

64.549

1864

117

DEUTSCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU BERLIN

Veröffentlichungen des Instituts
für Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena

Herausgegeben vom Direktor i. V. Dr. habil. W. Sponheuer

Heft 77

Internationale Union für Geodäsie und Geophysik
Internationale Assoziation für Seismologie
und Physik des Erdinnern

7. Tagung
der Europäischen Seismologischen Kommission
vom 24. 9. bis 30. 9. 1962 in Jena, DDR

Herausgegeben von Wilhelm Sponheuer, Jena



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1964

DEUTSCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU BERLIN

Veröffentlichungen des Instituts
für Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena

Herausgegeben vom Direktor i. V. Dr. habil. W. Sponheuer

Heft 77

Internationale Union für Geodäsie und Geophysik
Internationale Assoziation für Seismologie
und Physik des Erdinnern

7. Tagung
der Europäischen Seismologischen Kommission
vom 24. 9. bis 30. 9. 1962 in Jena, DDR

Herausgegeben von Wilhelm Sponheuer, Jena

Mit 101 Abbildungen und 21 Tabellen im Text



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1964

Erschienen im Akademie-Verlag GmbH, Berlin W 8, Leipziger Straße 3-4
Copyright 1964 by Akademie-Verlag GmbH
Lizenznummer: 202 · 100/516/64
Kartengenehmigung: Mdi der DDR Nr. 1132/63, 1155/63, 29/64
Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“ Bad Langensalza
Bestellnummer: 2004/77 · ES 18 E 2 · Preis: DM 55,—

INHALT

25. September 1962

Begrüßungsansprache von Herrn Dr. W. SPONHEUER, (Jena)	9
Begrüßungsansprache von Herrn Prof. Dr. O. MEISSER (Freiberg)	10
Begrüßungsansprache von Herrn Prof. Dr. V. V. BELOUSOV (Moskau)	12
Eröffnungsansprache von Herrn Prof. Dr. A. ZÁTOPEK (Prag)	13
KÁRNÍK, V. (Prague): Seismicity of Europe, a progress report III	17
SORSKIJ, A. A. (Moscow): A draft seismotectonic map of Europe (Principles, contents, methods)	19
PETRESCU, G. et RADU, C. (Bucarest): La séismicité du territoire de la République Populaire Roumaine (représenté par V. KÁRNÍK)	27
GRIGOROVA, E. et PETKOV, J. (Sofia): Les épicentres en Bulgarie ayant trait au rapport avec l'élucidation de sa séismicité et sa repartition en régions séismiques	33
ZÁTOPEK, A. (Prague): Rapport sur l'état des recherches des tremblements de terre de la région des Carpathes en 1962	41
KÁRNÍK, V. and RUPRECHTOVÁ, L. (Prague): Seismic activity in the Carpathian region	43
CLOSS, H. (Hannover): Bericht über die Tätigkeit der Sous Commission des Explosions Alpines seit Helsinki (verlesen von W. HILLER)	45
LABROUSTE, Y. H., CHOUDHURY, A. et PERRIER (Paris): Structure des Alpes Occidentales — Expériences de 1956, 1958 et 1960 (représenté par W. HILLER)	51
FUCHS, K. (Clausthal-Zellerfeld), MÜLLER, S. (Stuttgart), PETERSCHMITT, E. (Strasbourg), ROTHÉ, J.-P. (Strasbourg), STEIN, A. (Hannover) et STROBACH, K. (Hamburg): Structure des Alpes occidentales	53
KNOTHE, CH. (Freiberg): Some remarks on the connexion between noise level, amount of charge and maximum possible distance for the observation of deep seismic soundings	55
GRINDA, L. (Monaco): Un phénomène parasite des expériences séismiques sous-marines (représenté par J.-M. VAN GILS)	57

26. September 1962

ZÁTOPEK, A. (Prague): Le centenaire de la naissance du Professeur V. LÁSKA, l'un des fondateurs de la séismologie moderne	63
SPONHEUER, W. (Jena): Investigations to the seismicity of Germany	65

PETERSCHMITT, E. (Strasbourg): La détermination macroséismique des profondeurs hypocentrales (représenté par W. SPONHEUER)	67
MEDVEDEV, S. (Moskau), SPONHEUER, W. (Jena) und KÁRNÍK, V. (Prag): Neue seismische Skala	69
ROTHÉ, J. P. (Strasbourg): La mission séismologique de l'UNESCO dans le bassin méditerranéen et au Moyen Orient (représenté par J.-M. VAN GILS)	77
GEDDES, A. E. M. (Aberdeen): Microseisms at Aberdeen from September 1961 to March 1962 (read by E. TILLOTSON)	81

27. September 1962

KÁRNÍK, V. (Prague): Symposium on the investigation of the earth's crust in Paris	83
KOSMINSKAJA, I. P. (Moscow): Classification of crustal structures by seismic data (read by J. E. GUBIN)	85
JEFFREYS, H. (Cambridge): Head waves and the nature of the MOHOROVIČIĆ discontinuity (read by E. TILLOTSON)	91
ULLMANN, W. und MAAZ, R. (Jena): Zur Ortung von Erdbeben	93
Петреску, Г. и Раду, К. (Бухарест): Строение земной коры в румынской народной республике по геофизическим данным (verlesen von L. WANIEK)	99
PETERSCHMITT, E. (Strasbourg): Sur l'extension de la surface de CONRAD en Europe occidentale (représenté par J.-M. VAN GILS)	107
REZANOV, J. A. (Moskau): Über die Beschaffenheit und die Entstehung der Basaltschicht der Erdkruste	109
JANOVSKAJA, T. B. (Leningrad): Computation of velocity-depth curves for the upper mantle in Europe as the reverse mathematical problem (read by A. P. SINICYN)	113
ZÁTOPEK, A. (Prague): Sur quelques résultats de l'étude statistique des périodes des microséismes européens	121
TABULEVIČ, V. N. (Machačkala): On the composition of microseismic vibrations (read by E. F. SAVARENSKIJ)	125
KNOPOFF, L., PRESS, F. and PILANT, W. L. (Pasadena): The dispersion of RAYLEIGH waves and crustal structure in the alpine region by the phase velocity method (read by S. MÜLLER)	133
KNOPOFF, L., PRESS, F. and PILANT, W. L. (Pasadena): The dispersion of RAYLEIGH waves and crustal structure in the western mediterranean by the phase velocity method (read by S. MÜLLER)	135
PEČ, K. (Prague): Sur quelques caractéristiques des ondes Lg	137
GÜTH, D. (Jena): Zur Dispersion kurzperiodischer Oberflächenwellen längs kontinentaler Wellenwege	143
SCHNEIDER, G. (Stuttgart): Oberflächenwellen bei Nahbeben in Mitteleuropa (verlesen von H. BERCKHEMER)	151
KNOPOFF, L., PRESS, F. and PILANT, W. L. (Pasadena): The scattering of RAYLEIGH waves at continental margins and the structure of the margin of the basin of the western mediterranean (read by S. MÜLLER)	163
MÜLLER, S. (Stuttgart): Untersuchungen an kontinentalen RAYLEIGH-Wellen in Eurasien	165
MÜLLER, S. (Stuttgart): Der Einfluß halbverfestigter Sedimente auf die Ausbreitung ozeanischer RAYLEIGH-Wellen	171

ŠEŮKOV, B. N. (Moscow): The use of surface seismic waves for the determination of crustal structure in Eurasia (read by E. F. SAVARENSKIJ)	177
SAVARENSKIJ, E. F., POPOV, I. I. and LAZAREVA, A. P. (Moscow): The long waves of the Chile earthquake of 1960 and the estimation of the thickness of the crust by phase velocities	185

28. September 1962

PAPALAŠVILI, V. G., PATARAJA, E. I., SICHARULIDZE, D. I. and CCHAKAJA, A. D. (Tbilisi): About the crustal structure on the basis of observations at the waves Lg and Rg on the Caucasus	193
ČERVENÝ, V. (Prague): On the amplitude curves of reflected waves for some models of the earth's crust	195
VANĚK, J. (Prague) and STELZNER, J. (Jena): Oscillatory character of amplitude curves for seismic body waves	205
BUGAEVSKIJ, G. N. (Irkutsk): Analysis of seismic travel-time curves in association with the question of heterogeneity of the earth's structure	213
KARAPETJAN, N. K. (Leninakan): Über einige Ergebnisse der Spektralanalyse seismischer Schwingungen	215
NEUNHÖFER, H. (Jena): Statistical investigations of natural shocks	231
TEUPSER, CH. and ULLMANN, W. (Jena): A new vertical-seismograph with galvanometric recording	233
ULLMANN, W. (Jena): Bemerkungen zum Horizontalseismographen HSJ-I	235
TEUPSER, CH. (Jena): Elektrodynamische Seismographen mit großer Rückwirkung zur Untersuchung von Großsprengungen	239
TOBYÁŠ, V. (Prague): The influence of the galvanometer reaction on the equivalent constants of electromagnetic seismographs	249
MAAZ, R. (Jena): Zur Wechselwirkung zwischen einem mechanischen Empfänger und einer longitudinalen harmonischen Planwelle	251
BERCKHEMER, H. and ANSORGE, J. (Stuttgart): Model seismic investigations of inhomogeneous wave fronts	257
GENSCHER, G. (Jena): Weight impact of a dropping instrument in sand	259
KLÍMA, K. und WANIEK, L. (Prag): Zur Deutung der Amplitudenkurven bei Absorptionmessungen an Gesteinsproben	261
PROS, Z., VANĚK, J. and KLÍMA, K. (Prague): The velocity of elastic waves in diabase and greywacke to 4 kilobars	269
SINICYN, A. P. (Moskau): Über das Zusammenwirken zwischen den seismischen Wellen und dem Bauwerk	271
RICHTER, G. (Halle): SH-Polarisation der Transversalwellen in großen Entfernungen	277

29. September 1962

Schlußansprache von Herrn Prof. Dr. A. ZÁTOPEK (Prag)	283
---	-----

VORWORT

Während der Tagung der Europäischen Seismologischen Kommission in Jena vom 24. 9. bis 30. 9. 1962 wurde beschlossen, fernerhin die Beiträge zu jeder Tagung dieser Kommission in einem besonderen Band zusammenzufassen. Das die jeweilige Tagung veranstaltende Land ist für die Drucklegung vorgesehen. Im vorliegenden Fall wurde die Deutsche Akademie der Wissenschaften zu Berlin gebeten, den Druck des Bandes finanziell zu sichern. Für die Übernahme dieser Verpflichtung dankt die Europäische Seismologische Kommission der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin.

Die zugrunde liegende Resolution 8 der Jenaer Tagung benennt den Unterzeichneten als Herausgeber dieses Bandes und bittet Herrn Dr. J. VANĚK, Prag, und Herrn J.-M. VAN GILS, Uccle, um deren Mitarbeit. Diesen beiden Herren sowie Herrn Dr. R. MAAZ, Jena, möchte ich hiermit für die geleistete Arbeit herzlich danken. Darüber hinaus hat meine Sekretärin Frau RESAGK mich bei der redaktionellen Arbeit anerkennenswert unterstützt.

Dem Akademie-Verlag gebührt großer Dank für die sehr gute Gestaltung des Vortragsbandes.

In den vorliegenden Band sind die organisatorischen Mitteilungen betreffs der Europäischen Seismologischen Kommission nicht aufgenommen worden, da hierfür die Comptes-Rendus zuständig sind. Darin findet man Angaben über das frühere und das neu gewählte Bureau der Kommission, eine Liste der Tagungsteilnehmer und die auf der Tagung gefaßten Resolutionen, die bereits im Rundschreiben vom 17. 12. 1962 verbreitet worden sind. Ferner geben die Comptes-Rendus einen Überblick über den Verlauf der Tagung, wozu vor allem die Zusammenfassungen der Vorträge und die Diskussionsbeiträge verhelfen.

In diesem Band sind daher die Vorträge abgedruckt und nur dann die Zusammenfassung, wenn das Vortragsmanuskript nicht eingereicht wurde. Hinsichtlich der Diskussionsbeiträge halten wir uns an die erwähnte Resolution, da hierdurch oftmals eine wesentliche Abrundung des Vortrages erzielt wird.

Jena, den 1. 8. 1963

W. SPONHEUER

Begrüßungsansprache von Herrn Dr. W. SPONHEUER,
Stellvertretender Direktor des Instituts für Bodendynamik
und Erdbebenforschung Jena

Meine sehr verehrten Anwesenden!

Als Vertreter des Instituts für Bodendynamik und Erdbebenforschung, eines Instituts der Forschungsgemeinschaft der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, habe ich die hohe Ehre, Sie recht herzlich willkommen zu heißen. Ich begrüße besonders den Präsidenten der Internationalen Union für Geodäsie und Geophysik, Herrn Prof. BELOUSOV, Moskau, den Initiator des upper-mantle-project. Mein Gruß gilt ferner den Herren Vizepräsidenten der Europäischen Seismologischen Kommission Prof. ZÁTOPEK, Prag, und Prof. SAVARENSKIJ, Moskau.

Die Europäische Seismologische Kommission besteht nun seit 11 Jahren. Es hat sich gezeigt, daß es ein fruchtbarer Gedanke war, diese Vereinigung zu gründen. Gibt es doch viele Probleme der Seismologie, die nur in internationaler Zusammenarbeit zu lösen sind. Ich denke dabei an das Projekt zur Erforschung der Alpen, an die Untersuchung des Karpaten-Gebietes und endlich an die Untersuchungen zur Seismizität von Europa. Sicherlich wird auch diese Tagung dazu beitragen, diese Arbeiten zu fördern und Erkenntnisse über den neuesten Stand der seismologischen Forschung zu vermitteln.

Begrüßungsansprache von Herrn Prof. Dr. O. MEISSER,
Mitglied der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin
und Sekretar der Klasse für Bergbau und Geophysik

Herr Präsident, meine Damen und Herren!

Es ist mir eine besondere Ehre, Ihnen sowie der Europäischen Seismologischen Kommission die besten Wünsche seitens der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin zu überbringen, die die heutige Tagung mit organisiert hat. Ich überbringe Ihnen die besten Wünsche für ein gutes Gelingen und für einen erfolgreichen Ablauf Ihrer Tagung.

Seismisch befinden Sie sich hier in Jena auf historischem Boden. Prof. Dr. ABBE, der wissenschaftlich führende Mitbegründer der Zeiß-Werke, zeigte bereits Ende vorigen Jahrhunderts ein großes Interesse für die Deformation des Erdkörpers im Bereich aller Wellenlängen. Beim Bau der Sternwarte in der Stadt unten wurde zum Studium der Erdzeiten neben einem Zenit-Teleskop eine 25 m tiefe Kammer im Buntsandstein für seismische und Neigungsmessungen angelegt. Prof. Dr. STRAUBEL, einer der Nachfolger ABBES in der Geschäftsleitung vom Zeiß-Werk und gleichzeitig Physik-Professor an der Universität Jena, errichtete eine Erdbebenwarte in der Sternwarte, die seit 1904 fast ununterbrochen im Betrieb war. Diese Erdbebenwarte bildete mit dem Neubau der nachmaligen Reichsanstalt für Erdbebenforschung ab 1. Oktober 1923 eine der Grundlagen des heutigen Akademie-Instituts für Bodendynamik und Erdbebenforschung. 1922 wurde die Deutsche Seismologische Gesellschaft in Leipzig gegründet und hielt vom 4. zum 5. Oktober 1923 im Physikalischen Institut, 150 m ostwärts von hier, ihre erste Tagung ab. Es ist erstaunlich, daß damals trotz der Inflation und der stark gestörten Auslandsbeziehungen diese eindrucksvolle Tagung durchgeführt werden konnte. Gleichmaßen weitsichtig und zukunftsweisend war für die damalige Weimarer Republik die Errichtung der neuen Reichszentrale für Erdbebenforschung in Jena, deren Einweihung mit der Jenaer Tagung der Deutschen Seismologischen Gesellschaft 1923 verbunden war. Reichspräsident Ebert fragte den Organisator des Neubaus und dieser Tagung, den Geheimrat HECKER, ob wirklich bei der damaligen Notlage in Deutschland ein Erdbeben-Institut nötig wäre, wo wir doch in Deutschland nur

sehr beschränkt Erdbeben hätten. Oskar HECKER, zuvor Direktor des internationalen seismologischen Zentralbüros in Strasbourg, der als erster die Schwerkraft auf den Weltmeeren bestimmte, der ein persönlicher Freund des russischen Seismologen GOLICYN war und korrespondierendes Mitglied der berühmten Moskauer Akademie der Wissenschaften gewesen ist, hat mit klarem Blick für die wissenschaftlichen Grundlagenaufgaben der Seismik und voller Berücksichtigung der kommenden seismologischen Forschung für die Ingenieurtechnik, für die Erkundung von nutzbaren Lagerstätten und die Grubensicherheit im Bergbau den Regierungschef voll überzeugen können, daß dieses Institut trotz der Notzeit nötig war. Erleichtert wurde ihm das dadurch, daß die Carl-Zeiß-Stiftung den Neubau, den Sie hier drüben sehen und der jetzt verlassen worden ist, dem Staat geschenkweise übereignete. Auch unsere Deutsche Akademie der Wissenschaften hat bei der Förderung der Geowissenschaften ihre Institute und Einrichtungen in der Deutschen Demokratischen Republik sowohl im internationalen Rahmen der Internationalen Union für Geodäsie und Geophysik als auch unter ökonomischen Gesichtspunkten weiterentwickelt. Davon zeugen das Symposium über rezente Erdkrustenbewegungen im Mai dieses Jahres in Leipzig und Ihre heutige Tagung in Jena. Insbesondere können Sie sich während der Tagung von der außerordentlichen Wissenschaftsförderung hier am Institut für Bodendynamik und Erdbebenforschung überzeugen. Wir freuen uns über Ihre Teilnahme, und ich darf Ihnen für die kommende Arbeit in Jena viel Erfolg und auch einige erholsame Stunden wünschen. Dazu seitens der Akademie der Wissenschaften ein herzliches Glückauf!

Begrüßungsansprache des Präsidenten der Internationalen Union
für Geodäsie und Geophysik Prof. Dr. V. V. BELOUSOV

Meine Damen und Herren, Genossen!

Ich habe das große Vergnügen, die hier versammelten Teilnehmer an der Sitzung der Seismologischen Europäischen Kommission in Jena zu begrüßen. Die seismologischen Forschungen nehmen innerhalb der Arbeit der IUGG, deren Präsident zu sein ich die Ehre habe, einen bedeutenden Platz ein. Aber wir wissen, daß heute das Interesse für die Seismologie über den Kreis enger Spezialisten hinausgewachsen ist. Kürzlich hat die UNESCO es für notwendig erachtet, drei seismologische Missionen in die seismisch aktivsten Gebiete der Erde zu schicken, um die Maßnahmen zur Verhinderung seismischer Gefahren zu studieren.

Im Zeitalter großer Unternehmungen, wo der Mensch in den weiten kosmischen Raum eindringt, ist es unwürdig, vor den blinden Zuckungen des Erdinneren zurückzuweichen. Ich bin davon überzeugt, daß durch die gemeinsamen Anstrengungen Sie, die Seismologen, letztlich und endlich den Menschen und seine Bauten vor seismischen Katastrophen schützen werden.

Ich wünsche Ihnen Erfolge in Ihrer Arbeit. Ich danke der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin für die Schaffung der ausgezeichneten Bedingungen zur Durchführung dieser Tagung.

Eröffnungsansprache des Vizepräsidenten Prof. Dr. A. ZÁTOPEK, Prag

Meine sehr verehrten Damen und Herren, hochverehrte Gäste,
liebe Kolleginnen und Kollegen!

In Abwesenheit unseres Präsidenten Prof. BONELLI habe ich die ganz besondere Ehre und Freude, Sie alle herzlich begrüßen und unsere Arbeitstagung der Europäischen Seismologischen Kommission hier in Jena eröffnen zu dürfen. Die Bedeutung unserer Sitzungen wird durch die Anwesenheit von Prof. BELOUSOV, Präsident der Internationalen Geodätischen und Geophysikalischen Union, in dessen Ansprache wir soeben die Wichtigkeit und Reichweite unserer nächsten Sitzungen gehört haben, unterstrichen. Es sind keine kleinen Aufgaben. Sie werden von uns allen konzentrierte und koordinierte Zusammenarbeit erfordern. Eine Zusammenarbeit, die unegoistisch, kameradschaftlich und friedlich sich entwickeln sollte. Es ist deswegen meine sehr angenehme Pflicht, so festzustellen daß wir viele sind. Es ist auch meine angenehme Pflicht, der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, hier durch ihr Mitglied Herrn Prof. Dr. MEISSER vertreten, den wir alle als einen ergebenen und opferwilligen Geophysiker und besonders Seismiker und einen ausgezeichneten Organisator verehren, für die Übernahme des Patronats über unsere Konferenz und deren großzügige Unterstützung unseren verbindlichsten Dank auszusprechen. Es ist weiter der Organisationsausschuß mit unserem lieben Kollegen, Dozent Dr. SPONHEUER, Stellvertreter des Direktors des Instituts für Bodendynamik und Erdbebenforschung der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, hier in Jena an der Spitze, der mit seinem Stab die materiellen Voraussetzungen und die Organisation ausgezeichnet vorbereitet hat, die, wie schon jeder von uns feststellen konnte, auch erfolgreich funktioniert. Ihnen allen sind wir zu großem Dank verpflichtet.

Bedauerlich ist jedoch, daß unsere Arbeitsgemeinschaft, die im Laufe der Jahre sozusagen zu einer Familie zusammengewachsen ist, sich nicht in voller Anzahl an ihre Arbeit setzen kann. Es mußten sich leider manche Kollegen und Funktionäre entschuldigen, unter denen wir beson-

ders Herrn Prof. ROTHÉ, Generalsekretär der Internationalen Assoziation für Seismologie und Physik des Erdinneren, weiter Herrn Prof. BONELLI, Präsident unserer Kommission, und Herrn Ing. PETERSCHMITT, der die undankbare Funktion eines Sekretärs perpetuel unserer Kommission schon jahrelang bekleidet und der der Vorbereitung unserer Kommission große Sorgfalt und viel Zeit und Arbeit gewidmet hat, vermissen werden. Sie haben unserer Konferenz ihre besten Grüße und Wünsche übersandt und mit vielen Anregungen zu unseren kommenden Handlungen beigetragen. Ich möchte hier den Vorschlag vorlegen, diesen Funktionären und auch unserem Senior, Sir Harold JEFFREYS, Begrüßungstelegramme zu übersenden. Es werden uns natürlich alle weiteren Kollegen, die hier nicht anwesend sein können, fehlen, und wir sind uns schon in diesem Augenblick der Eröffnung dessen völlig bewußt.

