNZ

Zeit-Tiefe-Relationen der Reflexionsseismik (1)

KUNZ

Eidgen.-T. H. Zürich

Allgemeine Geophysik (Seismik, Geoelektrik) (2)

GASSMANN

Geophysik. Prospektion (Seismik) m. Übg. (2)

GASSMANN

Interpretation geoelektrischer Messungen (2)

WEBER

Strömungslehre I (2)

ACKERET

Physik der Atmosphäre II (2)

N. N.

Numerische Methoden in der Meteorologie (2)

KUHN

Synoptische Meteorologie m. Übg. (2)

SCHÜEPP

Buchbesprechungen

I. Internationale Symposium über rezente Erdkrustenbewegungen (21.—26. Mai 1962 in Leipzig)

Abhandlungen der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Klasse für Bergbau, Hüttenwesen und Montangeologie. Vorsitz der Redaktionskollegiums: Professor Dr. O. MEISSER, Freiberg/Sa. Akademie Verlag, Berlin 1962, 508 pp., brosch. DM 62,50

Im ersten Abschnitt der zusammenfassenden Darstellung findet man in sehr übersichtlicher Form das Tagungsprogramm einmal nach Spezialgebieten, zum anderen aber auch entsprechend dem wirklichen Ablauf der Zusammenkunft gegliedert. Neben einem Verzeichnis der Teilnehmer dürfte vor allem die in Leipzig gefaßte Resolution allgemeines Interesse finden. Dieser Text bestätigte die Schaffung einer „Permanenten Kommission für rezente Erdkrustenbewegungen“ (CRCM) im Rahmen der IUGG und fordert gleichzeitig zu enger internationaler Zusammenarbeit für dieses Gebiet auf. An Hand geodätischer, ozeanographischer, geologischer und geophysikalischer Forschungsergebnisse soll eine entsprechende Karte der Bewegungen der Erdkruste neueren (eiszeitlichen) und neuesten (nacheiszeitlichen) Datums geschaffen werden. Daneben werden Spezialuntersuchungen in bestimmten Regionen der Erde vorgesehen. Zu diesen gehören auch West- und Osteuropa. Es soll fernerhin eine Verdichtung des Stationsnetzes für derartige Beobachtungen, eine Standardisierung der Meßergebnisse und die Schaffung von zwei Weltzentren zur Erforschung rezenter Krustenbewegungen angestrebt werden.

Die Anordnung der Beiträge erfolgt weitgehend nach der eingangs erwähnten Gliederung in bestimmte Wissensgebiete, die zur Verbesserung unserer Kenntnisse über rezente Krustenbewegungen beigetragen haben:

1. Geodäsie und Ozeanographie,
2. Geophysik (Erdzeitenforschung und Gravimetrie, Seismologie, Erdmagnetismus),
3. Geologie (einschließlich Geomorphologie).

Am Beginn des Tagungsprogramms stehen neben der Grußadresse des Präsidenten zwei Vorträge, welche die allgemeine Problemstellung und den Stand der wissenschaftlichen Entwicklung auf dem Gebiet der Erforschung rezenter Erdkrustenbewegungen umreißen.

1. Geodäsie und Ozeanographie

- a) Untersuchungsverfahren. An der Spitze stehen auch heute noch die wiederholten Nivellements zur Bestimmung vertikaler Verschiebungen der Erdkruste. Wesentlich erscheint hier neben reiner Auswertetechnik (Ausgleichsverfahren) und reiner Meßtechnik (z. B. Zuverlässigkeit der Höhenmarken über längere Zeiträume) die Frage der Bezugsfläche für derartige Höhenmessungen. In diesem Zusammenhang sind Meeresspiegelaufzeichnungen durchzuführen, die selbst wiederum wertvolle Aufschlüsse über Krustenbewegungen liefern können, wenn man entsprechende andere Einflüsse (z. B. eustatische Spiegelschwankungen, Gezeitenkräfte, Krustenveränderungen durch geologische Einwirkungen des Seegangs etc.) berücksichtigt. Die eustatischen Schwankungen betragen etwa 1 mm/a. Hinzu treten tektonisch bedingte Krustenveränderungen mit einem Betrag bis 18 mm/a.
- b) Praktische Meßergebnisse. Solche liegen beispielsweise vor für folgende Gebiete: *Kaspi-See* (Salzdombewegung von ca. 1 cm/a), *Armenien* (Hebung von 3 mm gegenüber Gebieten mit Absenkung von 7 mm), *Ungarn* (Senkung des Bakony-Gebirges), *CSSR* (Donaubene mit Absenkung von 12 mm/5a, Absenkungen in Bergbaugebieten und bei Talsperren), *Polen* (nur geringfügige Höhenänderungen, Projektierung eines Netzes für

wiederholte Nivellements bei Anschluß an Nachbarstaaten), *Dänemark* (umfassende Untersuchungen: Verschiebung der Uferlinien, Gezeitenbeobachtungen, Vergleich verschiedener Nivellements, säkulare Bewegungen, Glaziosostasie und Tektonik), *Baltikum* besonders Estland (genaues Geschwindigkeitsprofil, maximal 1,5 mm/a), *Deutsche Ostseeküste* (Pegelbeobachtung über 50 a liefert ca. 0,8 mm/a Absenkung).