Wir haben uns hier in Jena versammelt, in einer alten Stadt, die in der Welt nicht nur durch ihre Schott-Werke, Zeiß-Werke, Jenapharm usw., sondern auch durch ihre Schiller-Universität, durch die wissenschaftlichen Institutionen bekannt ist, besonders für uns Seismiker durch das Institut für Bodendynamik und Erdbebenforschung. Hier wurde ein beträchtlicher Teil der Geschichte der Erdbebenforschung geschrieben. Welchem Seismiker wären denn Namen wie HECKER, SIEBERG, KRUMBACH und MARTIN unbekannt, besonders SIEBERG, der in der Erdbebengeographie und bei der Grundlegung der Seismotektonik in jenem kleinen Haus nicht weit von hier am Fröbelstieg 3 ein großes Werk geschaffen hat. Und es ist noch eines, was verdient, in diesem Augenblick erwähnt zu werden. Vor hundert Jahren wurden zwei hervorragende Seismiker geboren: Boris Borisowitsch GALITZIN und Vaclav LASKA, deren Jubiläen wir mit Bewunderung ihres Werkes in Dankbarkeit gedenken. Die Gedanken von GALITZIN, dem genialen Schöpfer der Theorie und Konstrukteur von elektromagnetischen Seismometern, sind noch heute lebendig und finden auch hier in Jena ihre Fortsetzung. Und die Ideen von LASKA, der in der Formulierung der Grundbegriffe der Seismotektonik und Tektonophysik seine Zeit um 30 Jahre überholte, werden erst in der Gegenwart recht verstanden und ausgenutzt.

Die vor uns stehenden Sitzungen stellen in mancher Hinsicht eine Fortsetzung dieser alten Ideen dar. Sie hängen eng mit dem von Prof. BELOUSOV vor zwei Jahren in Helsinki vorgelegten Projekt einer komplexen Erforschung des oberen Erdmantels zusammen. Deswegen werden die behandelten Probleme der Seismizität von Europa und speziell jetzt des Karpatengebietes und des Alpengebietes von breiten Gesichtspunkten aus auch mit Rücksicht auf die geologischen und eventuell geodätischen Aspekte besprochen werden. Die seismischen Tiefensondierungen, die die Lage und Natur der Hauptdiskontinuitäten der Erdkruste in Europa

näher erklären sollen, werden behandelt werden. Damit sind die Probleme der Ausbreitung und Dispersion von seismischen Wellen, mit denen wir uns auch befassen wollen, ebenso wie die Erforschung der mikroseismischen Bodenunruhe eng verknüpft. Und wie könnte man die Fortschritte der Seismik ohne experimentelle Basis realisieren. Es wird also über Modellversuche und experimentelle Untersuchungen, über die physikalischen Eigenschaften der Gesteine in den Erdkrustenschichten berichtet werden, und die Theorie und Konstruktion von modernen Seismometern darf auch nicht unberücksichtigt bleiben.

Unsere Sitzungen müssen sich auch mit administrativen und organisatorischen Fragen beschäftigen und die Richtlinien der weiteren zielbewußten Forschung ausarbeiten. Diese müssen dann formuliert und als Resolutionen bekanntgegeben werden. Es wird ein neues Büro gewählt werden müssen. Dank unserem Organisationskomitee werden auch Exkursionen und ein Kammermusikabend, auf den wir uns alle schon freuen, veranstaltet werden, und dieser Teil des Programms wird eine volle Ausnutzung der zur Verfügung stehenden Zeit darstellen. Sehr viel versprechen wir uns von der unmittelbaren Diskussion und vom Austausch von persönlichen Meinungen. Also ist das Programm reich, und im Namen des Büros der Europäischen Seismologischen Kommission kann ich nur zum vollen Erfolg unserer Sitzungen die besten Wünsche aussprechen.

Seismicity of Europe, a progress report III

V. KÁRNÍK

Summary

Report about the work on the project of the seismicity of the European area during the interval between the 5th and 6th sessions of the E.S.C. (July 1940—September 1962). The text is divided into following items:

Seismological information prepared by the individual countries according to the resolution of the Helsinki meeting and other scientific publications, unified M-determination, station differences, depth determination using macroseismic data, relation between micro- and macroseismic parameters, preparation of the map of maximum isoseismals, seismicity of the Carpathian region, recommendations.

The Progress Report III will be published in the IUGG Monographs in 1963.

Diskussion

E. F. SAVARENSKIJ:

The preparation of the map of seismicity of Europe is now in good progress and we are thankful to Dr. KÁRNÍK for it. It would be very valuable to have (with the variation of data of seismicity) the map of epicentres with dividing them (accuracy, magnitude) according Dr. KÁRNÍK'S idea.

V. KÁRNÍK:

In the whole three kinds of seismic maps will be prepared in the project of seismicity of Europe:

1. Epicentre maps,
2. Seismic zoning maps,
3. Seismicity map.

These maps will give a complete seismological information available today.

A draft seismotectonic map of Europe

(Principles, contents, methods)

A. A. SORSKIJ

Earthquakes are, as well known, the most direct and most striking indicators of recent tectonic activity of the earth, and their distribution is determined by the laws governing the entire process of tectogenesis. It was established by incontrovertible evidence, based on geological facts, that tectonic movements were widely spread over the entire Globe in old and in recent geologic epochs. This, however, does not mean that their intensity was everywhere the same. The heterogeneous structure of the earth's crust indicates that individual zones have their own history of development, as well as, different degrees of differentiation and different intensities of manifestations of tectonic movements of old and recent epochs.

Recent tectonic movements, which are often represented by seismic phenomena, also possess a clearly defined differentiation of intensity and space distribution.

That is why for an investigation of the relations between seismicity and tectonics in various areas different methods of geologico-tectonical analysis should be used.

The seismicity of a given territory is characterised by the following elements:

- a) location of epicentres,
- b) energy of earthquakes,
- c) reoccurrence of earthquakes of different energies, or in the absence of proper information, the maximum energy of a single earthquake, recorded in this area.

These elements can only rarely be determined from direct observations, i.e. from statistical data. Only in regions with closely spaced epicentres and frequently occurring earthquakes sufficient statistical data can be accumulated during the limited period of observations.

But in most cases the obtained statistical material is far from sufficient for valuable conclusions to be drawn on the seismicity of a given area, since the number of earthquakes, recorded during the period of qualified observations, is usually too small. However, making use of the laws

governing the tectonic development of the territory, one might be able to interpolate and extrapolate seismostatistical data to regions, in which no or few earthquakes have been recorded, and thus suggest some ideas on the nature of seismicity to be expected in the given region. A study of the relations between seismicity and tectonics results finally in a SEISMOTECTONIC MAP, which can be used for an analysis of the origin conditions of earthquakes, and form a basis for compiling forecasting maps of seismic zoning.

Investigation of numerous regions in the South and South-East of the USSR has shown that the tectonic movements of the old and recent times consist mainly in vertical uplifts and subsidences of separate sections of the earth's crust (oscillatory or epeirogenic movements). And with the development of these vertical movements, or rather with their contrast, shown by the close vicinity of regions with different, and sometimes even rapidly changing, velocities and different direction of the tectonic movements, are most probably connected the tangential stresses, directly responsible for the origin of earthquakes. It is just in zones of such "contrast conjugations" that the tangential stresses arise, and their maximum intensity is to be found in places, in which maximum contrast of vertical movements is observed.

It should be underlined in connection with the above statements that the present highland relief, due to recent tectonic movements in the axial part of an uplift, cannot be considered as an indicator of high seismicity. Only in areas with significantly contrasting conjugations of zones of recent uplifts and subsidences does high seismicity exist.

The velocity gradient of relative vertical movements of the crust can be used as a valuable tectonic indicator of the intensity of tangential stresses. The gradient implies a change in velocity per unit horizontal distance in the direction, transverse to the boundary dividing the sections, moving vertically to one another. In principle the value of the velocity gradient might be determined by various methods (the degree of accuracy varying considerably from case to case): geodetic — for the recent epoch; geomorphological — on the average, for the quaternary period, or for part of it (for instance, for the time elapsed from the last glaciation, i. e. for the last 10—15 thousand years); geologic (by comparing the thickness of deposits of a definite age in two adjacent sections) — on the average for significantly longer geologic periods (millions and tens of millions of years). For regions, in which the seismicity and geology have been closely studied, a quantitative correlation between seismic activity and the average value of the velocity gradient of vertical tectonic movements can be carried out.

Although such quantitative correlation of tectonics with seismicity is of an undoubted interest, the value of the velocity gradient of recent tectonic movements cannot, however, be always or everywhere established. Tectonic fractures, with which earthquakes are connected, often do not appear on the surface, and can only be supposed to exist deep down. In such cases indirect tectonic indications have to be used.

In most papers dealing with relations between tectonic elements and seismicity use is made of *qualitative* correlations, showing at the given stage of investigations of good enough correlation.

The geotectonic analysis permits to outline the following general laws governing these relations:

High seismicity is typical for regions of a recent active reorientation of the tectonic pattern, in which the general direction of the tectonic movements has changed repeatedly during the alpine cycle, the last change having taken place in recent time.

High enough seismicity is also typical for tectonic scars, whose development has been going on far a long time, or for zones of conjugation of large structural crustal elements, and distinguished in the past and in recent time by sharply varying directions of the vertical tectonic movements. Foci of strong earthquakes are in most cases confined to such scars or to deep faults.

Zones of deep faults can be identified by an analysis of the distribution of facies and thicknesses and also by the use of some indirect indications, such as: 1. differentiation and contrast of vertical tectonic movements in general, and of recent tectonic movements in particular; 2. reconstruction of the relief within narrow strips; 3. young volcanism and 4. significant gravity gradients.

Revealing of zones, distinguished by a contrast of recent-neogene-quaternary-movements, is of the greatest importance, it being also desirable to obtain a numerical expression for the value of the velocity gradient of the recent movements. However, in some cases manifestations of the velocity gradient of recent movements might be absent, since these started not long ago, and so could not have produced any significant geomorphological results. In such cases geodetic methods, sensitive to recent tectonic movements, might be of help.

Geomorphically the neogene-quaternary movements may be manifested by changes in the recent drainage pattern. Main water sheds might be displaced in such a way, that the axes of uplifts and depressions would be drawn together, and regions of young uplifts may be transformed into subsidences.

A study of the history of development has shown in certain regions the existence of large transverse uplifts, whose marginal parts are often com-

plicated by deep faults, to which in some places young volcanic eruption centres are confined.

When analysing the seismic phenomena on platform, one's attention is drawn to regions of recent activation of tectonic movements, represented by large arched uplifts, sometimes complicated by faults of considerable length.

A correlation of data on tectonics and on seismicity permits to compile several tectonic maps.

The principal among them is the map, in which the *fundamental laws governing the geotectonic development of large regions, as well as of separate narrow zones are reflected.*

The first draft seismotectonic map of Europe is based on all the above statements.

It was compiled at the Institute of Physics of the Earth, Acad. of Sc. of the USSR, and edited by V. V. BELOUSOV and A. A. SORSKIJ. The map is of scale 1 : 2,500,000 and it includes geological data obtained from published references and personal studies conducted by M. V. GZOVSKIJ (HPR), A. V. GORJAČEV (Spain, Portugal), N. N. LEONOV (the European part of the USSR, PPR), I. V. KIRILLOVA (Italy, Turkey, Caucasus, Crimea), N. I. NIKOLAEV (neotectonic data), I. A. REZANOV (Austria, Switzerland), G. I. REISNER (Algeria, Morocco), E. M. RUDICH (England, Iceland, Ireland, Norway, Sweden, Finland), B. A. PETRUŠEVSKIJ (GDR, FRG, Denmark, Belgium, Netherlands, Luxemburg, France), A. A. SORSKIJ (APR, Greece, FPRY, Caucasus, Crimea), V. V. EZ (BPR, CSSR, RPR). The map also includes seismological data collected by V. KÁRNÍK (maps, catalogue for all Europe), S. S. ANDREEV, A. Y. LEVICKAJA, G. D. PANASENKO, E. F. SAVARENSKIJ, A. D. TZKCHADAJA (USSR), E. BEN OSMAN (Tunis), J. BONELLI (Spain), M. BÅTH (Sweden), CH. CHARLIER, J. VAN GILS (Belgium), D. CSOMOR, A. RETHYL (HPR), A. GALANOPOULOS (Greece), F. GASSMANN (Swiss), E. I. GRIGOROVA, K. T. KIROF (PRB), R. MALARODA, M. DE PANFILS, C. RAIMONDI (Italy), M. IPEK, N. ÖCAL, C. OMOTE (Turkey), G. PETRESCU, C. RADU (RPR), E. PETERSCHMITT, J. P. ROTHÉ (France), J. G. SCHOLTE (Holland), A. SELLEVOLL (Norway), W. SPONHEUER (GDR, FRG), E. TILLOTSON (Great Britain), M. TOPERCZER, B. TRAPP (Austria), D. TRADJIC (FPRY), E. TRYGGVASSON (Iceland), V. E. BUNÉ (map of seismic activity of all Europe).

In accordance with the recommendations of the European Seismological Commission (Alicanté, 1959, Helsinki, 1960) the here proposed draft seismotectonic map was compiled by scientists of the Institute for Physics of the Earth of the Ac. Sci., USSR, in contact with European scientists. The tectonic basis was prepared by geologists-tectonists, and the seismic material summarised by seismologists.

V. KÁRNÍK compiled a catalogue of European earthquakes and 5 maps of epicentres, representing earthquakes of intensities VI, VII, VIII, IX, X and also deep earthquakes, classified according to magnitude. At the present stage of investigations direct use of V. KÁRNÍK's maps is made difficult by the large number of maps and lack of a classification of epicentres according to the degree of accuracy of their location. In connection with these difficulties, as a contemporary measure, the seismologists of the Institute of Physics of the Earth compiled from KÁRNÍK's data a map in isolines of the reoccurrence of earthquakes of intensity VII over an area of 1000 km². On this map epicentres of earthquakes of intensities IX—XI and of deep earthquakes were also plotted. In the compilation of this map use was made of maps, containing earthquakes of intensities VI, VII and VIII. The map was compiled in accordance with the principles, proposed by Y. V. RIZNIČENKO for maps of seismic activity. But the seismic data, plotted on this map, are preliminary and only of an illustrative kind. They will be improved after KÁRNÍK will have finished his investigations.

In accordance with the principles of tectonic regioning based on geologic development, the entire territory of Europe and the adjacent parts of North Africa and Asia were divided into two large areas:

- I. Areas having a continental crust,
- II. Areas with an oceanic crust.

In areas, in which the crust is of a continental type, two large zones stand out: zone of the alpine geosyncline, including the Mediterranean region and the basins of the Black and Caspian seas; and zone of the alpine platform, whose separate parts are of different ages (precambrian, caledonian and hercynian).

According to the nature of the predominant vertical movements, the geosyncline and the platform are divided into regions of predominant uplifts and regions of predominant subsidences.

Regions of predominant uplifts within the alpine geosyncline are in their turn divided into: regions of stable uplifts, inherited from the preceding geotectonic cycle; and regions of newly formed uplifts, arising from true geosynclinal and parageosynclinal troughs. The newly formed uplifts are also divided according to age into mesozoic and cenozoic.

In regions of predominant subsidences, represented by fore-deeps, intermontagne and superimposed troughs, sections are distinguished by the age of submersion (miocene, pliocene-quadernary and recent).

Within the alpine platform a division is made according to the predominant directivity of vertical movements. There is also a subdivision according to the age of the folded basement and in some cases a further, more detailed, differentiation is indicated.

Within regions, having an oceanic crust, the following features are shown in the map: emerged ocean ridges, rising above the ocean level and their under water sections; shelves, continental slopes of uncertain structure; and zones, which had undergone sharply defined differentiated movements in the neogene-quaternary period. Within oceans and inland seas deep water depressions are indicated.

In addition to the above enumerated zones, the seismotectonic map of Europe shows also large structural elements, bearing a direct relation to seismicity. These are: deep faults and large fractures, which had been active during the neogene-quaternary period; low angle overthrusts and nappes; zones of young volcanism; main mezocenozoic grabens, and also zones of contrast conjugations of uplifts and subsidences of the neogene-quaternary period. A correlation of the above enumerated tectonic elements with seismicity puts into relief the following general picture.

Seismicity is generally confined to regions of the alpine geosyncline, whereas within platform zones rather few seismic foci are recorded. Such distribution seems quite natural, since active development of zones of the alpine geosyncline is still going on, and in a number of places the tectonic movements show a sharply defined differentiation. It should be noted, however, that the manifestations of seismicity within the geosyncline are also irregular. Neither in the Alps, nor on the Balcans, in Turkey, or in the Caucasus, is seismicity connected with folded structures of the alpine type, but is due to block movements of the earth's crust.

Although various countries show different seismotectonic data, it is still possible, due to the here proposed design, to outline some general laws governing the relations between tectonics and seismicity.

Here they are in the most general form:

The highest seismicity is confined to zones, in which during the neogene-quaternary period a general reorientation of the tectonic pattern has been occurring, and stable uplifts of the beginning of alpine cycle have been drawn into differentiated subsidences along zones of intersecting faults. Simultaneously rejuvenation of old deep faults has been taking place, and volcanic eruptions have been occurring. Separate parts of the uplifts have been collapsing. Hereto belong the region of the Aegean sea and the adjacent parts of Greece and Turkey, where throughout the entire history of mankind disastrous earthquakes were being recorded. No less significant collapse has been occurring in the basins of the Tyrhenean sea and of the Western Mediterranean, where they have been resulting in strong earthquakes of the Iberian peninsula and Sicily. In the eastern part of the alpine geosyncline a similar process has been taking place in the southern region of the Crimea. High seismicity and volcanic activity of Italy are connected with the deep-water depressions of the

Tyrrhenean sea. The same process, although connected with the destruction of old structures, is evidently taking place within the Atlantic ocean, where strong earthquakes are known in Iceland, South Norway and Scotland.

Large scale structure transformation within the geosyncline lead to the formation of a series of superimposed throughs and to fracturing. Such are the superimposed depressions of the Appenine peninsula, of Albania, Greece, Hungary and the Caucasus. Processes of this kind give rise to zones, in which contrast conjugations of uplifts and depressions take place. To these zones seismic foci are confined.

Zones of contrast conjugations are of a various nature. The largest, forming boundaries between the geosyncline and platforms, are often characterised by strong deep foci earthquakes. Such are, for instance the conjugations of the external margin of the Carpathians with the Russian and Wallachian platforms, where deep foci earthquakes are known to occur. The boundaries between platforms and the geosyncline in the Pyrenean zone and on the Iberian meseta are also distinguished by high seismic activity and deep seismic foci.

Within the geosyncline the contrast conjugations correspond to deep faults with numerous seismic foci along them. Many earthquakes of the Caucasus, of the North Anatolian zone of Turkey, of the Dalmatian Coast of Yugoslavia and Albania, of Algeria and of many other countries originate under such tectonic conditions. The regional faults often intersect transverse uplifts, which apparently have deep roots. It was established that in places of such intersection seismogenetic "knots" arise, notable for high seismicity. (The Caucasus, Turkey, Albania, Hungary, etc.)

Young block movements within platforms lead to splitting of the basement and to the formation of large regional grabens. Here are some examples of such structures: the Oslo graben, the Kola-Bothnian zone, both having a precambrian basement and also the Upper-Rhein and Rhone grabens on the hercynian basement. To these structures seismic foci are confined, whose chain arrangement corresponds to the graben strike.

Thus, even a short analysis of the distribution of seismic activity over Europe shows that the principal seismic zones lie within the alpine geosyncline. Inside the geosyncline they are confined to zones of significant differentiation of tectonic movements, represented by deep faults of various directions, and by other above-mentioned geotectonic and geomorphological elements. It is interesting to note that zones of the highest seismicity show a number of geologic indicators, pointing to an activation of the tectonic processes. In revealing them not only geological

but also geophysical data are used. Isostatic anomalies, as established for Europe, correspond to more mobile regions. A closer spacing of epicentres, is, as a rule, confined to strips with higher gradients of these anomalies.

In regions of lower seismicity the number of geologic indicators of seismicity is usually smaller. Regions of weak seismicity generally show no differentiation or contrast of tectonic movements.

When compiling the first model of the draft seismotectonic map of Europe, the scientists were confronted with difficulties, both of a subjective and of an objective kind. A solution of definite problems, concerning the relations between tectonics and seismicity, may depend on the specific features of the given areas. Correlation of data on seismicity and on tectonics requires a location of epicentres with an error, not exceeding $0.1-0.3^\circ$, and also reliable data on the depth of foci, on the energy and mechanism of the earthquakes. Due to the enormous work done by V. KÁRNÍK, we have at present the first summary of data on seismicity. It is, however, necessary for all countries of Europe to bring their knowledge of seismicity to a common level, satisfying the above stated requirements.

Diskussion

A. ZÁTOPEK:

Ich schätze diese Karte sehr hoch. Sie wird auch die Zeitfolge der künftigen Forschungsarbeiten beeinflussen. Es wird möglich sein, auf Grund dieser Karte diese Arbeiten viel besser zu planen als auf der Grundlage von nur geologischen oder manchmal lückenhaften seismischen Karten. Auch für das Studium des Mechanismus der Bebenherde wird die Karte als eine wichtige Unterlage dienen. Wenn dann noch energetische Angaben zur Verfügung stehen werden, wird die Karte in dieser Hinsicht vervollkommnet werden können. Es ist ein schönes Beispiel der modernen komplexen Arbeitsmethode.

V. KÁRNÍK:

I have no question, only two remarks.

1. The seismological informations forwarded to the working group of Prof. BELOUSOV were in the state as they were received from individual countries, i.e. without control, without uniform classification, without completion of some parameters etc. The data therefore are suitable only for preliminary conclusions of general character.

2. The European area according to the definition of the E. S. C. includes all countries north of the 30th parallel, i.e. also Libya, Egypt and the Levantian countries.

La sismicité du territoire de la République Populaire Roumaine

G. PETRESCU et C. RADU

(représenté par V. KÁRNÍK)

Résumé

On expose les principaux résultats concernant la sismicité du territoire de la R.P.R. Les auteurs ont étudié le problème ayant pour but d'obtenir les éléments suivants: la position des foyers, l'énergie élibérée la fréquence des séismes, les procès tectoniques dans les foyers et la relation avec la tectonique de la région.

La carte des épïcêtres a été dressée à la suite de la discussion des données instrumentales et macroséismiques (sans séismographes). La région de Vrancea avec ses foyers intermédiaires est la plus intéressante du point de vue séismique. La carte de la distribution des foyers nous indique deux zones: 1. celle des séismes profonds ($100 \leq h \leq 200$ km, leur majorité avec $h = 150$ km) qui tient de la courbe des Carpathes et 2. celle des séismes peu profonds ($h < 100$ km) située au nord, à l'est et au sud-est. Une région à peu près aséismique fait la liaison entre ces deux zones.

Remarquons les courbes de profondeurs égales (fig. 1). Il paraît que la limite de 100 km soit en liaison avec l'asthénosphère (fig. 2).

La magnitude M des séismes ayant $h > 100$ km a été calculée à Bucarest avec les ondes S et la relation $M = \log \frac{A}{T} + 2,74$; ont été dressés les graphiques BENIOFF (fig. 3).

La magnitude M des séismes ayant $h < 100$ km a été calculée, d'une part, à l'aide des courbes $\sigma(\Delta)$, proposées par M. V. KÁRNÍK et, d'autre part, en utilisant des durées F—S.

Il faut aussi mentionner les résultats concernant les mécanismes et l'état des tensions dans les foyers de la zone de Vrancea: 1. on a étudié le mécanisme de 13 séismes carpathiques (12 profonds et 1 normal); 2. le plan de la faille prend une direction accidentelle, mais on a pu établir des directions normales et tangentes à la courbure, 3. la direction du plan de la faille et les manifestations macroséismiques démontrent l'existence d'un noyau II pour les séismes profonds, au moins pour ceux assez forts; 4. les directions des vecteurs nuls sont accidentelles; 5. les tensions de compression P actionnent à peu près accidentelles; 5. les tensions de com-

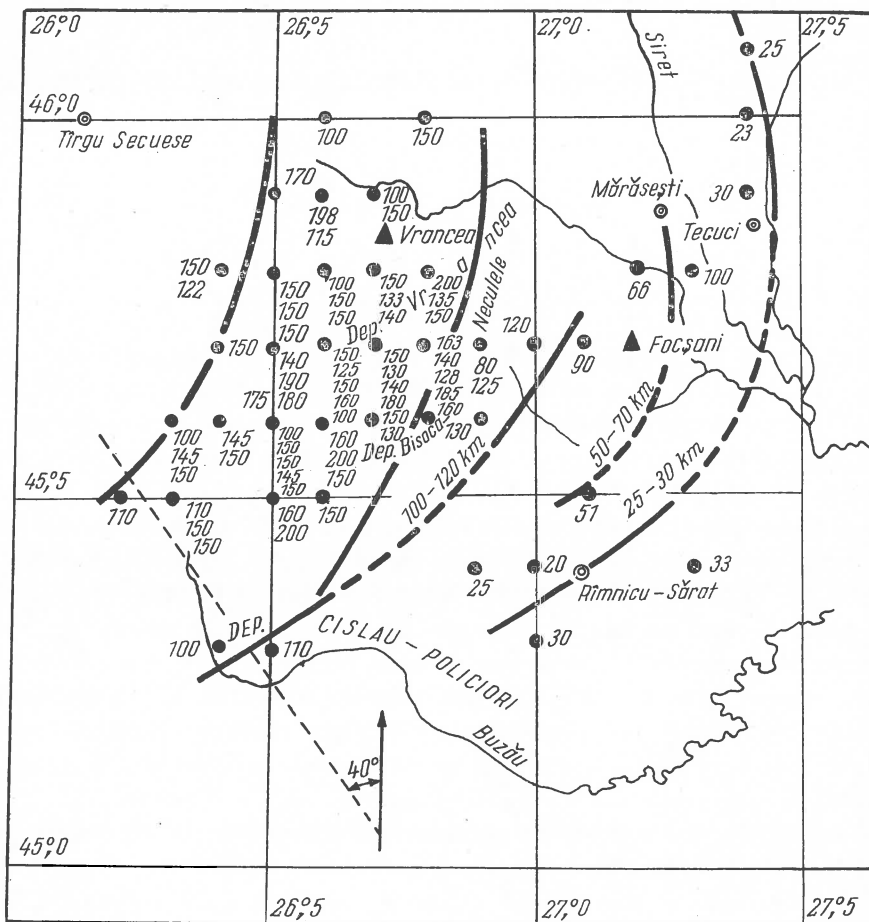


Fig. 1. La carte de la distribution des foyers de la région de Vrancea. ● = la position de l'épicentre ; 100 km = la profondeur du foyer ; ~ = les courbes de profondeur égale ; - - - - ligne de faille

pression P actionnent à peu près horizontalement, tandis que celles de dilatation T à peu près verticalement ; 6. les séismes dont la profondeur est $h > 100$ km sont des séismes par pression horizontale (P), type V_P (de faille inverse) ; ceux dont la profondeur est $h \leq 100$ km pourront être, soit des séismes par pression horizontale (P) — type V_P , soit des séismes par tension horizontale (T) — type V_T ; 7. à la profondeur de 100 km un brusque changement se produit en ce qui concerne les propriétés physiques de la matière ; 8. la conclusion $P > T$ est semblable à celle obtenue pour les séismes intermédiaires de la Méditerranée, du Pacifique et de l'Asie de sud-est.

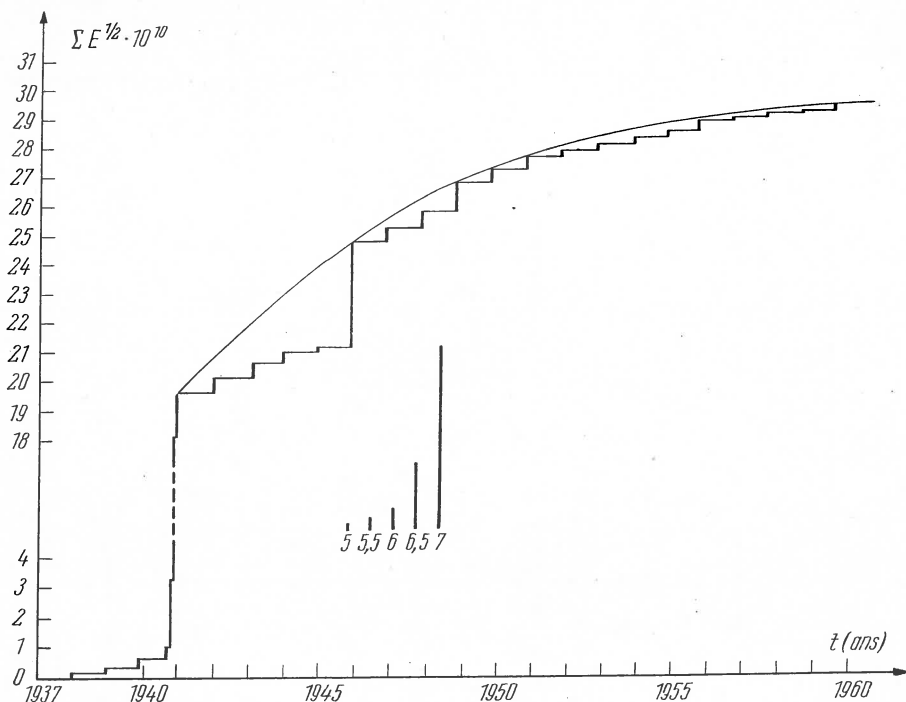


Fig. 3. Le graphique BENIOFF pour les séismes profonds de Vrancea
($\log E = 9 + 1,8 M$)

La grande séismicité de la zone des Carpathes s'explique par les particularités propres de la région de Focsani (fig. 4). Trois lignes très importantes du fondement se rencontrent ici: 1. la ligne de faille des Carpathes orientaux; 2. la ligne qui représente la limite inférieure du fliash intérieur; 3. la ligne qui représente la limite extérieure du fliash intérieur. Les séismes de cette région sont provoqués par les mouvements tectoniques de profondeur de la partie supérieure du manteau terrestre.

L'activité séismique des autres régions du pays est plus faible et se trouve déterminée par les foyers situés dans les limites de l'écorce.

Les recherches macroséismiques ont été effectuées sur la base des séismes ayant $I_0 \geq 6$.

On présente, à la fin de la communication la carte du rayonnement séismique du territoire de la République Populaire Roumaine.

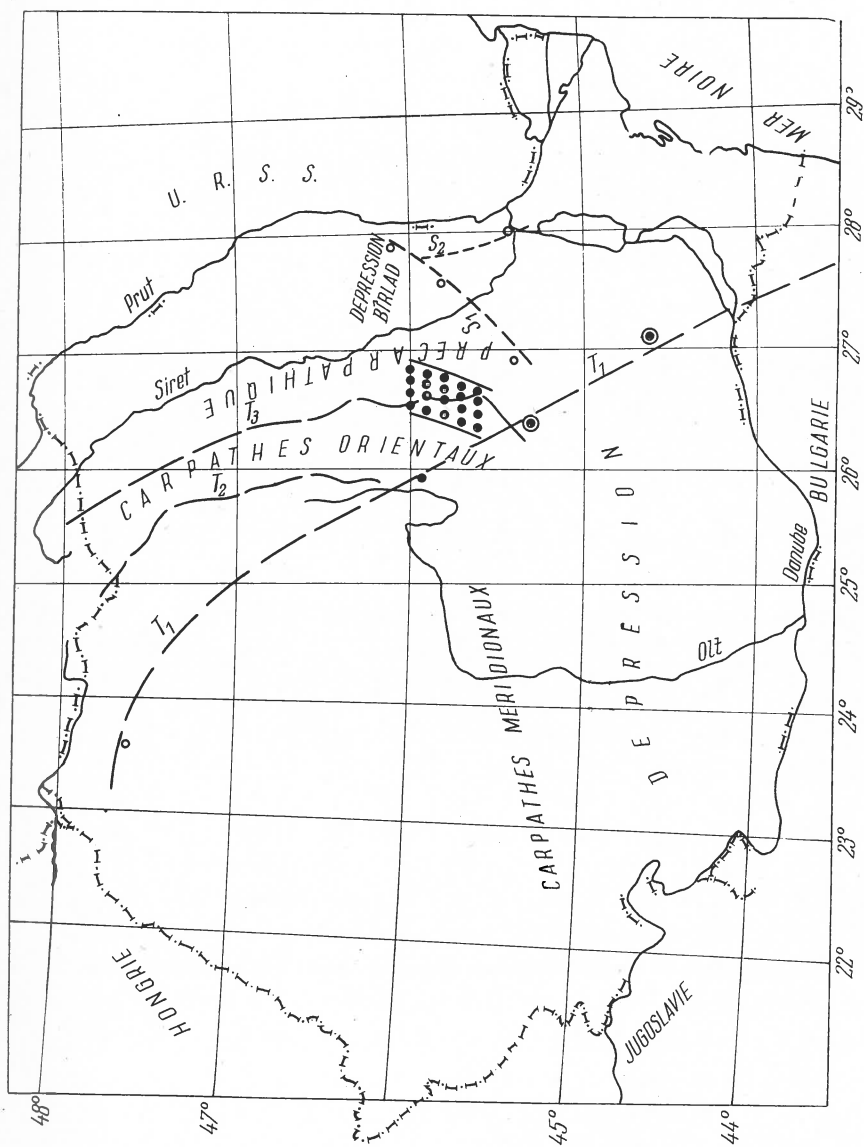


Fig. 4. La zone des Carpathes. Schéma séismotectonique.

- — — ligne de faille.
- La zone séismique de Vrancea ($h = 100$ km)
- foyer avec $h \geq 100$ km
- ⊙ foyer avec $h < 100$ km
- ⊙ foyer avec $h = 100$ km

Les épicentres en Bulgarie ayant trait au rapport avec l'élucidation de sa séismicité et sa repartition en régions séismiques

E. GRIGOROVA et J. PETKOV

L'activité séismique du territoire de la Bulgarie est déterminée à partir de la situation géographique qu'elle occupe dans la zone méditerranéenne séismique. Elle se trouve sous la forte influence de la zone séismique méditerranéenne et en partie sous celle de la zone des Carpathes. Les séismes sont conditionnés ici par la formation tectonique, respectivement la régénération tectonique de l'écorce terrestre de la péninsule des Balkans et les régions tectoniques voisines.

Les processus tectoniques récents, accompagnés à l'époque pliocène et postpliocène d'une activité magmatique, déterminent la transformation structurale de l'écorce terrestre, ce qui accroît son activité séismique.

Sur le territoire de la Bulgarie on a recueilli déjà nombre de données surtout macro-séismiques et, partiellement, instrumentales afin que l'on soit à même d'entreprendre une exploration plus achevée de la séismicité, resp. d'explorer les épicentres des tremblements de terre surtout à partir de données macro-séismiques (statistiques) et en partie de données instrumentales et ensuite, en se fondant sur elles, de données géophysiques, et surtout, gravimétriques et séismométriques et géotectoniques, d'essayer de tracer les lignes séismiques et d'effectuer une répartition par régions plus poussée.

Lors de la solution du problème donné on a utilisé des données macro-séismiques, recueillies systématiquement depuis 1892 et des données instrumentales de 1905 à 1910 (séismographe „Omory Bosh“ à masse de 10 kg) et de 1935 à nos jours avec des séismographes „Vihert“ à masse de 1000 kg pour l'enregistrement des deux composantes horizontales, un séismographe complet „Krumbach“ à enregistrement optique et galvanométrique (enregistrement des composantes horizontales et verticales) et un séismographe soviétique „Kirnos“ complet. Ces séismographes sont montés dans la Station séismologique de Sofia. Depuis deux ans fonctionne également une autre station séismologique à Dimitrovgrad (Bulgarie du Sud-Est). Dans cette station est monté un séismographe mécanique, système „Krumbach“ à masse de 100 kg pour l'enregistrement des deux composantes horizontales.

L'évaluation du degré des séismes est effectuée sur la base de l'échelle dynamique MERCALLI-CANCANI-SIEBERG. A partir de données fournies d'un ample réseau de correspondants, sont élaborées des cartes isoséistes pour tous les séismes nettement perçus depuis 1892 à nos jours, à l'échelle 1 : 1 000 000. D'après les cartes isoséistes ainsi établies sont déterminés les coordonnées des épacentres des séismes et la profondeur de leurs hypocentres d'après les formules macro-séismiques de GASSMANN, KÖVES-LIGETHY, GUTENBERG, SPONHEUER et ŠEBALIN. La magnitude est déterminée à partir des données instrumentales concernant une partie des séismes selon l'amplitude maxima de l'onde S enregistrée par la Station de Sofia tandis que pour la plus grande partie des séismes, la magnitude est déterminée suivant la formule macro-séismique déduite (GRIGOROVA et GRIGOROV, dont l'expression graphique est donnée par I. PETKOV)

$$M = 0.7 I_0 + 1.6 \log h - 1.3 .$$

L'énergie est déterminée selon la formule de RICHTER.

Sur la fig. 1 est donnée la carte des épacentres (mise à jour par GRIGOROVA) de la classe d'énergie (k).

Un rapport avec la répartition des épacentres et la corrélation des particularités du régime séismique (épacentres, isoséistes) avec les particularités géophysiques et tectoniques des différentes régions du pays (PETKOV, GRIGOROV), ce dernier peut être divisé suivant le critère des régions séismiques, accusant une activité moindre en Bulgarie du Nord, en raison de la plus faible régénération tectonique qui y est manifestée dans la région de la plate-forme récente à fondation paléozoïque plissée et plus actives en Bulgarie du Sud, caractérisée par une régénération tectonique intensive, s'étant manifestée depuis le pliocène, avec des transformations structurales tectoniques considérables.

Examinons les différentes régions et plus vastes zones.

Région séismique du Nord-Est. Cette région séismique se divise en quelques zones séismiques que nous examinerons successivement.

Zone séismique de Chabla (Bulgarie du Nord-Est). Elle englobe presque toute la Dobroudja du Sud et surtout la région littorale. L'orientation principale des lignes séismiques actives (réunissant les épacentres) et les lignes à activité séismique secondaire ont une direction presque Sud-Est — Nord-Ouest et Nord-Sud. Elles coïncident à peu près avec les directions des grands gradients de gravitation et continuent en territoire roumain. Les lignes séismiques et les lignes de gradient de gravitation accusent la même tendance également dans la partie roumaine de la Dobroudja. Sans contredit ces directions coïncident avec des profondes failles, limitant les blocs de l'écorce terrestre (PETKOV). Les zones de failles moins profondes se prêtent mieux à un marquage à l'aide des explorations séismométriques

selon la méthode des ondes reflétées et refractées. Le plus fort séisme s'est produit ici le 31. III. 1901 accusant une intensité de X degré, magnitude $M = 7.3$ et classe d'énergie $K = 14$. La profondeur de son hypocentre est d'environ 15 km, tandis que son épïcêtre se trouve à environ 10 km au Sud-Est du cap Kaliakra.

Zone séismique de Razgrad et Kolarovgrad. Ici s'esquissent des lignes séismiques disposées sur le méridien et le parallèle, dont certaines coïncident bien avec des grands gradients de gravitation horizontaux, reflétant la structure en blocs indiscutable de cette région. Un séisme d'une intensité maxima de VII degré s'y est produit le 23. VIII. 1942, dont l'épïcêtre était situé aux environs de la ville de Razgrad. Il est d'une $M = 4.9$, $K = 11$ et d'une profondeur de l'hypocentre d'environ 7 km.

Zone séismique de Gorna-Oriakhovitza Tirnovo. Cette zone séismiquement active du point de vue tectonique est liée à la limite occidentale de l'émergence Nord-bulgare (unité tectonique dans la partie Nord-Est plate-forme Mésienne) et à la zone de transition de la plate-forme Mésienne vers le Balkan. Là aussi les lignes des épïcêtres présentent une bonne corrélation avec les anomalies de gravitation et de géomagnétisme allant dans deux directions presque perpendiculaires et disposées sur le méridien et le parallèle. Le plus fort séisme dans cette région s'est produit le 14. II. 1903, d'une intensité de X degré, $M = 6\frac{3}{4}$ et $K = 14$.

Région séismique de Toundja. Cette région englobe principalement le cours de la rivière Toundja en Bulgarie du Sud. Le plus fort séisme s'est produit ici aux environs de la ville de Yambol le 15. II. 1909, de VIII degré, $M = 5.7$ et $K = 13$ avec une profondeur de l'hypocentre d'environ 15 km. On y a observé également des effets sonores caractéristiques. Probablement l'origine géotectonique des séismes dans cette région doit être recherchée dans les mouvements différenciés des blocs de l'écorce terrestre se produisant sur de vieilles crevasses.

Région séismique de Maritza. C'est l'une des plus vastes régions séismiques dans le pays. Elle englobe une grande partie de la plaine Thrace suivant le cours de la rivière Maritza (Bulgarie du Sud), qui accuse une tendance à l'affaissement, en formant la dépression Thrace. Ici se sont produits les séismes catastrophiques du 14. 4. 1928 (près de Tchirpan) et du 18. 4. 1928 (près de Plovdiv) d'une intensité de X—XI degré. La profondeur des hypocentres de ces séismes atteint jusqu'à 30 km. Les épïcêtres dans cette région sont situés sur des lignes d'une orientation principale Est-Ouest. Au cours des séismes on y a observé des dislocations verticales jusqu'à 3,5 m et des failles d'une longueur jusqu'à 60 km. A l'Est, l'activité séismique dans cette région s'est manifestée également dans la zone située entre la Maritza et la ville de Stara-Zagora, par un séisme, dont l'intensité avait atteint jusqu'à VIII—IX degré. Fort plau-

siblement la grande activité séismique dans la région de Maritza est due au regroupement tectonique intensif de la dépression Thrace se produisant des failles dans le voisinage immédiat du massif Rhodopien y émergeant des failles qui représentent un fragment de la zone labile du grand joint de Maritza sur lequel se produit l'affaissement de la plaine Thrace et l'émergence du massif. Ici se manifeste la structure accusée de bloc de la plaine Thrace.

Région séismique rhodopienne (Bulgarie du Sud-Ouest). C'est une vaste région séismique avec les zones les plus actives situées suivant le cours des rivières Strouma et Mesta, ainsi que dans le massif de Rila. Les innombrables épicentres séismiques y sont disposés linéairement, et avec une orientation surtout presque Nord-Sud et Nord Ouest-Sud Est. Dans cette région est manifestée une séismicité égéenne typique, avec des plus grandes failles à laquelle est liée également la haute séismicité en Grèce (JARANOV).

Le plus fort séisme dans la zone suivant le cours de la rivière Strouma s'est produit de 4. IV. 1904 de XI degré, dont la magnitude a été déterminée à Pasadena à $M = 7,5$, ce qui représente la magnitude maxima enregistrée pour un séisme bulgare. La profondeur des hypocentres ici est de l'ordre de 45 km, ce qui correspond presque à la puissance maxima de l'écorce terrestre en Bulgarie, déterminée à partir de données gravimétriques (PETKOV). La zone pléistóséiste de ce séisme est très grande. Presque simultanément avec la zone de Strouma s'active, du point de vue séismique, également la zone séismique suivant le cours de la rivière Mesta, mais d'une moindre intensité allant jusqu'à VII—VIII degré.

La zone séismique dans la région de la montagne Rila se caractérise par un nombre considérable d'épicentres et par une fréquence des séismes des plus élevée pour le pays. Il nous faut supposer que cette zone coïncide avec la partie la plus mobile de l'écorce terrestre en Bulgarie et se trouve sous l'influence des séismes suivant le cours de la rivière Strouma (les séismes de Kresna).