2. Geophysik

Bei der Beobachtung von Gezeitenkräften mit Horizontalpendeln und Gravimetern tritt nach Abzug des Idealfeldes und bei Berücksichtigung meteorologischer und maritimer Einflüsse auffallend gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Tektonik in Europa auf.

Mit Neigungsmessern werden an tektonischen Brüchen in der *UdSSR* Neigungen von $10^{-1'}/a$ festgestellt. Entsprechende Messungen in *Japan* werden vor allem in Hinblick auf eine Voraussage von Erdbeben entwickelt. Dort treten im allgemeinen bei Erdbeben einer Magnitude $M \geq 7$ deutlich sichtbare Verschiebungen des Reliefs auf, bei Beben $M \geq 6$ sind diese geodätisch einwandfrei nachweisbar. Kontinentalverschiebung und Säkularvariation des erdmagnetischen Feldes liefern bedingte Beiträge zur Kenntnis rezenter Bewegungen.

3. Geologie und Geomorphologie

Für die Geologie ist vor allem die Frage von Interesse, bestehen irgendwelche Zusammenhänge zwischen den rezenten Erdkrustenbewegungen und dem tektonischen Strukturbild weiter zurückliegender geologischer Zeitabschnitte. Dieses Problem ist vor allem im europäischen Teil der *UdSSR* gründlich bearbeitet worden. Bei den Bewegungen in der Ukraine liegt eine reine „Vererbungstendenz“ der tertiären Tektonik vor. In anderen Teilen der *UdSSR* (z. B. Kaukasien) sind völlig neue Bewegungsrichtungen feststellbar. Beträgsmäßig liegen die Bewegungen in der Größenordnung von wenigen Millimetern/Jahr, nur in tektonisch aktiven Gebieten erreichen sie einige 10 mm/a.

Dr. G. SCHNEIDER

E. RÖSSLER und H. ZEHLE: *Feststellung, Ortung und Verfolgung radioaktiver Wolken und deren Einfluß auf die Funkortung II*. Westdeutsch. Verl., Köln und Opladen, 1962, 67 Seiten, kartoniert.

In radioaktiven Wolken, wie sie z. B. nach nuklearen Explosionen in der Atmosphäre auftreten können, werden durch Zerfallsprozesse geladene Teilchen verschiedener Art erzeugt. Unter diesen üben besonders die freien Elektronen einen Einfluß auf die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen aus. Um zu entscheiden, ob eine radioaktive Wolke gegebener Größe und Strahlungsintensität Radiowellen merklich reflektiert, muß man zunächst die innerhalb der Wolke vorhandene Elektronendichte (evtl. auch die Dichte anderer geladener Teilchen) sowie die Stoßzahlen abschätzen. Ein weiterer Schritt ist dann, aus diesen Daten und aus Form und Größe der Wolke auf die Wellenausbreitung Rückschlüsse zu ziehen.

In der vorliegenden Arbeit ist nur der erste Schritt getan. Es wurden verschiedene Bildungsprozesse von geladenen Teilchen diskutiert und unter vereinfachenden Annahmen mit Hilfe der gaskinetischen Grundgleichungen Elektronen- und Ionendichte bei gegebener radioaktiver Strahlungsintensität berechnet. Die Diskussion des Einflusses auf die Wellenausbreitung soll einer späteren Arbeit vorbehalten bleiben. Nach Ansicht des Referenten geht jedoch aus den gezeigten Rechenbeispielen schon hervor, daß man nur bei ungewöhnlich intensiven radioaktiven Wolken, z. B. unmittelbar über dem Explosionsort nuklearer Waffen, eine merkbare Beeinflussung von Funkwellen erwarten kann.

H. KOHL

Die Welt der Sterne

VON W. BRUNNER. 2., unveränderte Auflage. Mit 152 Abbildungen. 288 Seiten,
Leinen DM 16,-

Traité des sections coniques,

faisant suite au traité de géométrie supérieure

VON M. CHASLES. Teil 1 (Alles Erschienenen). Mit 5 Tafeln. 1865. Neudruck 1962.
XII, 368 Seiten, Leinen DM 56,-

Triumph der Mathematik

Hundert berühmte Probleme aus zwei Jahrtausenden mathematischer Kultur
VON H. DÖRRIE. 5. Auflage. Mit 122 Abbildungen. 391 Seiten, Leinen DM 18,50

Introduction to Boolean Algebras

VON PH. DWINGER. VI, 61 Seiten, Leinen DM 12,-, broschiert DM 10,-

Handbuch der Kugelfunktionen

Theorie und Anwendungen

VON E. HEINE. 2., umgearbeitete und erweiterte Auflage. 2 in 1 Band. 1878-1881.
Neudruck 1961. XVI, 484 und XII, 380 Seiten. Leinen DM 78,-

Lebendige Mathematik

VON W. LIETZMANN. 2. Auflage. 343 Abbildungen und 10 Tafeln. 435 Seiten,
Leinen DM 16,80