Région séismique de Sofia. Elle englobe la plaine de Sofia et les contreforts et les régions montagneuses attenant à celle-ci de l'Est et de l'Ouest. Les épicentres des séismes ici sont disposés en lignes (lignes actives du point de vue séismique), principalement Ouest-Est, et en partie, Nord-Sud. Cette région est influencée par les séismes égéens, respectivement ceux de la Strouma. Le plus fort séisme ici s'est produit au cours de 1858, de IX—X degré. Les hypocentres séismiques locaux sont peu profonds, étant de l'ordre de quelques kilomètres. Les épicentres y sont groupés principalement au pied de la montagne Vitocha (au Sud de Sofia). L'activité séismique des séismes de Sofia est liée avec des failles à orien-

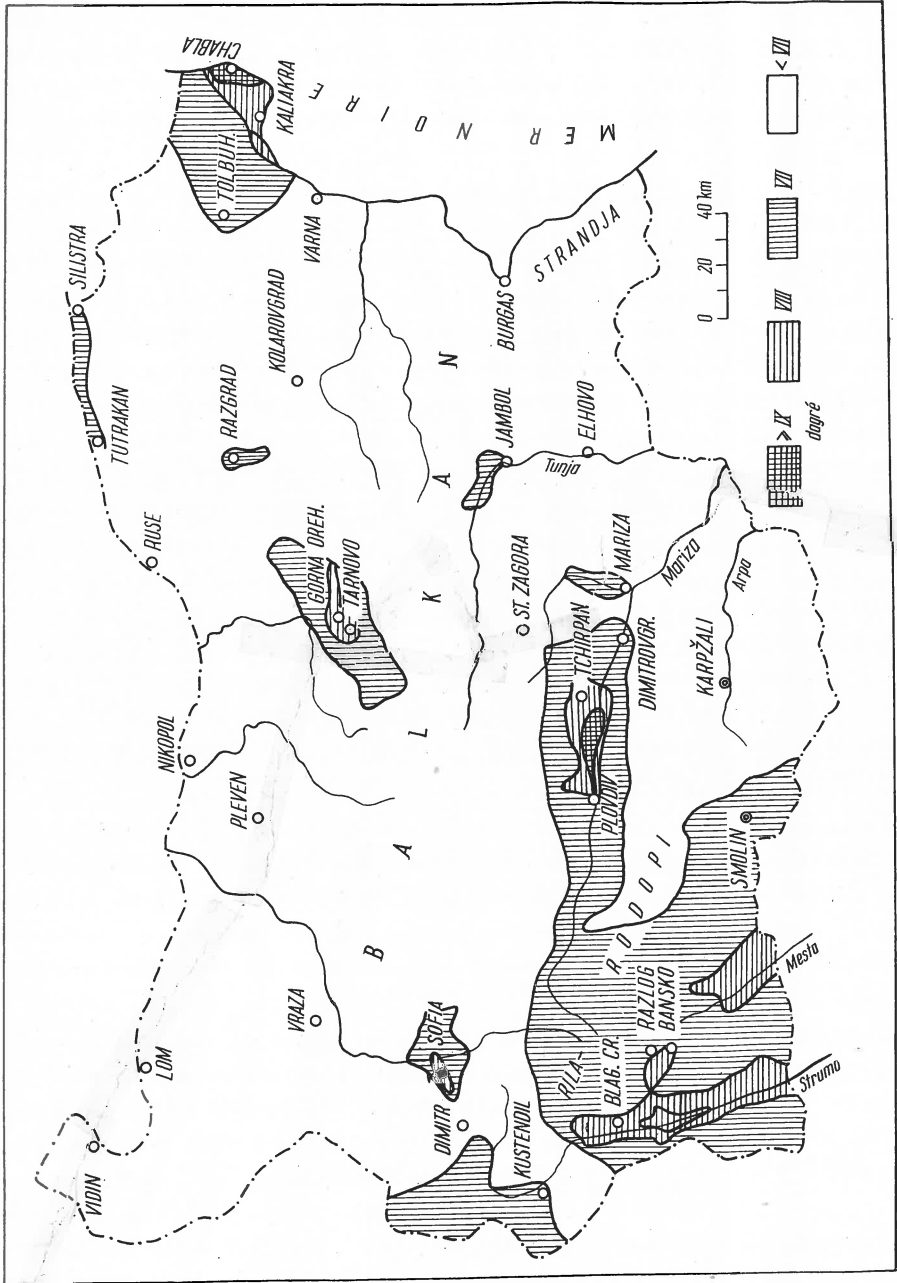


Fig. 2. Carte des zones sismiques en Bulgarie

tation approximative Est-Ouest et certaines — Nord-Sud. Le long de ces failles coulent des eaux thermales.

La Bulgarie du Nord-Ouest et la Bulgarie du Nord contrale appartiennent aux régions le plus faiblement intensives du pays. Comme l'on peut voir sur la fig. 1, les épïcêtres ici sont peu nombreux et disposés principalement en direction presque Est-Ouest. On peut admettre que dans cette région l'on est en présence d'une consolidation considérable du fondement.

La moins active, du point de vue séismique, est la région englobant la mer Noire et de la montagne Strandja en Bulgarie du Sud-Est. C'est une région tectonique consolidée à lignes de très faible sensibilité séismique.

Sur la fig. 2 est donnée une carte des zones séismiques en Bulgarie, élaborée par I. PETKOV, E. GRIGOROVA, D. JARANOV et A. DEMIREV, sur la base des données statistiques et des conditions de géologie technique du terrain.

En conclusion nous devons affirmer, que la raison essentielle pour l'accroissement de l'activité séismique sur le territoire de la Bulgarie provient de la transformation actuelle structurale tectonique de l'écorce terrestre, qui est liée en Bulgarie du Sud à la région tectonique égéenne, tandis qu'en Bulgarie du Nord-Est à la reconstruction du plan structural tectonique du bassin de la Mer Noire continuant à l'ouest dans la plateforme Méséenne chez laquelle nous sommes en présence d'un changement de l'indice des mouvements verticaux des blocs de l'écorce terrestre. Naturellement la raison de l'accroissement de la séismicité réside également dans le lien qui existe avec les mouvements intensifs tectoniques différenciés se produisant sur des failles, ce qui, toutefois ne peut être admis comme un phénomène généralisé pour tout le pays.

Nombre de suppositions émises ici, attendent leur élucidation définitive par des observations instrumentales complémentaires.

Diskussion

L. EGYED:

Les mesures gravimétriques ont-elles été faites au gravimètre ou à la balance de torsion? Selon lui les anomalies doivent être parallèle à la côte de la Mer Noire.

I. PETKOV:

Mit Gravimeter und Drehwaagen.

V. V. BELOUSOV:

In answering to Prof. EGYED remarks I said that the position of the intermediate foci may be explained by the very contrast vertical movements in this region. I prefer to consider seismogenetic movements as postorogenic.

I. PETKOV:

Die seismotektonische Karte ist noch nicht beendet. Eine neue Bearbeitung der Karte auf Grund der seismischen, gravimetrischen und geomagnetischen Daten ist noch nötig.

E. F. SAVARENSKIJ:

We have to discuss in general questions about two works: 1. catalogue and map of the seismicity of Europe, 2. the seismotectonic map; the other points merely belong to the Carpathian Sub-Commission.

I. PETKOV:

Die ersten zwei Vorträge waren sehr interessant für die Untersuchung der Seismität in Europa, die letzten zwei Vorträge aber für Rumänien und Bulgarien.

Rapport sur l'état des recherches des tremblements de terre de la région des Carpathes en 1962

A. ZÁTOPEK

Résumé

En 1959, la C. S. E. a décidé à Alicante de la création d'une Sous-commission pour l'étude des tremblements de terre de la région carpathique. En 1960, la C. S. E. a demandé à Helsinki la constitution de cette Sous-commission et l'élaboration de son programme de travail. L'organisation d'une réunion de la Sous-commission s'est révélée très difficile. C'est pourquoi on a essayé de remplir le dit devoir sur la base d'une correspondance entre les représentants des pays en question (Bulgarie — M. PETKOV, Hongrie — M. EGYED, Pologne — M. GIBOWICZ, Roumanie — M. PETRESCU, Tchécoslovaquie — M. ZÁPOTEK, U. R. S. S. — M. KORIDALIN) et de contacts personnels des séismologues intéressés.

Le Rapport, compilé par le présent auteur, comprend :

a) un aperçu des travaux effectués dans la région des Carpathes et des Balkans respectivement au cours de dernières années (nouvelles stations, études concernant la séismicité, le rayonnement séismique, la séismo-tectonique, la magnitude et l'énergie des séismes carpathiques, le mécanisme des tremblements de Vrancea, les particularités de la propagation des ondes individuelles, la structure de l'écorce, les sondages séismiques profonds)

b) un plan des recherches futures qui prévoit :

1. une continuation coordonnée des recherches effectuées jusqu'à présent
2. une construction de la carte des épacentres — la plus complète et uniforme possible — pour la région considérée avec leur classification énergétique
3. une coordination des sondages séismiques profonds et le développement des travaux théoriques concernant leur interprétation
4. l'étude des critères géologo-tectoniques des tremblements des Carpathes et des Balkans
5. l'étude de la dynamique contemporaine de la croûte au fond des nivellements répétés de haute précision

c) des recommandations correspondantes à adopter par la C. S. E.

d) une bibliographie comprenant les années 1956—1962.

Le texte complet du rapport sera publié dans la Chronique de l'U.G.G.L.

Seismic activity in the Carpathian region

V. KÁRNÍK and L. RUPRECHTOVÁ

Summary

A review of the earthquake activity in the Carpathian region was prepared using the seismological information collected hitherto for the project of the Seismicity of Europe.

Material available for the investigation contains information mainly for the earthquakes of the 20th century; for the older earthquakes only two catalogues were available (A. RÉTHLY, A. FLORINESCO). In order to reach the homogeneity of the information used at least in shorter time intervals all the earthquakes were divided into three groups:

- 1901—1955, $I_0 \geq VI$ ($M > 4$)
- 1801—1900, $I_0 \geq VII$ ($M > 4^{3/4}$)
- 1500—1800, $I_0 \geq VIII$ ($M \geq 5^{1/2}$).

The data were summarised in a catalogue containing date and origin time of each earthquake, epicentre coordinates, class of accuracy, focal depth, magnitude, maximum intensity, mean radius of the isoseismal for the intensity V , radius of perceptibility, remarks concerning additional or differing data and the sources used.

In the part of the catalogue containing the earthquakes of the 20th century an attempt was made to classify the accuracy of the epicentre determination into 3 classes:

- A — the error in $\lambda, \varphi \leq \pm 0,3^\circ$ (epicentres determined by a special study from instrumental data or from a good isoseismal map);
- B — the error $\pm(0,4^\circ - 0,9^\circ)$ (an average macroseismic epicentre or good instrumental epicentre quoted from ISS);
- C — the error $\geq \pm 1^\circ$ (inaccurate instrumental epicentre, earthquake with insufficient macroseismic data).

The focal depths were determined from a simplified formula $I_0 - I_n = 4,5 \log Dn/h$; if more isoseismal radii were available, the curves published by SPONHEUER were used. For the remaining earthquakes the depths were classified only as normal ($n : h \leq 50$ km) or intermediate ($i : h = 60-200$ km).

For the purposes of statistics the whole Carpathian area was divided into four regions of seismic activity : A — Western Carpathians, B — the Hungarian basin, C — Banat, D — Eastern Carpathians.

Owing to the lack of data for weaker shocks in regions A, B, C statistical methods can be applied only to the Eastern Carpathians, as the majority of foci of Carpathian earthquakes is concentrated in the Vrancea region.

The mechanism of Carpathian earthquakes has been studied by several authors only in the case of some strongest earthquakes of Vrancea. The results obtained till now show the orientation of the fault planes parallel as well as perpendicular to the Carpathian arc, with the prevailing occurrence of the first type.

The following seismic maps were prepared on the basis of catalogued data: epicentre maps for shocks with $M > 5\frac{1}{2}$ from the time interval 1500—1955, for $M > 4\frac{3}{4}$ from 1801—1900 and for $M > 4$ from 1901—1955; the map of maximum isoseismals was drafted as a part of the corresponding map for the whole Europe.

This work should serve in the future detailed investigation of the E.S.C. Sub-Committee for the Carpathians.

The more completed paper will be published in the "Travaux de l'Inst. Géophys. de l'Ac. Tchecosl. Sc.", 1963.

Diskussion

L. HIERSEMANN:

What is the greatest depth of the intermediate earthquakes in the Carpathian region and in what direction is the inclination of the great fault plane?

V. KÁRNÍK:

The intermediate earthquakes range from 60 up to 200 km in the Carpathians. The deep fault traced by the positions of foci is inclined below the Carpathians as seen from the figure of PETRESCU and RADU.

Bericht
über die Tätigkeit der Sous Commission des Explosions Alpines
seit Helsinki

H. CLOSS

(verlesen von W. HILLER)

I. Feldarbeiten

a) *Ivrea-Zone*: Wie vorgesehen, haben im September des Jahres 1960 im Bereich der Ivrea-Zone der italienischen Alpen 2 Sprengungen für seismische Zwecke stattgefunden, in Levone etwa 30 km nördlich von Turin und am Mte Bavarione etwa 10 km nördlich Pallanza am Lago Maggiore. Die Sprengungen und ihre sowohl refraktionsseismische als auch reflexionsseismische Beobachtung sollten dazu dienen, die wahre Geschwindigkeit des Gesteinsmaterials zu bestimmen, das man auf Grund der Sprengungen im Lac Nègre in verhältnismäßig geringer Tiefe erwartete. An den Arbeiten haben sich beteiligt die geophysikalischen Institute der Universitäten Hamburg, Mainz, München, Paris und Straßburg, der technischen Hochschulen von Aachen und Stuttgart, der Bergakademie von Clausthal, des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover und der Seismos G.m.b.H. in Hannover. Die reflexionsseismischen Beobachtungen führten aus die Agip Mineraria, Mailand, die Compagnie Générale de Géophysique, Paris, die Fondazione Lerici, Mailand, das Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste und das Geophysikalische Institut der Bergakademie Clausthal. Vom Istituto Elettrotecnico Nazionale „Galileo Ferraris“ und von Pontoise sind Zeitzeichen ausgesandt worden.

b) *Lago Lagorai 1961*: Als Fortsetzung der Arbeiten in den Westalpen und der Zone von Ivrea war geplant, eine Serie von Sprengungen in der Schweiz auszuführen und auf Profilen nach Westen und Südwesten zu beobachten, vor allem in Richtung auf Lac Nègre. Es sollte nach Möglichkeit auch nach Osten beobachtet werden, um so die Verbindung zu späteren Sprengungen in den italienischen Alpen herzustellen. Ein großes Projekt in der Schweiz erwies sich jedoch damals als nicht ausführbar. An die Stelle des ersten Planes trat dann ein Projekt, mittels dessen zunächst vornehmlich die Ausbreitungsbedingungen seismischer Energie von dem geplanten Schußpunkt in der Schweiz untersucht werden sollten. Von italienischer Seite wurde dann im Frühjahr des Jahres 1961 ein Projekt vorgeschlagen, das sich für solche grundlegenden Untersuchungen besonders gut eignete. Es wurde von mir angenommen, und im September

1961 wurden im Gebiet des Lago Lagorai (Provinz Trento) in der Zeit von 10. 9. bis 30. 9. die vorgesehenen Untersuchungen ausgeführt. Dabei wurde mit geeichten Refraktionsgeräten registriert. Auf 3 Profilen (West-, Nord-, Ostprofil) wurde in der üblichen Weise mit wandernden Stationen beobachtet. Als Ergänzung hierzu dienten Aufnahmen auf drei in verschiedenen Richtungen vom Schußpunkt aus gelegenen Stationen, die während der Sprengung ihren Beobachtungsort nicht änderten (Feststationen). An den Arbeiten im Lago Lagorai 1961 beteiligten sich die folgenden Institutionen: Osservatorio Geofisico, Trieste, die geophysikalischen Institute der Universitäten Mainz und München, der Bergakademie Clausthal, der technischen Hochschule Stuttgart und des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover.

c) *Lago Lagorai 1962*: In der Zeit vom 19. 8. bis 1.9. 1962 fanden wiederum Sprengungen im Lago Lagorai statt. Während jedoch bei den Arbeiten 1961 die maximale Ladung 760 kg betragen hatte, wurden jetzt als maximale Ladung ca. 6 t Sprengstoff benutzt. An den Arbeiten im Lago Lagorai 1962 beteiligten sich die geophysikalischen Institute der Bergakademie Clausthal, der Universitäten Hamburg, Frankfurt, Mainz, München, Paris und Straßburg, das Osservatorio Sperimentale di Trieste, das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung in Hannover, die Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover, die Britische Petroleum Co., London, und die Seismos G.m.b.H in Hannover. Auch bei diesen Messungen wurde z. T. auf Feststationen beobachtet, z. T. mit wandernden Stationen, die auf das Ostprofil, ein Nordost-Profil, und die Profile nach Nord und West verteilt worden sind. Die maximal erreichten Entfernungen liegen bei 300 km.

d) *Eschenlohe*: Außer diesen Projekten erscheint es notwendig zu berichten, daß am nördlichen Alpenrand in der Nähe von Garmisch-Partenkirchen mehr oder weniger regelmäßig Sprengungen mit großen Ladungen von einem Steinbruch für die Registrierung zur Verfügung standen. Von diesem Sprengpunkt aus sind strahlenförmig nicht nur Profile in das Vorland der Alpen beobachtet worden, sondern auch zwei Profile in die Alpen, von denen eines in Richtung auf den Lago Lagorai verläuft und darüber hinaus — als Gegenprofil zum Nordprofil des Lago Lagorai — ein anderes bis in das Gebiet der Schweizer Zentralalpen. Die seismische Aufnahme von diesen Profilen wird in Bälde soweit beendet sein, daß eine Auswertung möglich wird. 3 Sprengungen von bis zu 19,5 t sind aufgenommen worden. Das Südprofil ist fast ausschließlich vom Institut für angewandte Geophysik, München, besetzt worden. An der Aufnahme des Gotthard-Profiles arbeiteten zusammen das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung, Hannover, die geophysikalischen Institute der Universitäten Mainz und

Frankfurt, der Technischen Hochschule Stuttgart, und die Seismos GmbH, Hannover.

II. Auswertungsarbeiten

a) *Westalpen*: Neben diesen Feldexperimenten gingen die Arbeiten an der Auswertung des geophysikalischen Materials aus den Westalpen weiter. Über das seismische Ergebnis dieser Auswertungsarbeiten wird in den beiden nachfolgenden Vorträgen berichtet. Im Anschluß an diese seismischen Deutungen und zum Teil durch diese angeregt wurden von verschiedenen Autoren neue Deutungen für die Schweremessungen in den Westalpen gegeben. Eine große Veröffentlichung, in der alle diese Arbeiten zusammengefaßt sind und in welcher vor allen Dingen auch das seismische Meßmaterial in Tabellen und Abbildungen der Seismogramme vorgelegt wird, ist Ende Juli zum Druck angenommen worden. Mit dem Druck der Arbeiten dürfte in diesen Tagen begonnen worden sein.

Da über die gravimetrischen Arbeiten hier kein Vortrag gehalten wird, sei bemerkt, daß die beiden verschiedenen seismischen Deutungen, soweit man aus einigen Profilberechnungen sehen kann, gravimetrisch weitgehend äquivalent sind. Die seismischen Deutungsversuche haben über diese gewissermaßen gravimetrische Kontrolle hinaus weitere gravimetrische Deutungsversuche angeregt, aus denen hervorgeht, daß schließlich auch noch eine größere Moho-Tiefe als 45—50 km mit den Schwereanomalien verträglich wäre. An den gravimetrischen Auswertearbeiten haben sich beteiligt das Osservatorio Geofisico, Trieste, das Bureau Gravimétrique Internationale, Paris, das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung, Hannover, die Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, und der Landeserdbebendienst in Stuttgart.

b) *Lago Lagorai*: Über die Arbeiten Lago Lagorai 1961 sind Veröffentlichungen entweder im Druck bei Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata oder in der Zeitschrift für Geophysik. Den Inhalt der Veröffentlichungen kann man kurz folgendermaßen zusammenfassen:

Im Verlaufe des Projektes „Lago Lagorai 1961“ wurden 22 Versuchsprengungen mit Ladungen von 2 kg bis 760 kg TNT abgetan. Im einzelnen wurden dabei folgende Untersuchungen durchgeführt:

1. Registrierungen auf 3 permanenten Stationen in Entfernungen von 1,5 km, 21 km und 34 km, um die Abhängigkeit der seismischen Amplituden von der Ladungsmenge systematisch zu untersuchen;
2. Refraktionsmessungen auf 3 Profilen zur Erfassung der tieferen Grenzflächen;
3. Registrierung von Tiefenreflexionen.

Der Schwerpunkt der Arbeiten war das Programm der Feststationen. Zweck dieser Messungen war die Gewinnung quantitativer Unterlagen für derartige Sprengungen, um in ähnlichen Fällen besser disponieren zu können; daneben bestand auch ein theoretisches Interesse an den Zusammenhängen zwischen Amplituden und Ladungen. Es ergab sich, daß der Zusammenhang zwischen den Amplituden a der Ersteinsätze und den Ladungsmengen W durch ein Potenzgesetz

$$a = \text{const } W^n$$

angenähert werden kann. Für den Exponenten ergab sich im Mittel über die 10 Meßreihen der 3 permanenten Stationen der Wert $n = 0,642$. Die mittlere Abweichung der Meßwerte von dem Potenzgesetz betrug nur 16,3%.

Die Refraktionsmessungen haben 1961 trotz der relativ geringen Ladungen bereits wertvolle Teilergebnisse über die tieferen Grenzflächen gebracht. Neben der Ermittlung des Kristallins ($v = 5,9$ km/s) in der weiteren Umgebung des Schußpunktes, das dort im wesentlichen vom Bozener Quarz-Porphyr ($v = 5,0$ km/s) überlagert wird, wurden auf dem E-Profil in Entfernungen ab 105 km gute spätere Einsätze der M-Diskontinuität ermittelt.

Die scheinbare Geschwindigkeit beträgt 8,2 km/s. Eine vorläufige Abschätzung der Tiefenlage ergab Werte von etwa 50 km. Auf dem W -Profil wurden in Entfernungen zwischen 75 und 120 km spätere Einsätze mit Geschwindigkeiten von 7,3 km/s und 8,2 km/s erfaßt.

Soweit sich bisher übersehen läßt, ist zu erwarten, daß zusammen mit den diesjährigen Ergebnissen ein brauchbares Modell des tieferen Untergrundes in diesem Teil der Alpen bald berechnet werden kann.

Mit modernen seismischen Reflexionsapparaturen wurde auf zwei Profilen in radialer Aufstellung vom Schußpunkt im Lago Lagorai bis maximal 17 km Entfernung registriert. Bei 6,5 s; 8,4 s und 11,3 s konnten auf verschiedenen Profilabschnitten Reflexionen aus dem tiefen Untergrund beobachtet werden, wobei aber auch die besten Einsätze nur über einen Abschnitt von 2,6 km korrelierbar waren. (Die Feldaufnahmen führten das Geophysikalische Institut Clausthal und das NLFb durch.)

e) *Eschenlohe*: Auf dem Gotthard-Profil, das bis in eine Entfernung von 230 km mit guten Refraktionseinsätzen belegt ist, treten nirgends M-Einsätze als Ersteinsätze auf. Eine Abschätzung ergibt daraus eine Mindesttiefe der M-Diskontinuität von etwa 45 km unter der Annahme horizontaler Lagerung. Da in Wahrheit die Tiefe am Nordrand der Alpen (im Bereich des Emergenzpunktes des eintauchenden Strahles) sicher unter 40 km liegt, erscheinen Tiefenwerte von über 50 km im Bereich des Gotthard-Massivs durchaus als möglich.

III. Sitzung der SOUS COMMISSION

Sowohl zur Durchführung und Planung der Feldarbeiten als auch zur Auswertung haben mehrere Zusammenkünfte stattgefunden, zu denen die Mitglieder der Sous Commission Des Explosions Alpines eingeladen worden sind, nämlich am 3. 1. 1961 in Frankfurt, am 12. 12. 61 in Trieste und am 19. 8. 62 in Tesero, Provinz Trento. Daneben haben mehrfach Begegnungen von Auswertegruppen stattgefunden, sowohl in Straßburg als auch in München.