Diophantische Approximationen

Eine Einführung in die Zahlentheorie

VON H. MINKOWSKI. Mit 82 Abbildungen. 1907. Neudruck 1961. 235 Seiten,
Leinen DM 27,-

Vorlesungen über die Theorie der Integralgleichungen

VON I. G. PETROVSKIJ. Übersetzt von R. HERSCHEL. 100 Seiten, Halbleinen DM 7,80

Theorie der endlich erzeugbaren kommutativen Halbgruppen

VON L. RÉDEI. 226 Seiten, Leinen DM 35,-

Formeln und Lehrsätze zum Gebrauch der elliptischen Funktionen

VON K. WEIERSTRASS. Herausgegeben von H. A. Schwarz. 2. Ausgabe 1893.
Neudruck 1962. 96 Seiten, Leinen DM 22,-

Tafeln zur harmonischen Analyse und Synthese periodischer Funktionen

Tables for the Harmonic Analysis and Synthesis of Periodic Functions

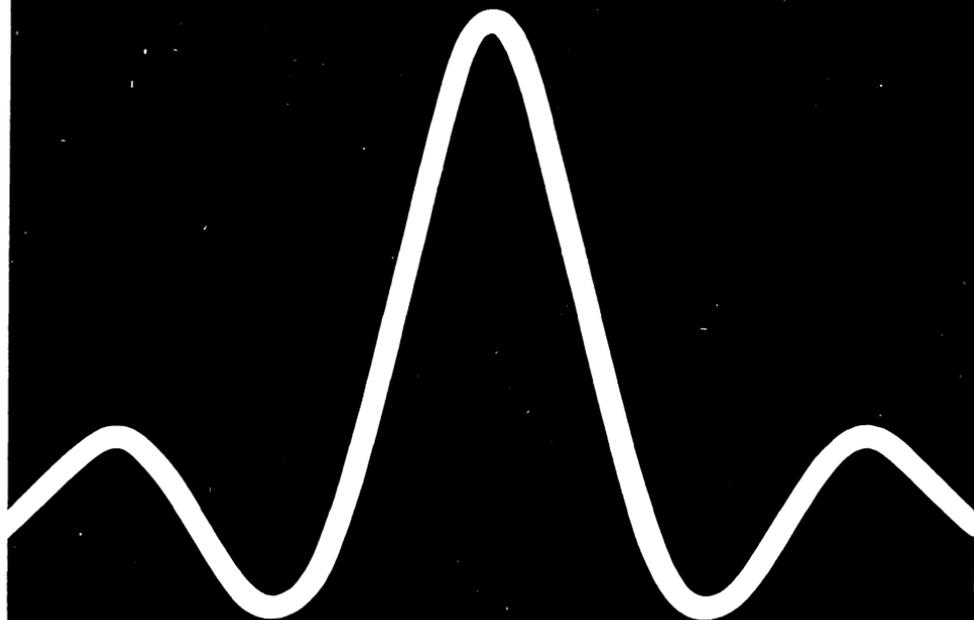
VON L. ZIPPERER. In englischer und deutscher Sprache. 1961. 8 Seiten, 24 Tafeln,
20 Grundtafeln und 20 Berechnungsblätter. In Mappe DM 9,75.

Zu beziehen durch jede Buchhandlung



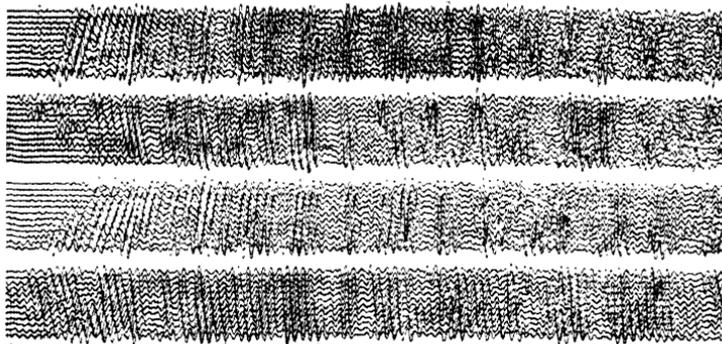
PHYSICA - VERLAG · WÜRZBURG

Das „VIBROSEIS“ System für die Erdöl- und Erdgasexploration.



Das „VIBROSEIS“* System arbeitet in Deutschland sehr erfolgreich — genauso wie schon in vielen Teilen der Welt. In dicht bebauten Gebieten, unter verschiedenen geologischen Bedingungen und bei wechselnder Oberflächenbeschaffenheit beweist es vielseitige Verwendbarkeit, einfache Handhabung und hohe Qualität der Ergebnisse.

* Trademark and service mark of Continental Oil Company



Diese „VIBROSEIS“ Aufnahmen sind typisch für die zahlreichen Gebiete guter Reflexionen in Norddeutschland. Die Reflexionen sind gut zu verfolgen und deutlich herausgehoben. Im unteren Teil der Seismogramme sieht man Störungen kleiner Sprunghöhe, die schon durch Tiefbohrungen bestätigt worden sind.