IV. Zwischenberichte

Ein Zwischenbericht über die Tätigkeit der SEA ist am 3. Juli 1961 an den Generalsekretär der IUGG, G. LACLAVÈRE, abgesandt worden. Er wurde in einem Auszug veröffentlicht. An der Sitzung einer Working Group in Paris im Frühjahr 1962 haben Vertreter der Sous Commission teilgenommen und haben in kleinem Kreise über die Arbeiten berichtet.

V. Planungen

Als zukünftige Arbeiten sind geplant: die Fortsetzung der Auswertungsarbeiten an dem sehr reichhaltigen Material aus den Untersuchungen Lago Lagorai, die Vornahme von weiteren Sprengungen im Grenzgebiet von Italien, Österreich und Jugoslawien, und zwar im Raibl-See; weiterhin wird ein Plan diskutiert, im Mittelmeer eine Serie von Sprengungen auszuführen und sie im Bereich des Alpenvorlandes und der Alpen zu beobachten. Vielleicht sind einige Ergänzungsbeobachtungen vom Lac Nègre aus möglich. Das Projekt von Explosionen in der Schweiz ist nach wie vor von großer Bedeutung für die Verbindung der bisherigen Arbeitsgebiete in den Ost- und Westalpen.

VI. Anmerkung

Die Arbeiten der Sous Commission Des Explosions Alpines sind, was die Teilnahme der Institute der Bundesrepublik anbelangt, engstens verbunden mit einem Programm, das von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell getragen wird und das sich ebenfalls sehr intensiv mit der Untersuchung des Krustenbaues *außerhalb* der Alpen beschäftigt. Es hat sich gezeigt, daß diese beiden Arbeitsprogramme sich in bester Weise ergänzen.

Structure des Alpes Occidentales — Expériences de 1956, 1958 et 1960

Y. H. LABROUSTE, A. CHOUDHURY et PERRIER
(représente par W. HILLER)

Résumé

L'essai d'interprétation présenté par le groupe de Paris comporte deux parties. La première est consacrée à l'étude critique de différentes hypothèses, au moyen de modèles qui ont été calculés dans les cas les plus nets de corrélation. Dans chaque cas, on a effectué les calculs dans l'hypothèse de vitesses constantes admettant que les ondes observées correspondent soit à une onde réfractée longitudinale pPp, soit à une onde réfractée mixte sPp, soit enfin à une onde pp réfléchie au voisinage de l'angle critique.

La deuxième partie traite du calcul dans l'hypothèse d'une seule couche et en supposant qu'il s'agisse d'ondes longitudinales. Le modèle présenté utilise toutes les bonnes données d'observations relatives soit aux premières arrivées d'ondes, soit aux grandes ondes qui apparaissent à l'intérieur de l'enregistrement. Les calculs relatifs aux premières arrivées ont été faits dans l'hypothèse de la réfraction à l'angle critique et aussi, pour les stations éloignées, dans celles d'une réfraction vraie en admettant une variation linéaire de la vitesse en fonction de la profondeur dans le milieu sous-jacent.

Le cas des grandes ondes a été traité dans les deux hypothèses de la réfraction à l'angle critique et de la réflexion.

L'ensemble des résultats a été utilisé pour construire un modèle à trois dimensions donnant une représentation approximative de la surface de discontinuité (dans l'hypothèse de la réflexion pour les grandes ondes); une représentation par lignes de niveaux en est déduite.

Ce modèle met en évidence le contraste entre, d'une part, la surface à faible profondeur de la zone d'Ivrea et d'autre part à l'Ouest, la surface située à une profondeur voisine de 45 km, et séparée de la précédente par une pente abrupte. Les profondeurs maxima varient entre 48 et 35 km selon l'hypothèse admise.

Structure des Alpes occidentales

K. FUCHS, S. MÜLLER, E. PETERSCHMITT, J.-P. ROTHÉ, A. STEIN
et K. STROBACH

Résumé

Le Professeur CLOSS a présenté à Helsinki les premiers résultats d'un travail d'équipe effectué à Strasbourg en 1960. Les méthodes du travail restent basées sur la conception de surfaces hodochrones. Elles ont été complétées et perfectionnées par la construction d'un modèle nouveau d'hodochrones réduites dans l'espace par séismogrammes normalisés. Les premières corrélations ont été vérifiées et étendues. Sur les bases des corrélations effectuées, des cartes donnant les temps de propagation réduites pour la vitesse adoptée ont été tracées.

6 ondes principales ont été retenues :

g : onde réfractée dans la couche „granitique“, la vitesse *moyenne* adoptée est de 6,0 km/s

go : onde qui s'est propagée dans les couches supérieures : vitesse 5,8 km/s

i : onde réfractée à la surface d'Ivrée : vitesse 7,4 km/s

b : onde réfractée à la surface de CONRAD : vitesse 6,7 km/s

ib : onde réfléchiée sur la surface de CONRAD, ou sur celle d'Ivrée

m : onde réfractée à la surface de MOHORVIČIČ : $V = 8,15$ km/s

Au contraire des autres ondes purement longitudinales, l'onde m a été interprétée comme onde mixte de type sPp.

La structure qui résulte des corrélations adoptées et des hypothèses faites est la suivante :

En concordance avec l'anomalie positive de gravité de la région d'Ivrée existe une couche ($V = 7,4$ km/s) limitée à sa partie supérieure par la surface d'Ivrée. Cette surface culmine à des profondeurs variant entre 10 et 15 km. Vers l'Ouest elle s'enfonce très rapidement : il est probable qu'elle y est relayée par la surface de CONRAD en dessous de laquelle la vitesse ne devrait pas dépasser la valeur de 6,7 km/s. Il n'a pas été possible de définir exactement cette dernière surface, les phases de l'onde correspondante (b) étant d'assez mauvaise qualité. Sa profondeur varie entre 20 et 25 km. La surface de MOHORVIČIČ est au contraire bien définie et s'étend sous l'ensemble des Alpes occidentales proprement dites aussi bien sous les zones cristallines externes que sous la couche d'Ivrée profonde de 30 km environ sous la bordure W des régions cristallines, elle s'enfonce

plus à l'Est jusqu'à plus de 50 km, faisant ainsi la preuve d'une *racine* sous les Alpes.

(Compte-Rendus de la Réunion de la CSE d'Helsinki, Chronique UGGI Nr. 35, pp. 48—49.)

Diskussion

A. ZÁTOPEK:

Sur quels points sont basés les déterminations de profondeur ?

S. MÜLLER:

Die für die verschiedenen Grenzflächen berechneten Teufenwerte beziehen sich auf die Emergenzpunkte der refraktierten Strahlen und nicht auf die einzelnen Stationspunkte. Beim Zeichnen eines Tiefenlinienplans müssen daher die sogenannten „Zurückziehungen“ (englisch: “offsets toward the shotpoint”) berücksichtigt werden. Die Teufenangaben in den gezeigten Tiefenlinienplänen sind bereits in dieser Weise korrigiert worden.

V. V. BELOUSOV demande si la zone d'Ivrea est bien du côté, de l'anomalie positive pour expliquer l'épaisseur de la croûte dans cette région.

S. MÜLLER:

It is correct that in the Ivrea zone a region of relatively high positive gravity anomalies coincides with a region of maximum crustal thickness. The existence of the “classical” CONRAD discontinuity, i.e. an interface between layers with compressional velocities of 6,0 km/s and 6,7 km/s, could only be shown in parts close to the western margin of the Alps. A layer with P-velocity 6,7 km/s was not found in the Ivrea zone. But there, instead of material of compressional velocity 7,4 km/s comes up to within 10 km of the surface.

Some remarks on the connexion between noise level,
amount of charge and maximum possible for the observation
of deep seismic soundings

CH. M. KNOTHE

Summary

In deep seismic soundings of the earth's crust with the help of large quarry blasts it is necessary to prepare each test very carefully in order to avoid setbacks of such relatively rare and expensive events. Two of the factors to be considered are discussed here:

1. Examination of the noise level at the locations of the planned stations with respect to amplitude and frequency; precautions for depressing it (e.g. removing the station into a mine).

2. Estimate of the expected signal amplitude, when the distance and the amount of charge are known. For observations in the Erzgebirge (Ore Mountains) a useful formula is derived from the present material. (The paper is in press in „Bergakademie“, Berlin.)

Diskussion

V. KÁRNÍK:

Quelle est la sensibilité et quel est le grandissement de l'appareillage employé ?

CH. KNOTHE:

Die Vergrößerung ist $3 \cdot 10^5$ und die Bodenamplitude im Schacht ist ca. 10^{-6} mm.

S. MÜLLER:

Unsere Meßergebnisse Lago Lagorai 1961 stammen von Explosionen auf dem Grunde eines Sees (Wassertiefe 30 m). Der Schußpunkt liegt eingebettet in den Bozener Quarzporphyr unweit von Trient (Dolomiten). Der Ladungsbereich erstreckte sich voriges Jahr von 2 kg bis 760 kg. Die größte Feststationsentfernung betrug 34 km. Die Versuchsreihen im Erzgebirge und in den Dolomiten lassen sich wegen dieser andersartigen Bedingungen nicht ohne weiteres vergleichen.

Après une intervention de R. MEISSNER concernant des recherches analogues faites par l'Institut de Frankfurt dans le Taunus et au sujet de l'agitation micro-séismique de 2 Hz et de l'influence des coups de vent il est passé à la communication suivante.

Un phénomène parasite des expériences séismiques sous-marines

L. GRINDA

(représenté par J.-M. VAN GILS)

A Monaco où l'observatoire séismologique situé au sommet d'une falaise est à 50 mètres de la mer, nous avons toujours été surpris par l'amplitude et la forme des ondes enregistrées à la suite d'une explosion sous-marine effectuée au large. Elles ont toujours été sans rapport avec ce que l'on observe à l'intérieur du Continent avec des charges identiques et à distance égale.

Dès que nous avons pu disposer de renseignements complets et précis de temps et de lieu, sur ces explosions nous avons mis en évidence que ce qui se manifestait d'une façon aussi spectaculaire était dû à un flux d'ondes de pression qui s'était propagé presque horizontalement à une vitesse voisine de celle du son dans l'eau. En même temps nous observions que les ondes séismiques classiques engendrées à la verticale de la charge se répèraient normalement, du moins quand elles étaient perceptibles, et que leur amplitude était toujours très faible comparée à celle des ondes venues jusqu'à la côte par la mer.

Au congrès de l'U.G.G.I. d'Helsinki nous avons signalé ces observations dans une communication intitulée « Un phénomène particulier des explosions sous-marines effectuées en pleine eau » et nous avons proposé une explication des fortes amplitudes enregistrées à Monaco.

Nous pouvons la résumer ainsi: Une explosion sous-marine en pleine eau engendre une onde de choc et des ondes de pression secondaires qui, à partir d'une faible distance de la charge, se propagent à la vitesse du son dans l'eau, comme des ondes sphériques.

La formule du Professeur WEIBULL indique la période de pulsation de la bulle qui est la cause des ondes de pression secondaires.

Si l'on considère le sort de ces ondes de pression dans le plan vertical de la charge passant par un observatoire situé sur la côte il faut distinguer trois secteurs :

1. Celui qui correspond à la pénétration dans le fond de ces ondes de pression, directement d'abord et indirectement ensuite du fait de la réflexion totale à la surface de la mer des ondes se propageant vers le

haut. Après réflexion ces dernières sont très atténuées à cause de la cavitation qu'elles produisent.

En Méditerranée occidentale où les fonds sont pratiquement plats sur d'immenses étendues aux profondeurs comprises entre 2000 et 2500 mètres et où le socle semble très près du fond, l'incidence limite de pénétration dans le fond est faible, de l'ordre de 16° à 20° . En première approximation on peut estimer à 6% au maximum la fraction d'énergie passant dans la croûte terrestre au voisinage de la verticale de la charge. Les ondes séismiques ainsi engendrées se propagent ensuite selon une loi bien connue.

2. Le second secteur est celui qui relève du chenal sonore existant autour de l'explosion. Pour les cas observés à Monaco il correspond à un angle d'ouverture de 24° de chaque côté de la charge. L'axe de cet angle étant horizontal. L'énergie mise en jeu par les ondes se propageant dans le chenal sonore est environ de 12% de celui de la charge, mais elle a le grand privilège de se développer approximativement comme s'il s'agissait d'ondes cylindriques dont l'énergie moyenne varierait proportionnellement à l'inverse de la distance. En outre, les pertes d'énergie en cours de propagation sont insignifiantes. Il est à peine besoin de faire remarquer que lorsque la distance augmente le rapport de l'énergie propagée dans la mer et de celle propagée dans la croûte terrestre ne cesse de croître.
3. Enfin le dernier secteur comprend les ondes qui ne passent ni dans la croûte terrestre, ni dans le chenal sonore. Elles sont réfléchies totalement sur le fond ou sur les couches de sédiments puis à la surface ou réciproquement et selon plusieurs cycles en perdant chaque fois un peu de leur énergie du fait du pouvoir réfléchissant plus ou moins bon du fond. Les réflexions successives allongent leur parcours par rapport à celui des ondes du chenal sonore ce qui leur fait prendre du retard sur ces dernières.

Ce dernier secteur dispose au départ de près de 70% de l'énergie de l'explosion. Au cours de la propagation cette énergie se dissipe en grande partie dans le fond mais elle est canalisée.

Ce qui est commun aux ondes du 2e et 3e secteur c'est qu'elles véhiculent les 5/6e de l'énergie de la charge et qu'elles viennent buter sur le talus continental après un parcours festonné autour de l'horizontale.

Les unes et les autres se présentent avec des incidences supérieures aux incidences limites puisque ce talus continental en bordure Nord de la Méditerranée présente une pente moyenne de l'ordre de 6° . Les ondes sont donc réfléchies totalement vers la surface qui à son tour les renvoie vers le talus. A chaque cycle de réflexion l'incidence diminue si bien qu'après un certain nombre de cycles elle est assez faible pour que l'onde

pénètre dans le talus et cette pénétration se fait fatalement près du rivage ou une concentration des ondes se seta opérée. Leur passage dans le sol a donc le caractère d'un choc d'une certaine durée, la pression maximum n'étant pas atteinte instantanément. L'expérience confirme d'ailleurs ce que l'on sait de la déformation d'un train d'ondes dans un chenal sonore.

Le schéma simplifié que nous venons de présenter suppose que le plan vertical considéré est perpendiculaire à la côte et au talus continental. Il est évident que l'orientation des fonds sous-marins près du rivage joue un grand rôle dans le mécanisme du passage des ondes dans le sol, mais on pourrait montrer que des vallées sous-marines forment un bassin de réception des ondes qui suivent ensuite le cheminement du schéma.



A Helsinki aucune donnée expérimentale ne nous permettait d'affirmer les effets à distance de ce choc qui se manifestait non pas en un point mais sur une bande étroite tout au long de la ligne du rivage. Aujourd'hui nous pouvons les décrire et les évaluer.

En effet des expériences de sismique réfraction effectuées en Juin dernier à bord de la « Calypso » et de « L'Espadon », au large de Monaco entre 70 et 100 kilomètres, avec de fortes charges, nous ont permis d'observer ces effets sur les sismographes d'Isola, dans la vallée de la Tinée, en bordure du massif du Mercantour, à 60 kilomètres de la côte.

En voici les résultats :

Monsieur le Professeur Y. ROCARD a constaté des effets identiques au cours d'une série d'explosions effectuées au large de la côte des Maures et qui étaient enregistrées par des seismographes situés à une distance de la mer supérieure à 45 kilomètres.

Il y a donc là un phénomène important puisque, sous l'aspect énergétique il est du même ordre de grandeur et souvent supérieur, que le phénomène principal qui est le passage de l'énergie de l'explosion dans la croûte terrestre au voisinage de la verticale de la charge.

Les ondes parasites naissant à la côte peuvent interférer avec les ondes attendues du schéma classique et quelquefois remplacer, qu'elles soient réfléchies ou réfractées. L'interprétation des enregistrements peut donc en être compromise dans le cas de sismique réflexion ou tout au moins gênée en sismique réfraction.

Dans la plupart des cas il sera cependant possible de se prémunir contre les erreurs d'interprétation car l'essentiel est de définir le début du train d'ondes parasites. En première approximation il survient après le temps

Explosions effectuées le 11 Juin 1962 dans le Sud de Monaco

Charge en kg	H Explosion	D [km] Monaco	D [km] Isola	H ₁ Phases Monaco	Durée propagation	H ₂ phases directes	Isola amp.	H ₃ phases parasites	Amp	H ₃ -H ₁
100	6 01 34,4	78,7	134,9	e. 60225,6 i. 27,6	51,2 53,1	ePg-60157,7 eSg- 0214,0	faible faible	iP'g-60235 iS'g- 41 iP'g-62702,5	2 fois iPg 2 fois iSg 1 m	9,4 15,4 8,7
100	6 25 59,7	82,7	139,5	e. 62653,5 i. 54,2	53,8 54,5	eSg- 62640 e 64651,5	T. faible T. faible	iS'g- 09,0 iP'g-64722,5	2 m 1 m	15,8 9,4
135	6 46 17,1	86,9	143,9	i. 64713,3	56,2	e(Sg) 54,5	faible	iS'g- 29,3	1 m 5	14,8
135	7 44 53,2	100	157,3	i. 74557,3 i. 58,0	64,3 64,8	iPg- 74518,5 iSg- 36,7	1 m 5 1 m	iP'g-74608 iS'g- 14,0	1 m 5 2 m	10,0 16,0

Nous constatons que :

1. Les amplitudes relevées à Isola des ondes en provenance du Littoral sont entre 2,5 et 1,0 fois plus fortes que celles des ondes venant de la verticale de la charge.
2. La vitesse moyenne des ondes détectées à Monaco étant légèrement supérieure à celle du son dans la mer le passage des ondes dans le sol commence un peu avant la ligne de rivage.
3. L'arrivée des ondes parasites à Isola correspond aussi bien au passage des ondes dans le sol sur le littoral près de Monaco qu'au passage dans la Baie des Anges autour de Nice.
7. Toute confusion entre ondes parasites et ondes superficielles est impossible étant donné les coïncidences multiples indiquées ci-dessus.

- Nous devons signaler en outre que la forme des ondes enregistrées à Monaco est généralement celle-ci pour les fortes charges.

mis par les ondes sous-marines émises par l'explosion pour atteindre le point de la côte le plus proche s'il s'agit d'une côte rectiligne et peu accidentée. Si la côte est sinueuse il peut y avoir plusieurs trains d'ondes parasites et l'examen topographique de fonds sous-marins est le seul moyen de prévoir les chocs successifs dont il faudra tenir compte. Dans un lac très étendu il sera nécessaire de connaître la carte bathymétrique et de faire état des variations saisonnières d'étiage.

Enfin il va de soi qu'en tirant les charges loin de la côte le décalage entre le train d'ondes normales et le train d'ondes parasites est assez grand pour que toute confusion ne soit pas possible. C'est de cette manière que l'on se soustraira sûrement aux conséquences du phénomène que nous venons de décrire.

Le centenaire de la naissance du Professeur V. LÁSKA l'un des fondateurs de la séismologie moderne

A. ZÁTOPEK

Résumé

Le Professeur Dr. Václav LÁSKA (né à Prague en 1862, décédé en 1943; 1895—1911 Professeur et Directeur de l'Observatoire de l'Ecole Polytechnique à Lemberg (Lvov, URSS), 1911—1933 Professeur de l'Université Charles à Prague) travaillait avec du succès presque dans toutes les branches des sciences physico-mathématiques, mais la géophysique et surtout la séismologie attiraient spécialement son génie.

Ses résultats sur la structure du séismogramme, sur les hodochrones et l'interprétation des phases, sur le calcul des coordonnées de l'épicentre, sur la détermination séismique de la structure du globe etc., publiés au cours de la première décade du XX^e siècle, ont été généralement appréciés.

En 1901 il a présenté à la première Conférence séismologique à Strasbourg un mémoire remarquable sur les microséismes, où il a souligné le rôle des dépressions barométriques pendant la génération de la « Pendelunruhe ».

En sa qualité du rapporteur sur les tremblements de terre de l'Académie Impériale des Sciences à Vienne il a étudié l'activité séismique sur le territoire de l'ancienne Autriche-Hongrie et catalogué les tremblements historiques ressentie en Pologne.

Il a entretenu de vifs contacts scientifiques avec les prominents séismologues de son époque comme GOLICYIN, KÖVÖSLIGETHY, OMORI, BELAR, MOHOROVIČIĆ, CONRAD etc. Après 1920, il s'occupait aussi des problèmes séismotectoniques en apportant des idées qui sont devenues très modernes à présent.

Il s'est gagné des mérites par sa participation à l'organisation de l'Assemblée générale de l'Union de Géodésie et de Géophysique à Prague en 1927. Vers la fin de sa carrière il s'occupait beaucoup de la philosophie des sciences exactes et naturelles. Son œuvre scientifique comprend plus de 300 mémoires et un nombre des livres.

A Prague, il a fondé en 1920 l'Institut de Géophysique où il a créé comme son Directeur des conditions favorables du développement ulté-

rieur de la géophysique en Tchécoslovaquie et, en particulier, des recherches séismologiques.

Le texte complet voir *Studia geophysica et geodaetica*, Prague, 7 (1963) 1.

Diskussion

L. EGYED:

We have to declare the year 1962 as the year of the great seismologist as KÖVES-LIGETHY the great hungarian seismologist and astronomer who was born September 1st 1862 and who was the first general secretary of the International Association of Seismology.

Investigations to the seismicity of Germany

W. SPONHEUER

Summary

For the representation of seismicity there are different possibilities. Maps of epicenters are fundamental for such investigations. It is useful to divide the time of observation in periods. By this it is possible to observe the displacement of the most active zone of seismicity. By utilizing older macroseismic observations the danger is avoided to omit rare but important seismic events and not to estimate the seismicity correctly.

Epicenter-maps for the periods 1500—1800, 1800—1900 and 1900—1950 are discussed. The comparison between the maps of the tectonical units in Middel-Europe with the epicenter-map for the hole time of observation shows that the boundaries of the tectonical units are not always accompanied by epicenters.

For the same period of observation maps of maximum intensity have been drawn. Besides for the most important epicentral areas the depending of earthquake occurrence from the energy has been represented. The strain release for longer periods of observation is typical for each epicentral region.

The full text is published as „Untersuchungen zur Seismizität von Deutschland“. Veröff. Inst. Bodendynamik u. Erdbebenforsch. Jena, H. 72 (1962), S. 23—52.

Diskussion

W. HILLER:

Läßt sich aus den vorgetragenen Ergebnissen etwas über die Verkoppelung der Erdbeben aussagen?

W. SPONHEUER:

Ja, bis zu einem gewissen Grad. Wenn alle Herdgebiete der Südwestdeutschen Großscholle zusammengenommen werden, dann ergibt sich ebenfalls ein Neigungswert in der Abhängigkeit $\log N = \gamma \log E + C$ von $\gamma = -0,43$.

La détermination macroséismique des profondeurs hypocentrales

E. PETERSCHMITT

(représenté par W. SPONHEUER)

Résumé

On peut classer les diverses méthodes suivant le nombre d'inconnues qui sont déterminées:

- a) une inconnue (la profondeur h) par exemple formule de GUTENBERG-RICHTER
- b) deux inconnues (h et le coefficient d'absorption) par exemple; formule de KÖVESLIGETHY
- c) plus de 2 inconnues.

Dans le travail indiqué, l'auteur démontre qu'il est nécessaire de considérer plus de deux inconnues, la décroissance de l'intensité macroséismique en fonction de la distance d'effectuant également en fonction de la répartition de l'énergie (sphérique ou cylindrique). A l'accroissement du nombre d'inconnues correspond également un accroissement notable de limites d'erreurs. L'application des nouvelles méthodes à un certain nombre de données fournies par des coups de toit permet d'obtenir de très bonnes valeurs de profondeurs calculées.

Les conséquences sont indiquées.

Diskussion

W. SPONHEUER:

Es steht ohne Zweifel fest, daß der Koeffizient a nicht konstant ist, sondern auch Werte annehmen kann, die stark von dem Wert $a = 3$ nach KÖVESLIGETHY abweichen. Diese Tatsache zwingt dazu, die Problematik der Herdtiefenbestimmung weiter zu verfolgen. Vielleicht ist es zweckmäßig, die Größe a bei möglichst vielen Erdbeben zu bestimmen, um entsprechende Schlüsse ziehen zu können.

Neue seismische Skala

S. MEDVEDEV, W. SPONHEUER und V. KÁRNÍK

Zunächst möchte ich klarstellen, daß der Titel meines Vortrages nicht ganz zutreffend ist. Die drei Verfasser stellen hier nicht eine vollkommen neue Skala vor, sondern sie haben unter Benutzung der bisherigen Skalen, wie z. B. der MERCALLI-CANCANI-SIEBERG-Skala, der Modified-MERCALLI-Skala von WOOD und NEUMANN und der Skala von MEDVEDEV, einen Entwurf vorbereitet, der wesentliche Bestandteile dieser Skalen enthält. Somit ist dieser Entwurf als Vorschlag zur Änderung und Verbesserung dieser Skalen aufzufassen mit dem Ziel, zu einer einheitlichen Skala zu gelangen.

Angeregt wurden die Bemühungen um eine neue Skala durch das Institut für Physik der Erde der Sowjetischen Akademie der Wissenschaften. Dieses Institut verschickte im Dezember 1961 ein Rundschreiben, in dem Vorschläge zur Verbesserung und Ergänzung der in der UdSSR gebrauchten Skala von MEDVEDEV erbeten wurden.

Herr KÁRNÍK aus Prag, der bei seinen Studien zum seismotektonischen Kartenwerk eine Verbesserung der seismischen Skala als dringend notwendig erkannte, veranlaßte eine Zusammenarbeit der drei Autoren. So entstand im Frühjahr 1962 in Prag ein erster Entwurf als Arbeitsgrundlage, der von Herrn KÁRNÍK und mir zusammengestellt wurde. Im Juli 1962 wurde dieser Entwurf von Herrn MEDVEDEV und mir überarbeitet und in die hier vorliegende Fassung gebracht, die als Vorschlag zur Diskussion gestellt werden soll.

Die makroseismischen Skalen sind die Grundlage für alle makroseismischen Untersuchungen, da sie ein objektives Maß für die meist subjektiv beobachteten Auswirkungen der Erdbeben sind. Die Zuordnung der örtlichen Erdbebenwirkung zu einem Skalengrad sollte natürlich für die Bearbeiter in allen Ländern einheitlich sein. Bisher aber werden die vorher erwähnten Skalen nebeneinander verwendet, was zu beachtlichen Fehlern, z. B. in der Herdtiefen- und Magnitudenbestimmung, führen kann.

Wegen der gewissermaßen willkürlichen Skalenfestlegung ist es so gut wie unmöglich, verschiedene Skalen ineinander zu überführen. Hinzu

kommt, daß die bisherigen Skalen wegen zu ungenauer begrifflicher Fassung der tatsächlichen Erdbebenwirkungen eine eindeutige Festlegung des Stärkegrades oftmals nicht zulassen. Selbst von guten Beobachtern ausgefüllte Fragebogen ergaben auch bei geübten Auswertern fast immer eine unterschiedliche Gradzuordnung. So sind z. B. die Charakteristika „vereinzelt — einzelne — manche — ein kleiner Teil — verhältnismäßig viele — viele — sehr viele — die meisten“ nur schwer voneinander abzugrenzen. Die Begrenzung solcher Mannigfaltigkeiten auf das unbedingt Notwendige und die Verwendung von Prozentzahlen ist dazu erforderlich.

Bei der Beurteilung von Gebäudeschäden ist bisher die verschiedenartige Bauweise nur sehr unzureichend berücksichtigt worden. Als Folge davon zeigen sich schwere Fehler in der Einschätzung der Intensität. Auch die Schäden an Gebäuden, die in mannigfachen Erscheinungen auftreten, sind oft nicht klar zu bemessen. Hier fehlen z. T. in den Skalen typische Merkmale, die geeignet sind, die Schäden zu klassifizieren. Die angeführten Beispiele zeigen bereits den Weg, der zur Verbesserung seismischer Skalen begangen werden muß. Es ist anzustreben, daß der Bearbeiter von makroseismischen Beobachtungen keinen Zweifel über deren Einstufung hat.

Entsprechend den an die Skala zu erhebenden Anforderungen wird ihrem Entwurf eine Klassifikation vorangestellt. Hiernach werden die Gebäude in drei Bautypen eingeteilt. Wir glauben, mit diesen drei Bauweisen alle Gebäude für normale Verwendungszwecke erfassen zu können. Nicht berücksichtigt sind erdbebenfeste Baukonstruktionen, da Schäden an solchen Bauten im Zusammenhang mit der jeweils geplanten Widerstandsfähigkeit der einzelnen Gebäude untersucht werden müssen.

Die unbestimmten Zahlbegriffe sind auf nur drei reduziert worden, die den angegebenen Prozentsätzen der Gesamtzahl entsprechen (5, 50, 75%). Für die Einteilung der Schäden an Bauten wurden fünf Kategorien gewählt, leichte, mäßige, starke, zerstörende Schäden und völliger Einsturz, die durch typische Merkmale beschrieben werden.

Um den praktischen Gebrauch der Skala zu erleichtern, ist der Inhalt der einzelnen Grade so aufgeteilt worden, daß an erster Stelle immer die Einwirkungen auf den Menschen und seine Umgebung, zweitens die Schäden an Bauwerken aller Art und zuletzt die Veränderungen in der Natur, im Boden, in Gewässern usw. aufgeführt werden. Ferner ist jedem einzelnen Grad der Skala ähnlich wie bei der MCS-Skala ein Kennwort in Form einer Überschrift beigegeben worden.

Den Schluß des neuen Entwurfs bildet eine Tabelle, in der zu den Graden 5 bis 10 die entsprechenden Werte der Bodenbeschleunigung für den Periodenbereich von 0,1 bis 0,5 s angegeben werden. Weiterhin enthält

die Tabelle die entsprechenden Größen der Bodenschwinggeschwindigkeit sowie die Verrückungsamplitude eines Pendels von $T_0 = 0,25$ s, dessen logarithmisches Dekrement 0,5 beträgt. Aus Gründen der Einfachheit und Übersichtlichkeit ist darauf verzichtet worden, die Abhängigkeit der Beschleunigung von der Periode der Bodenbewegung zu berücksichtigen. Darum sind die Beschleunigungswerte nur für den Bereich von 0,1 bis 0,5 s angegeben worden, innerhalb dessen sie nicht von der Periode abhängen. Was die Größe der Beschleunigungswerte anbelangt, so liegen sie nach neueren experimentellen Erfahrungen weit höher als die alten Werte von CANCANI, entsprechen aber mit geringfügigen Abweichungen denen von GUTENBERG und RICHTER. Die Werte der Schwinggeschwindigkeit in dieser Tabelle gelten für den Periodenbereich von 0,5 bis 2 s. Man erhält mit der einfachen Sinusbeziehung die Werte der Schwinggeschwindigkeit aus den Beschleunigungswerten der Tabelle, wenn man eine Periode von 0,5 s zugrunde legt. Eine derartige Tabelle gibt dem Benutzer der Skala die Möglichkeit, für viele Probleme der Klassifikation von Erdbeben und insbesondere der Ingenieurseismik quantitative Angaben zu verwenden.

Die Verfasser sind sich klar darüber, daß die vorliegende Form der Skala den Charakter eines Entwurfs besitzt. Sie hoffen, daß von möglichst vielen interessierten Kollegen Stellung hierzu genommen wird, und glauben, daß deren wertvolle Erfahrungen der Neufassung der Skala von Nutzen sein werden. Das Ziel unserer Bemühungen, eine einheitliche Skala für die ganze Erde zu schaffen, läßt sich nur durch gemeinsame Arbeit erreichen.

Intensity scale of earthquakes

Compiled by S. MEDVEDEV, W. SPONHEUER and V. KÁRNÍK

Classification of the scale

I. *Types of structures (buildings)*

Structure A: Buildings in field-stone, rural structures, Adobe houses, clay houses.

Structure B: Ordinary brick buildings, buildings of the large block and prefabricated type, half timbered structures, buildings in natural hewn stone.

Structure C: Reinforced buildings, well-built wooden structures.

II. *Definition of quantity*

Single, few: about 5%

Many : about 50%

Most : about 75%

III. *Classification of damage to buildings*

Grade 1: Slight damage: Fine cracks in plaster; fall of small pieces of plaster.

Grade 2: Moderate damage: Small cracks in walls; fall of fairly large pieces of plaster; pantiles slip off; cracks in chimneys; parts of chimneys fall down.

Grade 3: Heavy damage: Large cracks in walls; fall of chimneys.

Grade 4: Destruction: Gaps in walls; parts of building may collapse; separate parts of the building lose their cohesion; inner walls collapse.

Grade 5: Total damage: Total collapse of buildings.

IV. *Arrangement of the scale*

a) Persons and surroundings.

b) Structures of all kinds.

c) Nature.

Intensity scale

I. *Not noticeable*

a) The intensity of the vibration is below the limit of sensibility; the tremor is detected and recorded by seismographs only.

II. *Scarcely noticeable (very slight)*

- a) Vibration is felt only by individual people at rest in houses, especially on upper floors of buildings.

III. *Weak, partially observed only*

- a) The earthquake is felt indoors by a few people, outdoors only in favourable circumstances. The vibration is like that due to the passing of a light truck. Attentive observers notice a slight swinging of hanging objects.

IV. *Largely observed*

- a) The earthquake is felt indoors by many people, outdoors by few. Here and there people awake, but no one is frightened. The vibration is like that due to the passing of a heavily loaded truck. Windows, doors and dishes rattle. Floors and walls creak. Furniture begins to shake. Hanging objects swing slightly. Liquids in open vessels are slightly disturbed. In standing motor cars the shock is noticeable.

V. *Awakening*

- a) The earthquake is felt indoors by all, outdoors by many. Many sleeping people awake. A few run outdoors. Animals become uneasy. Buildings tremble throughout. Hanging objects swing. Pictures knock against walls or swing out of place. Occasionally pendulum clocks stop. Unstable objects may be overturned or shifted. Doors and windows are thrust open and slam back again. Liquids spill in small amounts from well-filled open containers. The sensation of vibration is like that due to a heavy object falling inside the building.
- c) Slight waves on standing water; sometimes change in flow of springs.

VI. *Frightening*

- a) Felt by most indoors and outdoors. Many people in buildings are frightened and run outdoors. A few persons lose their balance. Domestic animals run out of their stalls. In many instances dishes and glassware may break, books fall down, pictures move and unstable objects overturn. Heavy furniture may possibly move and small steeple bells may ring.
- b) Damage of grade 1 is sustained in single buildings of type B and in many of type A. Damage in some buildings of type A is of grade 2.

- c) Cracks up to widths of 1 cm possible in wet ground; in mountains occasional land-slips; change in flow of springs and in level of well-water.

VII. *Damage to buildings*

- a) Most people are frightened and run outdoors. Many find it difficult to stand. The vibration is noticed by persons driving motor cars. Large bells ring.
- b) In many buildings of type C damage of grade 1 is caused; in buildings of type B damage is of grade 2. Most buildings of type A suffer damage of grade 3, some of grade 4. In single instances land-slips of roadway on steep slopes; cracks in roads; seams of pipelines damaged; cracks in stone walls.
- c) Waves are formed on water, and water is made turbid by mud stirred up. Water levels in wells change, and the flow of springs changes. Sometimes dry springs have their flow restored and existing springs stop flowing. In isolated instances parts of sandy or gravelly banks slip off.

VIII. *Destruction of buildings*

- a) Fright and panic; also persons driving motor cars are disturbed. Here and there branches of trees break off. Even heavy furniture moves and partly overturns. Hanging lamps are in part damaged.
- b) Most buildings of type C suffer damage of grade 2. Most buildings of type B suffer damage of grade 3, and most buildings of type A suffer damage of grade 4. Many buildings of type C suffer damage of grade 4, here and there of grade 5. Occasional breakage of pipe seams. Memorials and monuments move and twist. Tombstones overturn. Stone walls collapse.
- c) Small land-slips in hollows and on banked roads on steep slopes; cracks in ground up to widths of several centimeters. Water in lakes becomes turbid. New reservoirs come into existence. Dry wells refill and existing wells become dry. In many cases change in flow and level of water.

IX. *General damage to buildings*

- a) General panic; considerable damage to furniture. Animals run to and from in confusion and cry.
- b) Many buildings of type C suffer damage of grade 3, some of grade 4. Many buildings of type B show damage of grade 4; a few of grade 5. Monuments and columns fall. Considerable

- damage to reservoirs; underground pipes partly broken. In individual cases railway lines are bent and roadways damaged.
- c) On flat land overflow of water, sand and mud is often observed. Ground cracks to widths of up to 10 cm, on slopes and river banks more than 10 cm; furthermore a large number of slight cracks in ground; falls of rock, many landslides and earth flows; large waves on water. Dry wells renew their flow and existing wells dry up.

X. *General destruction of buildings*

- b) Many buildings of type C suffer damage of grade 4, some of grade 5. Many buildings of type B show damage of grade 5; most of type A have destruction category 5; critical damage to dams and dykes and severe damage to bridges. Railway lines are bent slightly. Underground pipes are broken or bent. Road paving and asphalt show waves.
- c) In ground, cracks up to widths of several decm, sometimes up to 1 meter. Parallel to water courses occur broad fissures. Loose ground slides from steep slopes. From river banks and steep coasts considerable landslides are possible. In coastal areas displacement of sand and mud; change of water level in wells; water from canals, lakes, rivers etc. thrown on land. New lakes occur.

XI. *Destruction*

- b) Severe damage even to well-built buildings, bridges, water dams and railway lines; highways become useless; underground pipes destroyed.
- c) Ground considerably distorted by broad cracks and fissures, as well as by movement in horizontal and vertical directions; numerous land slips and falls of rock.
The intensity of the earthquake requires to be investigated specially.

XII. *Landscape changes*

- b) Practically all structures above and below ground are greatly damaged or destroyed.
- c) The surface of the ground is radically changed. Considerable ground cracks with extensive vertical and horizontal movements are observed, Falls of rock and slumping of river banks over wide areas; lakes are dammed; waterfalls appear, and rivers are deflected.

The intensity of the earthquake requires to be investigated specially.

Magnitudes of the oscillation of earthquakes
of different intensities

I [grade]	α [cm s ⁻²]	v [cm s ⁻¹]	x_0 [mm]
5	12—25	1,0—2,0	0,5—1,0
6	25—50	2,1—4,0	1,1—2,0
7	50—100	4,1—8,0	2,1—4,0
8	100—200	8,1—16,0	4,1—8,0
9	200—400	16,1—32,0	8,1—16,0
10	400—800	32,1—64,0	16,1—32,0

I — Intensity of earthquakes

α — Ground acceleration in cm/s² for periods between 0,1 s and 0,5 s

v — Velocity of ground oscillation in cm/s for periods between 0,5 s and 2,0 s.

x_0 — Amplitude of movement of centre of gravity of the pendulum mass in mm. The natural period of the pendulum is 0,25 s, the logarithmic decrement is 0,5.

Diskussion

V. KÁRNÍK propose de lancer une circulaire pour soumettre la nouvelle échelle aux membres et après quoi, il pourrait être fait une nouvelle proposition à Berkeley en 1963.

W. BUCHHEIM propose d'y adjoindre une subdivision analogue à celle qui existe en magnétisme terrestre. Il faudrait également faire la liaison avec le génie civil surtout en ce qui concerne l'étude des vibrations, la vitesse et l'accélération et faire des investigations dans les bâtiments.

E. F. SAVARENSKIJ croit nécessaire d'y introduire un coefficient attribué au sous-sol et de tendre vers une standardisation dans l'avenir.

La mission séismologique de l'UNESCO dans le bassin méditerranéen et au Moyen Orient

J. P. ROTHÉ

(représenté par J.-H. VAN GILS)

Pour des raisons indépendantes de ma volonté il ne m'est pas possible de me trouver parmi vous et je vous prie d'excuser mon absence.

Mon intention était de vous dire quelques mots sur la mission séismologique que l'UNESCO, en collaboration avec l'UGGI, a envoyé dans le bassin méditerranéen au cours du printemps de cette année.

Je prie le Secrétaire de séance de bien vouloir vous donner les quelques indications suivantes.

Vous savez que, à la suite des grands séismes de 1960 qui avaient fortement ému l'opinion mondiale, l'UNESCO a entrepris une large enquête séismologique afin d'être à même de proposer un programme de recherches et d'équipement qui permettrait d'éviter à l'avenir d'aussi lourdes pertes de vies humaines et de biens matériels. Deux missions ont été envoyées sous la direction du Professeur BELOUSOV, l'une dans le Sud-Est asiatique, la seconde en Amérique du Sud. Les rapports de ces missions ont été publiés dans les Monographies de l'UGGI.

Une troisième mission a été organisée au début de cette année et son champ d'études intéresse plus spécialement la Commission Séismologique Européenne, puisque cette mission devait visiter le Bassin méditerranéen et le Moyen Orient.

Cette mission était composée du professeur BÅTH d'Uppsala, du Docteur CLOUGH, professeur de Génie Civil à Berkeley, du Docteur KARUS de Moscou, du Révérend Père LINEHAN, directeur de l'Observatoire de Weston, et enfin, de moi-même. En l'absence du professeur BELOUSOV j'avais été chargé de diriger cette mission et le R. P. LINEHAN a eu la lourde charge de préparer le rapport de la mission.

La tâche principale de notre mission consistait à recueillir et analyser des informations sur les points suivants:

- a) l'état actuel des réseaux d'observatoires séismologiques en ce qui concerne leur équipement, leur personnel et les facilités dont ils disposent pour la communication, l'analyse et la publication de leurs observations;

- b) les progrès réalisés dans la localisation des zones d'activité sismique et dans la préparation des cartes de sismicité et de séismo-tectonique à l'échelle nationale ou régionale;
- c) l'existence de règlements spéciaux sur la construction et leur application dans les régions d'activité sismique afin de minimiser les dégâts et la mortalité dus aux tremblements de terre;
- d) les facilités existantes pour la formation de spécialistes en séismologie, séismo-tectonique et génie anti-séismique.

Au cours de leur voyage du 21 mars au 20 mai, les membres de la mission ont parcouru le Maroc, l'Espagne, la Tunisie, la Grèce, la Turquie, l'Iran, la Yougoslavie et l'Italie. Un séminaire rassemblant des représentants des différents pays du bassin méditerranéen s'est tenu à Rome du 21 au 24 mai. Au cours de ce séminaire le rapport et les propositions de la mission ont été discutés.

Dans chacun des pays parcourus, les membres de la mission ont pu, non seulement entrer en contact avec de nombreuses personnalités scientifiques, mais encore, grâce à l'aide généreuse qu'ils ont reçue de la part des autorités gouvernementales, visiter plusieurs sites de tremblements de terre récents et examiner sur place l'effort de reconstruction entrepris pour effacer les traces des désastres.

Un rapport de 138 pages a été rédigé et je pense que ce rapport sera prochainement publié par les soins du Secrétariat de l'UGGI.

Les recherches séismologiques dans certains des pays visités (Espagne, Italie, Grèce, Turquie) sont déjà anciennes; plusieurs stations séismologiques ont été établies dès le début du siècle. Des ouvrages nombreux, des articles et des catalogues ont été publiés. L'application de codes réglementant la construction dans les zones sujettes aux séismes a fait l'objet de lois en Italie, en Grèce et en Turquie.

Notre rapport — sur lequel je ne peux m'étendre ici — fait donc le point des recherches dans les différents pays visités et présente pour chaque pays des propositions concernant l'amélioration de l'appareillage, l'installation de nouvelles stations, l'établissement des cartes de sismicité et, plus particulièrement, *la mise en application de codes modernes relatifs aux constructions susceptibles de résister aux tremblements de terre.*

Je voudrais, en terminant, attirer l'attention des membres de la C.S.E. sur une recommandation contenue dans notre rapport. Il s'agit de l'étude des raz-de-marée en Méditerranée et sur la côte Atlantique de l'Europe et du Maroc. Vous vous souvenez qu'à Helsinki l'Assemblée Générale de l'Association a adopté une résolution chargeant la C.S.E. de rechercher la possibilité d'établir un système d'alerte aux raz-de-marée. Notre mission a repris cette résolution.

Dans les régions qui nous intéressent le problème est sans doute très difficile à résoudre en raison de la proximité des foyers séismiques et du peu de temps dont on peut disposer pour déclencher un dispositif d'alerte. Il vaut cependant la peine d'être étudié.

Je pense donc que le moment est venu pour la C.S.E. de constituer une commission d'étude des raz-de-marée ; sans doute notre collègue M. GALANOPOULOS pourra-t-il, à ce sujet, donner des indications utiles.

Microseisms at Aberdeen from September 1961 to March 1962

A. E. M. GEDDES

(read by E. TILLOTSON)

Summary (by E. TILLOTSON)

Microseisms have been correlated with storms at sea. Three cases are considered:

1. *16 January 1962.* The maximum microseismic amplitude was $18.2 \mu\text{m}$ on the E.W. component at $00^{\text{h}}14^{\text{m}}$ G.M.T, and the period 6.0 s. The centre of the disturbance was at 58°N , 18°W and the pressure 936 mb. The centre was moving slowly at 12.4 miles per hour. The velocity of the gradient wind impinging on the E coast of Iceland would lead to a value of 12 s for the microseismic period, or to the conclusion that the effect arose from the first upper harmonic and not from the fundamental of the stationary wave.

The other two disturbances were:

Date	Position & pressure at low centre	Max. Amp. [μm]	Period	Velocity of translation of centre	Speed of wind
2. 1961 Sept. 13 between 0800—1300 h	$59^{\circ}\text{N } 21^{\circ}\text{W}$ 952 mb	EW: 8.4 NS: 4.5	7.7 s 8.0 s	7.8 miles/h	66 knots in N. Atlantic
3. 1962 March 7/8 between 2200 h on 7th and 0200 h on 8th	$52^{\circ}\text{N } 18^{\circ}\text{W}$ 980 mb	EW: 10.5 NS: 8.8	5.8 s 5.9 s	10.5 miles/h	48 knots from N. W.

2. *On 7th September* the disturbance was at 54°N , 39°W and it was therefore slow-moving. If the origin of the microseisms was occasioned by the reflection of waves from a rocky coast, two reflectors must be considered a) S.E. coast Iceland b) W coast British Isles. The period of the microseisms would indicate 16 s as the period of the stationary sea waves, which would be consistent with the gradient wind speed off Iceland (66 knots) rather than 48 knots off the British Isles. There is thus some indication that the source of microseisms was to be found in the reflection of sea waves from the Icelandic coast.

3. At 1200 h on 7th March a complex low system covered the E. Atlantic with 3 low centres at a) 54° N, 28° W b) 50° N, 15° W c) 44° N, 25° W. The centres were slow-moving. If, from the microseismic period, we consider the period of the stationary sea waves (T) to have been 12 s, then $4T = 48$, a value consistent with the gradient wind of 49 knots near the NW coasts of the British Isles. The source of the microseisms appears, therefore, to have been in the reflection from the NW coasts of the British Isles.

All three cases indicate that the origin of the disturbances was to be found in areas north of the Aberdeen station.

The full text will be published in the Report of the Seismological Investigations Committee of the British Association.

Symposium on the investigation of the earth's crust in Paris

V. KARNÍK

Summary

A meeting of the working group on investigations of the earth's crust was held in Paris on March 19—22, 1962 in the Unesco House. At the meeting specialists invited by the convenor Dr. Markus BÄTH from Czechoslovakia, German Federal Republic, France, Great Britain, Italy, Japan, Union of South Africa, USA and USSR were present. The following problems and the differences in results obtained so far were discussed:

1. *Continental crust.* Reflection and refraction measurements. Surface-wave methods (group-velocity and phase-velocity methods. Laboratory investigations (model seismology; high pressure and high temperature measurements), deep boreholes. Studies of near and distant earthquakes. Wave propagation (especially the problem of channel waves as higher-mode surface waves). Gravimetric, magnetic, electrical, geothermal and other measurements.
2. *Oceanic crust.* Reflection and refraction measurements. Surface wave methods (group-velocity and phase-velocity methods). Laboratory investigations, deep drilling (Mohole project), etc. Earthquake studies. Wave propagation. Gravimetric, magnetic, geothermal and other measurements.
3. *Boundary regions* between oceans and continents (continental shelf and margin, island arcs, etc.)
4. Relation to studies of regional geology and tectonics, dynamics of the crust, geochemistry and petrology of magmas, batholithic emplacement and volcanism.

It was a round table conference where each expert described the methods and instruments he used, presented his results and demonstrated original records, graphs, computing machine calculations, etc. The conclusions of the discussion were summarized in the Recommendations (see I.U.G.G. Chronicle, No 44, 1962, pp. 168—170).

The complete text of abstracts of contributions will be published in the UGGI Monographs.

Classification of crustal structures by seismic data

I. P. KOSMINSKAJA

(read by J. E. GUBIN)

The paper presents the principles of classification of crustal structures according to seismic data. The velocity characteristics of crustal layers, the relief of consolidated crust roof and foot and the thickness of sedimentary layers form the basis of the classification.

Questions of distinguishing between the types of the earth's crust have attracted much attention during recent years. Different approaches to the problem have resulted in the delineation of different types. Three classes of crust — continental, oceanic and intermediate — remain unchangeable in all types of classification. But the rough distinguishing of these three types alone does not satisfy modern requirements of the geological and geophysical sciences and therefore some attempts have been made to subdivide these main types into more detailed ones.

In spite of the fact that we have obtained many seismic data on the crustal structure (about 500 identifications), they are still insufficient for a precise classification. Therefore a number of other peculiarities of the crustal structure — mostly morphological and tectonic, which constitute the basis for the subdivision of the crust into different types and subtypes — are involved in the geophysical data.

A great number of works classify crustal types according to gravitational data and the relief of solid surface of the earth [1, 2]. In spite of the interest that these present in that they exhibit statistical regularities for the earth as a whole, the flagrant error of subdivision of the crust by such average data is shown for many regions. This is first of all connected with the fact that the observed anomalies in various regions are caused by the relief peculiarities of different deep boundaries.

At present seismic data still remain the fundamental initial data on the structure of the earth's crust.

Detailed seismic research methods have greatly developed during these years. These methods enable us not only to define the composition of the earth's crust at a certain point but to have the cross-sections of deep boundaries along the lines of observations, i.e. along the profiles [3, 4]. It is thus possible to approach the problem of the classification of crustal

Structures of the earth's crust by seismic data

Description of structures	Types of the crust			
	Continental	Oceanic	Suboceanic	Subcontinental
<p>1. Structures of the 1st order are distinguished by the crustal types. Crustal types are characterised by the velocities of longitudinal waves v_p of the main layers composing the earth's crust.</p> <p>Sedimentary layer $v_p < 5$ km/s, „Granitic”, layer $v_p \approx 6$ km/s „Basaltic”, layer $v_p = 6.5 - 7.0$ km/s</p>	<p>±</p> <p>⊕</p> <p>+</p>	<p>±</p> <p>-</p> <p>⊕</p>	<p>⊕</p> <p>-</p> <p>+</p>	<p>±</p> <p>intermediate „granitic-basaltic”, $6 < v_p < 6.5$ km/s</p>
<p>The lower crustal boundary: the MOHO-ROVIĆIĆ surface $v_p \approx 8$ km/s</p>	+	+	+	+
<p>2. Structures of the 2nd order are distinguished within the structures of the 1st order by the depth H_m of the M-boundary.</p>	<p>1. Land of the continents $30 < H_m < 80$ km</p> <p>2. Shelf zones of continents and continental seas $20 < H_m < 35$</p>	<p>1. Oceanic plateaux $H_m \approx 10 - 15$ km</p> <p>2. Oceanic swells $H_m \approx 10 - 20$ km</p>	<p>1. Basins of inner seas $H_m \approx 15 - 40$ km</p> <p>2. Basins of marginal seas $H_m 10 - 20$ km</p>	<p>1. Islands of the island arcs $H_m \approx 15 - 25$ km</p> <p>2. Volcanic islands of the oceans.</p> <p>3. Oceanic ridges</p>
<p>3. Structures of the 3rd order are distinguished within the structures of the 2nd order by the shape of the M-boundary, by the surface of the consolidated</p>	<p>1. Regions of large concordant hills of the crustal top and covered with thin (1-3 km) layer of sedimentary rocks (plat-</p>	<p>1. Elevations of the boundary and the crustal top, within the plateaux and swells of the M-boundary and the surfaces</p>	<p>Different basins characterised by different thicknesses of sedimentary and “basaltic” layers, for example:</p>	<p>No data</p>

<p>thickness of sedimentary non-consolidated layers.</p>	<p>2. Regions of deep submersion of the M-boundary (mountainous-regions)</p> <p>3. Regions of concordant submersion of both boundaries (deeps)</p>	<p>within the plateaux and swells.</p> <p>3. Regions of unconformities of the M-boundaries and crustal top.</p>	<p>large thicknesses of sedimentary layers (more than 10 km) and a basaltic layer more than 10 km thick.</p> <p>2. In the basins of the Mediterranean Sea the thickness of sediments is 4—5 km.</p> <p>3. The basins of the Okhotsk, Japanese and Bering Seas have the thickness of sediments from 1 to 5 km.</p>
<p>4. Structures of the 4th order are distinguished within the structures of the 3rd order by peculiarities of one or both boundaries and by correlation of thicknesses of the earth's crustal layers.</p>	<p>1. Uplifts and deeps within large elevations.</p> <p>2. Patches of mountainous folded zones with different types of mountain roots and different correlation of thicknesses of "granitic" and "basaltic" layers.</p> <p>3. Different types of depressions: intermountainous, foredeeps and so on.</p>	<p>No data</p>	<p>Local depressions, elevations and conisures within certain basins.</p> <p>No data</p>

Remarks:

1. Both terms, "suboceanic" and "subcontinental" give rise to objections by many geologists and geophysicists. However, we use them because in our opinion they express most completely the connection between the main crustal types and the subordinate less distributed types.
2. We continue to use here the conventional terms "basaltic" and "granitic" layers, imparting certain seismic characteristics to them. Meanwhile such a schematisation of the crustal cross-section (the conditions being characterised for each region) often limits the possibilities of geophysical and geological interpretation. In this case we must deviate from this scheme, stating clearly what is the specificity of the velocity distribution of the given region as compared with the conventional distribution for the given type of crust.
3. The basic layer, determining the velocity distribution in the crust of the given type, is indicated by a circle.

structures from quite different aspects to those stated above when making use of only basic seismic data in the first turn, systematizing not only the determinations of crustal velocity distribution but the data on the shape of the discontinuities as well.

The top and the foot of the consolidated earth's crust (MOHORVIČIĆ M-boundary) are the most reliable seismic boundaries as has been shown by Deep Seismic Sounding (DSS) on the continents and in the oceans. By the "top of the consolidated earth's crust" we understand the surface of the consolidated fundament on the continents (the surface of the "granitic" layer) and the surface of the "basaltic" layer in the oceans.

In distinguishing the types of the earth's crust the initial data were the velocity distribution in the earth's crust. For the further subdivision of different crustal types (structures of the first order) into structures of higher orders the initial data were: the depth of the M-boundary (structures of the second order), the shape of the consolidated crustal top and foot relief (structures of the third order) and more detailed relief of both boundaries and the thickness of sedimentary layers (structures of the fourth order). The correlation of the earth's crustal structures of different orders is shown in the Table. The vertical columns present structures for the same type of crust, the horizontal lines structures of one and the same order within the limits of the different crustal types.

Here are some examples of the crustal structures of different orders for which the cross-sections were obtained by the DSS data.

The suboceanic "sedimentary-basaltic" type of crust is distinguished in the deep basins of the Black Sea (see JU. P. NEPROČNOV in [3], p. 271), the Caspian Sea [6], the Sea of Japan [7], the Okhotsk and Bering [8] and the Caribbean [9] Seas.

The subcontinental type of crust is found on the South-Kurile Isles and on small patches of the shelf adjoining them. This type is characterized by a volcanic layer with a velocity of about 5 km/s, which is underlaid by the main thickness of the crust with a velocity of 6.3—6.4 km/s. The M-boundary here is situated at a depth of 15—17 km and has a reduced velocity (about 7.7 km/s).

Among the continental structures of the second order we should point out the continental regions of the northern coast of the Okhotsk Sea — the Verchoyano-Kolimskaya zone with the M-boundary at depths greater than 35 km and the central shallow part of the sea with the M-boundary depths down to 25 km.

Among the structures of the third order the elevations of crustal top and foot are marked out for the Russian and Turkmenian platforms and the submersions for the Fergana and Predkopetdag depressions (see contri-

butions by I. V. POMERANCEVA, B. S. VOLVOVSKIJ, I. S. VOLVOVSKIJ and others in [3]).

The regions of deep submersion of the M-boundary — the position of the consolidated crust top being unclear — are observed in the folded mountainous regions of the Tien-Shan [3] and the Northern Pamirs [10].

The division of suboceanic and subcontinental structures into higher orders is hampered by insufficient data.

The classification that we give here certainly cannot be considered complete and bearing this in mind we have tried to give the most general determination of structural types which could quite easily cover all further amendments connected with the obtaining of further data on the structure of the earth's crust of different portions of continents and oceans.

The further development of every column of the Table must be directed to the expansion and systematization of each type of structure, revealing new peculiarities in the behaviour of the relief of the main boundaries of the earth's crust.

The scheme of the structures distinguished only by seismic data must undoubtedly be supplemented by other geophysical data (the characteristics of the gravitational and magnetic fields, heat currents, seismological data on recent crustal and mantle activities).

Such a general geophysical scheme of the earth's crust, constructed with due regard for the reliability of all geophysical data, must then be associated with the geological situation in which the earth's crustal structures of different types will be revealed. Only then will each geophysical structure obtain definite geological sense.

We believe that such a sequence in the generalisation of geophysical data is very important since for lack of it classifications have to a high degree a mixed and inaccurate character, making use of a combination of mixed data for distinguishing the different types of structures.

References

- [1] KROPOTKIN, P. N.: Origin of continents and oceans. *Priroda* N 4 (1956).
- [2] DEMENICKAJA, R. M.: Main characteristics of the earth's crustal structure by geophysical data. Reports of the Institute of Arctic Geology **115**, Gostoptechizdat (1961).
- [3] Deep seismic sounding of the earth's crust in the USSR. A set of papers. Gostoptechizdat (1962).
- [4] KOSMINSKAJA, I. P.: The studies of the earth's crust in the USSR during the IGY period. *Seismologia* N 5. *Academizdat* (1963).
- [5] STEINHART, J. S. and MEYER, R. P.: Explosion studies of continental structure. University of Wisconsin 1956—1959. *Carnegie Inst. Publ.* 622 (1961).
- [6] AKSENOVIĆ, G. I. et al.: Deep seismic sounding of the earth's crust in the Central part of the Caspian Sea. Reports of IFZ (1962).

- [7] SYSOEV, N. N., UDINCEV, G. B. and ANDREEVA, I. B.: The results of seismo-acoustic studies of the Sea of Japan bottom. DAN SSSR 119, N 3 (1958).
- [8] KOSMINSKAJA, I. P., ZVEREV, S. M., VEICMAN, P. S. and TULINA, JU. V.: The earth's crustal structure in the Okhotsk Sea and about the Kurile zone of the Pacific. Izv. AN SSSR, Ser. Geophys. N. (1963).
- [9] TAIWANI, M., SUTTON, G. H. and WORZEL, J. L.: A crustal section across the Puerto Rico trench. J. Geophys. Res. 64 No. 10 (1959).
- [10] KOSMINSKAJA, I. P., MICHOTA, G. G. and TULINA, JU. V.: The structure of the earth's crust of the Pamirs—Altai zone by DSS data. Izv. AN SSSR, Ser. Geophys. No. 10 (1957).

Diskussion

Après la lecture du travail de I. P. KOSMINSKAJA, J. E. GUBIN propose à l'Assemblée la création d'un groupe de travail pour l'étude des différents types de la croûte terrestre en Europe.

A. ZÁTOPEK:

This communication demonstrates the great importance of deep seismic soundings, for which there are already, but partly, published results available in Europe. The interpretation of these results can only partly be discussed and only an elaboration of the work that is to be done. So I agree with Dr. GUBIN that this point must be mentioned in a resolution and I should recommend to discuss this question separately in a smaller group of members interested with it.

Head waves and the nature of the MOHORovičić discontinuity

H. JEFFREYS

(read by E. TILLOTSON)

Summary

The theory of diffraction at a smooth interface explains the generation of LOVE waves fairly satisfactorily, but does not explain the existence of rapid oscillations after P and S or the length of the coda. These and some other phenomena seem to be explicable by irregularities of the base of the upper layers and possibly within these layers.

The paper will be published in the Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society.

Diskussion

P. INGRAM:

I wish to propose that we extend to Sir H. JEFFREYS our gratitude for this contribution. We are now beginning to record, generally, to an accuracy of 0.1 s the early phases of earthquakes. That these do not give greater consistency is a very important matter for analysis to determine how far it is due to local character, lack of homogeneity and dispersion.

Zur Ortung von Erdbeben

W. ULLMANN und R. MAAZ

Gegenwärtig befaßt man sich in der Seismologie wieder mit der Entwicklung von Methoden zur Ortung von Erdbebenherden. Wegen der Anwendbarkeit elektronischer Rechenautomaten interessieren dabei ausschließlich numerische Verfahren. Die Untersuchungen beschränken sich jedoch vorerst auf die Lokalisation von Orts- oder Nahbeben.

Die am Institut für Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena durchgeführten theoretischen Untersuchungen über die Ortung seismischer Herde in Bergbaugebieten [1] liefern zugleich einen Beitrag zur Lokalisation von Ortsbeben. Schränkt man diese Untersuchungen dahingehend ein, daß sie sich nur auf eine Ebene beziehen, so enthalten sie jenes Verfahren zur Ortung von Nahbeben, das am Seismologischen Observatorium in Uppsala entwickelt wurde [2]. Hierbei müssen von einer bestimmten Phase der Erdbebenwellen mit nahezu unveränderlicher Geschwindigkeit die Ankunftszeiten an drei Orten festgestellt werden. Die Lokalisation wird mittels der seismischen Stationen Kiruna, Skanstugan und Uppsala vorgenommen. Es wurden insbesondere die Einsätze der Sg-Phase ausgewertet. Dem Verfahren liegt die Annahme zugrunde, daß die Herdtiefe stets vernachlässigbar klein gegen die Entfernungen des Herdes von den Stationen ist. Dadurch vereinfacht sich die Ortung des Erdbebens auf die Bestimmung seines Epizentrums. Die mathematischen Ausdrücke für die Herdentfernungen sind so formuliert, als ob die Stationen und der Herd in derselben Ebene liegen würden. Die Krümmung der Erdoberfläche wird durch einen zusätzlichen Korrekturterm näherungsweise berücksichtigt.

Es zeigt sich nun, daß sich alle dementsprechend modifizierten Überlegungen in [1] auf eine Halbkugel übertragen lassen. Das daraus resultierende Ortungsverfahren berücksichtigt also von vornherein eine kugelförmige Erdoberfläche. Diese neue Methode kann hier nur skizziert werden [3].

Es wird also angenommen, daß die drei seismischen Stationen P_0 , P_1 , P_2 und der mit ihrer Hilfe zu lokalisierende Erdbebenherd E auf einer die Erdoberfläche approximativ darstellenden Kugel liegen (Abb. 1). Man

darf sodann voraussetzen, daß sich E stets auf jener Halbkugel befindet, der das Stationsdreieck $P_0P_1P_2$ angehört und deren Pol in P_0 liegt. Für die Ortung eignet sich prinzipiell jede seismische Welle, die sich mit bekannter, nahezu konstanter Geschwindigkeit parallel zur kugelförmigen Erdoberfläche ausbreitet. Aus den Seismogrammen werden die Einsatzzeiten einer von den drei Stationen am deutlichsten registrierten derartigen Phase abgelesen. Die Produkte der daraus zu bildenden Laufzeit-

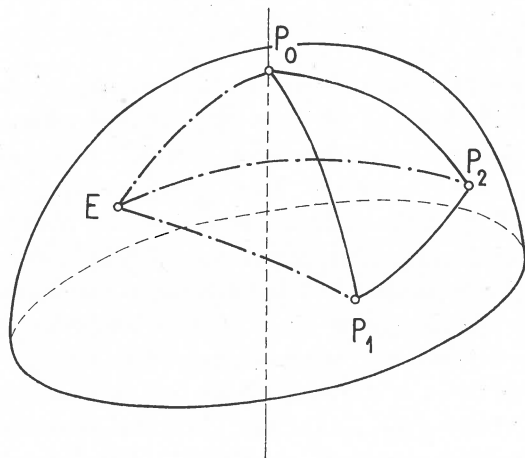


Abb. 1. Stationsdreieck mit Herd. P_0, P_1, P_2 Stationen, E Herd (Epizentrum)

differenzen mit der bekannten Ausbreitungsgeschwindigkeit jener Welle stellen die Differenzen der sphärischen Abstände P_0E, P_1E, P_2E dar. Die Abstandsdifferenzen $P_1E - P_0E$ und $P_2E - P_0E$ sind neben den Seiten P_1P_0, P_2P_0 des sphärischen Stationsdreiecks, die sich aus den geographischen Koordinaten von P_0, P_1, P_2 in üblicher Weise berechnen lassen [4], die maßgebenden Größen zur Bestimmung des Epizentrums E .

Die in der Geodäsie gebräuchliche, insbesondere zur Herstellung von Navigationskarten verwendete gnomonische Projektion der Halbkugel auf die Tangentialebene in P_0 bildet jede Orthodrome auf eine Strecke ab. Dadurch ergeben sich weitgehende Analogien einerseits zur Ortung eines Herdes in dieser Ebene mittels dreier Stationen, die derselben Ebene angehören (s. [2]), und andererseits zur Ortung eines Herdes im homogenen isotropen Raum unter Verwendung von vier räumlich angeordneten Stationen (s. [1]). Der Herdabstand P_0E resultiert aus einer quadratischen Gleichung. Mit P_0E sind offensichtlich auch die Herdabstände P_1E und P_2E bekannt. Die quadratische Bestimmungsgleichung kann jedoch zwei Werte für den Herdabstand liefern. Das Verfahren erlaubt dann nicht zu

entscheiden, welcher der entsprechenden „äquivalenten Herde“ E' und E'' als wahrer Herd E in Betracht kommt.

Jedes Paar äquivalenter Herde E' , E'' wird von den Großkreisbögen getrennt, welche die Seiten des Stationsdreiecks glatt fortsetzen. Diese sechs Bögen zerlegen die Halbkugel in vier Bereiche (Abb. 2). Die das Stationsdreieck $P_0P_1P_2$ nicht enthaltenden drei Bereiche ergeben zusammen den Bereich \mathfrak{B}'' . Der vierte Bereich wird mit \mathfrak{B}' bezeichnet.

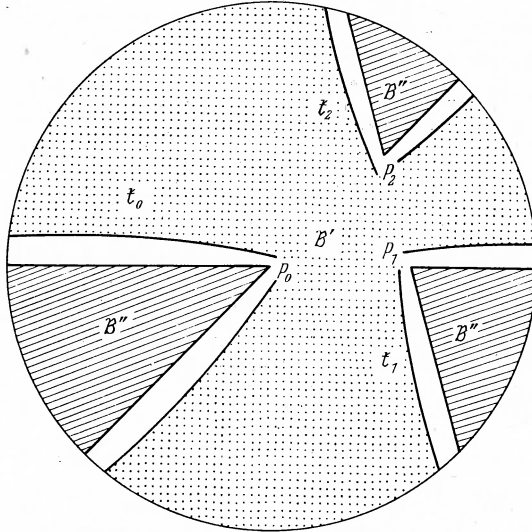


Abb. 2. Bereicheinteilung zur Ortung von Erdbeben

E'' liegt also stets in \mathfrak{B}'' , während E' dem Bereich \mathfrak{B}' angehört. Mit der Stationsanordnung sind zugleich drei Kurven \mathfrak{k}_0 , \mathfrak{k}_1 , \mathfrak{k}_2 innerhalb \mathfrak{B}' vorgegeben, die einen (einfach zusammenhängenden) Teilbereich von \mathfrak{B}' beranden. E' befindet sich jedenfalls außerhalb dieses Teilbereichs. Die (eindeutige) Lokalisation ist also immer dann möglich, wenn der Herd innerhalb jenes Teilbereichs von \mathfrak{B}' liegt, oder wenn von vornherein bekannt ist, welchem der vier Bereiche er angehört. Anderenfalls läßt sich mitunter aus seismologischen Gründen die Eindeutigkeit der Ortsangabe für den Herd nachträglich sichern. Dieser Sachverhalt ist für die numerische Durchführung des Ortungsverfahrens von erheblicher Bedeutung.

Verfügt man über mehr als drei seismische Stationen, so läßt sich das behandelte Verfahren auf je drei der insgesamt $n > 3$ Stationen anwenden. Dabei wird vorausgesetzt, daß keine drei Stationen auf derselben Orthodrome liegen. Es ergeben sich dann $m = \binom{n}{3}$ verschiedene Stations-

dreiecke. Beispielsweise kann man mit

$$n = 4, 5, 6, 7, 8, 9$$

geeignet angeordneten Stationen

$$m = 4, 10, 20, 35, 56, 84$$

derartige Dreiecke bilden.

Unter der Annahme, daß stets an drei Stationen die Ankunftszeiten ein und derselben für die Ortung geeigneten Phase registriert werden, verhilft jedes Stationsdreieck Δ_μ ($\mu = 1, \dots, m$) in der beschriebenen Weise zu einer Ortsangabe, die möglichenfalls zweideutig ist. Wenn also Δ_μ die äquivalenten Herde E'_μ, E''_μ liefert, kann man oft nachträglich auf Grund der geometrischen Anordnung aller eindeutig bestimmten Epizentren entscheiden, welcher dieser beiden Herde bei der Ermittlung des wahren Herdorts unberücksichtigt bleiben darf. Mitunter liegen aber E'_μ und E''_μ so nahe beieinander, daß eine solche Elimination nicht erlaubt ist. Dann müssen beide Punkte zur Konkurrenz zugelassen werden. Infolgedessen kann die Anzahl k der berechneten Epizentren E_κ ($\kappa = 1, \dots, k$) größer sein als m .

Die gesuchten Herdkoordinaten φ_E, λ_E resultieren aus den geographischen Koordinaten $\varphi_{E_\kappa}, \lambda_{E_\kappa}$ von E_κ gemäß

$$\varphi_E = \frac{\sum_{\kappa=1}^k p_\kappa \varphi_{E_\kappa}}{\sum_{\kappa=1}^k p_\kappa}, \quad \lambda_E = \frac{\sum_{\kappa=1}^k p_\kappa \lambda_{E_\kappa}}{\sum_{\kappa=1}^k p_\kappa}.$$

Die Gewichte p_1, \dots, p_k gehören dem Intervall $(0, 1)$ an. Der Wert von p_κ hängt u. a. von der Deutlichkeit der verwendeten Einsätze in den Seismogrammen ab. Bei seiner Festlegung ist eine gewisse Willkür nicht zu vermeiden.

Die numerische Durchführung des Verfahrens ist eine Aufgabe, die bei der Verwendung eines elektronischen Rechenautomaten im wesentlichen mit der Programmierung gelöst wird. Das Rechenprogramm sollte ein Iterationsverfahren zur Verbesserung der ermittelten Herdkoordinaten enthalten. Ein derartiges Verfahren wurde für den Automaten IBM 704 am IBM Research Centre von Poughkeepsie, New York, programmiert [5]. Eine weitere Verfeinerung des Ortungsverfahrens zwecks Erhöhung der Genauigkeit der Ortsangabe des Herdes ist schon in Anbetracht der räumlichen Ausdehnung des Herdes, der Variabilität der Ausbreitungsgeschwindigkeit der seismischen Welle und der Unschärfe der Einsätze in den Seismogrammen offenbar nicht sinnvoll. Man muß bedenken, daß die Lokalisation eines Erdbebens ein seismologisches und kein geodätisches Problem ist.

Literatur

- [1] ULLMANN, W. und MAAZ, R.: Theoretische Untersuchungen über die Ortung seismischer Herde in Bergbaugebieten. Veröff. Inst. Bodendynamik und Erdbebenforsch. Jena, H. 62, Akademie-Verlag, Berlin 1960, 74 S.
- [2] BEN-MENAHEN, A. and BÄTH, M.: A method for determination of epicenters of near earthquakes. Geof. pura e appl., Milano 46 (1960) 2, S. 37–46.
- [3] ULLMANN, W. und MAAZ, R.: Theoretische Untersuchung über die Ortung von Erdbeben. Veröff. Inst. Bodendynamik und Erdbebenforsch. Jena, H. 72, Akademie-Verlag, Berlin 1962.
- [4] COMRIE, L. J.: The geocentric direction cosines of seismological observatories. London Office of the British Association 1938.
- [5] BOLT, B. A.: Revision of earthquake epicenters and seismic travel-time curves using the IBM computer (Abstract). Earthqu. Notes, Washington 31 (1960) 3, S. 25–26.
— : The recision of earthquake epicenters, focal depths and origin-times using a high-speed computer. Geoph. J., London 3 (1960) 4, S. 433–440.

Diskussion

E. F. SAVARENSKIJ:

Have you some praxis of determination of epicenters? What about the determination of depth of focus?

W. ULLMANN donne un exemple: Krim-Beben vom 18. 3. 57

(φ_E, λ_E) USCGS = $(45^\circ, 33^\circ)$

(φ_E, λ_E) Moskau = $(44^{\circ 1/2}, 33^\circ)$

(φ_E, λ_E) BCIS = $(44^\circ 6', 33^\circ, 0)$

Mit Hilfe des Verfahrens ergibt sich nach dem 1. Schritt $(\varphi_E, \lambda_E) = (44^\circ 18', 32^\circ 45')$.

V. KÁRNÍK:

1. Bei der Ortung der Erdbeben ist eine gleichzeitige Bestimmung der Herdzeit zugleich mit den Epizentralkoordinaten nötig.

2. Ich gratuliere den Kollegen ULLMANN und MAAZ, daß sie eine so gute Übereinstimmung im praktischen Beispiel erreicht haben. Es ist nämlich nicht so einfach, die Lg1-Wellen eindeutig auf den Seismogrammen zu finden.

3. Welches sind die Vorteile der hier vorgelegten Methode im Vergleich mit der von USCGS benutzten Methode?

W. ULLMANN: Die Schwierigkeit, die sich mit der Unschärfe der Einsätze in den Seismogrammen bei Oberflächenwellen ergibt, soll durch die Verwendung eines elektronischen Rechenautomaten behoben werden, indem die Eingangsdaten des Rechenprogramms variiert werden. Ein solches Beispiel wird demnächst durchgeführt.

Строение земной коры в Румынской Народной Республике по геофизическим данным

Г. Петреску и К. Раду

(verlesen von L. WANIBEK)

В настоящей работе мы приводим результаты сейсмологических и гравиметрических исследований относительно строения земной коры в Румынской Народной Республике.

А. Сейсмологические исследования. У нас, в стране глубоких землетрясений в Карпатах (Вранча), был произведен ряд исследований относительно структуры земной коры определенных районов. Результаты этих исследований были опубликованы в многочисленных работах.

В настоящей работе мы излагаем синтез полученных данных.

После критического анализа данных, полученных разными авторами, мы в дальнейшем пользовались только частью этих данных, которая приведена в таблице.

В таблицу включены сведения относительно толщины коры и составляющих ее слоев (осадочных, гранитных и базальтовых), а также и некоторые сеймотектонические характеристики рассмотренного района.

Исследования строения земной коры в нашей стране были выполнены путем математической обработки наблюдений над близкими поверхностными и глубокими землетрясениями.

Наибольшее количество результатов было получено на основании изучения глубоких землетрясений в районе Вранча ($h \geq 100$ км), имеющего самое важное значение с точки зрения сеймотектоники.

Исследования с использованием наблюдений над глубокими землетрясениями базировались на методах, разработанных в [1, 2, 3, 4]. Метод, указанный в [1], основывается на целом ряде последовательных приближений известного количества параметров. Метод, указанный в [2], использует также процесс последовательных приближений относительно данных о прохождении волн, которые наблюдаются между вступлением волн Р и S у некоторых землетрясений района Вранча; так, например, в Бухаресте была обнаружена серия импульсов $i_1 = 6,0$ сек, $i_2 = 9,0$ сек и $i_3 = 13,0$ сек.

Результаты сейсмологических исследований земной коры в Р. Н. Р.

№ П/П	Исследуемый район	Строение и толщина коры						Источ-ник	Сейсмогеотектоническая характеристика исследуемого района
		Оса-дочный s	Гра-нитный g	Гра-нитно-оса-дочный $s+g$	Ба-зальтовый b	Гра-ница $d = s+g+b$	Источ-ник		
1	Бухарест	2,7	26,3	29,0	25,0	54,3	[1]	<p>Расположен на платформе Рум. Равнины, фундамент которой опускается по мере продвижения на север. Мезозойский фундамент (в Бухаресте меловой период прим. на 900 м, в Перише — на 2800 м.). Глубокие землетрясения $h = 100$ км, координаты $\varphi = 44,6^\circ$ N; $\lambda = 27,1^\circ$ E. Тектоническая терасса Карпат — Вранча — Румынская Равнина — Шабла.</p>	
		4,5	30,5	35,0	28,0	63,0	[2]		
		48,0	28,0	76,0	[9]				
		4,0				[16]			
		4,2				[10]			
				42,0	30,0	72,0	[12]		
				43,0	22,0	65,0	[14]		
				24,6	32,0	56,0	[6]		
	Среднее значение	3,8	28,4	34,5	28,3	61,0			
2	Къмпулунг	3,3	29,7	33,0	24,0	57,0	[8]	<p>Граничная точка на востоке Гетской Депрессии. Эта депрессия образовалась в конце мелового периода вследствие обвала района, находящегося у Карпатской дуги, с фундам. из кристаллических сланцев. Глубина несколько тыс. метров. Землетряс. $h = 8-10$ км.</p>	
		2,6		>25,0		57,0	[10]		
	Среди. значение	2,9	29,7	≈33,0	24,0	57,0	[6]		
3	Бакэу	3,3					[10]		
4	Ясы	1,1				37,0	[10]	<p>Расположен в вост. части Русско-Молдавской Платформы. Фундамент Докембрийский, складчатый, на сравнит. небольш. глубине (около 1000 м). Местные землетряс. ($\Delta < 30$ км) с очень поверхностным очагом.</p>	
		1,1				56,0	[13]		
	Ср. значение					46,5	[6]		
5	Вранча-Фокшаны					75,0	[1]	<p>Район изгиба Карпатск. Дуги в аванпостной зоне, т. е. сильной депрессии. Сильное погружение зоны у изгиба. Карпат подтверждается направлением водостока. Самая активная зона из сей смич. точки зрения. Землетряс. с очагами в коре и землетряс. глубиной $h \geq 100$ км</p>	
		13,0				68,5	[8]		
		11,0					[11]		
				≥25,0			[15]		
	Ср. значение	12,0		≈25,0		71,7	[6]		
6	Вранча-Врынчоара	1,1						<p>Располож. на стыке крайней флишевой подзоны и Субкарпатской зоны.</p>	
7	Тимишоара					47,0	[14]	<p>Располож. в пространстве Панонской Депрессии, опущенной в сравнении с центральной Карпатской зоной в вост. части прим. на 2500 м. Очаги глубиной $h < 10$ км.</p>	
						40,0	[13]		
	Ср. значение					43,5			

При использовании метода, указанного в [2] были получены сведения относительно толщины коры и толщины гранитных и базальтовых слоев. Для определения толщины осадочного слоя были использованы наблюдения волн, возникающих на границе между гранитом и базальтом [3] (преобразование волны Р в волну S, обозначается через P_s).

Метод, предложенный в [4] основывается на разнице $pP - pP^*$ между моментами вступлений волны pP и волны pP^* , которая возникает рефлексом волны Р от основания коры вблизи эпицентра.

В основе исследований, использующих данные из наблюдений над поверхностными землетрясениями, стояли методы, разработанные в [5, 6]. Метод, указанный в [5], использует годографы волн, наблюдаемых при близких поверхностных землетрясениях; метод, указанный в [6], использует время пробега волн, наблюдаемых между Р и S на сейсмограммах некоторых землетрясений в Анатолии, зарегистрированных целым рядом сейсмологических станций, в том числе и румынских.

Из анализа результатов таблицы могут быть сделаны следующие выводы:

1. В районе города Бухарест, расположенного на плато Румынской равнины, толщина земной коры равна примерно 65 км (осадочный слой + гранитный слой = 34,5 км; базальтовый слой = 28,3 км). К этим средним значениям сильно приближаются определения, указанные в [7]. Эти значения, повидимому, не подтверждают гипотез о том, что в районах плато альпийской зоны гранитно-осадочный слой тоньше, чем базальтовый; в случае, если учитываются только значения, данные Перонаки [6], этот гипотез подтверждается.

Ф. Перонаки [6] придерживается мнения о существовании трех последовательных слоев земной коры для средиземноморско-карпатской зоны; толщина отвечающих слоев, начиная с гранитного, равна 24,6 и 28 км, при общей толщине земной коры 58 км и толщине базальтового слоя 34 км.

2. В районе Кымпулунг Мушчел, расположенном в предкарпатской впадине (Гетской депрессии), толщина коры, повидимому, меньше; она сильно приближается к толщине принятой для Румынской Равнины ($g = 34,5$ км). Подтверждается гипотез о том, что в районе альпийской зоны гранитно-осадочный слой толще, чем базальтовый. Значение 3,3 км, найденное для осадочного слоя находится, повидимому, в соответствии с геологическими результатами, указывающими на погружение фундамента на примерно 4 км.

Волна P_s в этом случае является волной, сформировавшейся на границе между фундаментом и отложениями.

3. В районе Вранча толщина коры имеет наибольшее значение, определенное для нашей страны, а именно, 70—75 км. Согласно определениям Перонаки [6] слой гранита превышает здесь 25 км, а на глубине 30 км находится первый слой базальта [6]. Принимая во внимание, что в этом районе существует мощный минимум силы тяжести, мы считаем, что гранитный слой здесь большей толщины и, что также допустимо существование нескольких типов гранита.

Толщина поверхностного слоя в этом районе равна примерно 12 км, и это значение соответствует геологическим данным, указывающим на существование сильно погруженного района в области Фокшань. Величина 12 км является большей чем для других районов страны, но она не преувеличена ввиду того, что, как на это указывают произведенные исследования, толщина поверхностного слоя колеблется от 0 до 20 км. Землетрясения с эпицентром вблизи местности Мэрэшешть, глубина которых равна 70—80 км, происходят вблизи границы Мохоровичича. Значение 66 км, найденное для глубины землетрясения из 23. IV. 1943¹⁾, является первым указанием на толщину земной коры этого района.

Произведенные исследования выявили также существование границы на глубине примерно 100 км, которая считается верхней границей астеносферы [11, 17]. На этой глубине материя под корой меняет свои упругие свойства [18]. Таким образом, в зоне Вранча существуют две чрезвычайно ясно очерченные границы прерывистости: граница Мохоровичича на глубине 70—75 км и верхняя граница астеносферы на глубине 100 км. Существование очагов с глубиной $h = 100$ км в Румынской Равнине приводит к гипотезу, что астеносфера находится на той же глубине в этом районе.

4. Глубина базальтового слоя уменьшается по мере отдаления от эпицентра Вранча: 70—75 км под Фокшань, 60 км под Бухарестом, 57 км под Кымпулунгом, 44 км под Тимишиоарой и 47 км под Яссами. Ф. Перонаки [6] определил для Ясс для первого слоя базальта глубину 31 км, и для толщины коры — 56 км. Определения, сделанные в нашей стране, привели к значению 29 км под Черновицами [1] и 40 км под Кишиневом. Б. Гутенберг в работе [19] определил в Югославии толщину слоя 40 км.

5. Необходимо отметить, что значения, полученные румынскими исследователями, находятся в соответствии с данными, полученными

¹⁾ G. PETRESCU, Studiul cutremurului de pământ de la 28 aprilie 1943. Observatorul din București.

Ф. Перонаки, и тем самым подтверждают обоснованность того, что значения, принятые для коры в нашей стране, соответствуют значениям, указанным в таблице.

Еще одним подтверждением значений, найденных для строения коры в Р.Н.Р. являются и исследования, произведенные Е. А. Сагаловой [20] относительно волны sP , появляющейся на записях карпатских землетрясений станции Львов. Используя значения, указанные в [7], Сагалова построила теоретические годографы волн P и sP для глубин 100 и 150 км ($\Delta < 10^\circ$) и установила, что они вполне соответствуют произведенным наблюдениям.

6. Советские исследователи нашли для района Черного моря толщину коры 18 км, и почти полное отсутствие гранитного слоя. Весьма вероятно, что в районе Черного моря при побережии нашей страны толщина коры больше. Мы предполагаем, что землетрясения, происходящие в Черном море вблизи побережия Р.Н.Р. (например из 30. VI. 1956 г.) имеют очаги у основания коры, то есть на глубине 20—25 км.

7. Толщина коры в районе Вранча имеет то же значение, что в Гинду Куше, где также было установлено 75 км.

Еще раз подчеркиваем полную аналогию между очагом Вранча и очагом Гинду Куш: устойчивость глубины очагов, повторные появления очагов по линии одинаковой глубины, верхний предел астеносферы, механизм землетрясений, действие перпендикулярного напряжения на сейсмическую зону, толщина коры и аномалии в распространении сейсмических волн.

8. Толщина коры на территории Р.Н.Р. и особенно в районе гор Вранча, больше чем в других точках земного шара; кроме того, кора в Р.Н.Р. почти той же структуры, что в Южных Карпатских Альпах. Б. Гутенберг указывает для толщины коры в этом районе значение 60—65 км (гранит = 40 км, базальт = 20—25 км) [19].

Значения толщины слоев, определенные для структуры земной коры в Румынии имеют характер первого приближения и являются общей картиной положения, которая, по всей вероятности, будет подвергнута изменениям после выполнения глубинного сейсмического зондирования.

Б. Гравиметрические исследования. Полученные результаты относятся к форме поверхности Мохоровичича (поверхность M) в Восточных Карпатах и Трансильванском Бассейне и являются результатом работ профессора М. Соколеску¹⁾ с сотрудниками.

¹⁾ M. SOCOLESCU, D. POPOVICI și M. VISARION, Supravata Mohorovičić în Carpație Orientali și Bazinul Transilvaniei, rezultată din datele gravimetrice. Comunicare prezentată la Academia R.P.R. (5—7 iulie 1962).

В основу расчетов положен принцип постоянного уравнивания масс земной коры, находящихся в антагонизме с тектоническими движениями перемещения масс по горизонтали или по вертикали, которые вызваны подкоровыми расширениями или сокращениями или же подкоровыми течениями.

Проверка равновесия была произведена на основании районных изостатических аномалий.

Анализ трех профилей (Клуж — Пиатра Нямец, Думравень — Байя Боршей, Думбравень — Байя Спирей) привел к гипотезу, что касается механизма деформаций и крупных наломов, установив соотношение между глубиной залегания поверхности М и поверхностными геологическими данными и данными относительно магматизма.

В дальнейшем приводим сводку основных результатов исследований, синтезированных на карте изобат поверхности М для Восточных Карпат и Трансильванского Бассейна:

1. Существование типа „Бениофф“ вдоль Восточных Карпат, угол которого возрастает при продвижении его к югу (14° в районе Байя Маре и 25° на юг от истока Ольта и повидимо продолжает возрастать к югу). Этот излом выясняет присутствие магматизма и интересуется карпатский орогенезис.

2. Под Трансильванским Бассейном поверхность М, повидимому, образует непрерывный свод, спускающийся во всех направлениях, с диаметром примерно в 250 км; промежуточный слой поднимается ниже 12 км.

3. Поверхность М, вообще, опускается к оси Карпат, достигая в зоне источников Череша глубины 40 км.

4. Деформация коры в виде гармоник в направлении С — Ю и следовательно, существование стресса более позднего периода, как вытекает из синусоидальной формы изобатов и изогалов.

Использованный метод и полученные результаты, кроме научного интереса, имеют большое значение для поисково-разведочных работ и эксплуатации недр с целью нахождения залежей полезных минералов.

Полученные гравиметрические результаты дают ценные сведения относительно земной коры в нашей стране в районе с пониженной сейсмической активностью, а с другой стороны находятся в соответствии с сейсмологическими исследованиями.

Существование линии излома фундамента Восточных Карпат, которая продолжается в Румынской Равнине (Урзичены-Калараш), до Болгарии вблизи г. Варна подтверждается и сеймотектоническими исследованиями [13, 21, 22, 23]. Известны эпицентры Байя Маре ($\varphi = 47,7$ N; $\lambda = 23,6$ E, $h = \text{норм.}$), внутренний изгиб Карпат

($\varphi = 45,9$ N; $\lambda = 25,9$ E; $h = 150$ км), юго-запад зоны глубоких землетрясений Вранчи ($\varphi = 45,3$ N; $\lambda = 26,4$ E, $h = 100$ км), Румынская Равнина ($\varphi = 44,6$ N; $\lambda = 27,0$ E; $h = 100$ км) и Шабла ($\varphi = 43,5$ N; $\lambda = 28,5$ E; $h =$ норм.). Более того, исследования механизма карпатских землетрясений [22, 24] указали на направление плоскостей сброса, ориентированных примерно N 50° V (1945 IX 7, 1945 XII 9, 1960 I 4) и образующих угол примерно в 60° с горизонтом.

Исследование поверхности М на основании гравиметрических данных, также и для остальных районов страны, и соотношение полученных результатов с сейсмологическими данными, приведет к интересным сеймотектоническим и сейсмогеологическим сведениям.

Литература

- [1] DEMETRESCU, G. și PETRESCU, G.: Primă evaluare a adâncimii stratului intermediar în subsolul Munteniei și Moldovei. Revista Universității "C. I. Parhon" și a Politehnicii București (1954) 4—5.
- [2] DEMETRESCU, G.: Essai sur la détermination des épaisseurs de couches de la croûte terrestre. Studia geoph. et. geod. 2 (1958) 3.
- [3] DEMETRESCU, G.: Cutremurul de la 18 mai 1945 din munții Vrancei. Date provizorii asupra scoarței terestre în regiunea București. Bul. științ. Acad. RPR Secița de Științe Mat. și Fizice 2 (1953) 327.
- [4] Тресков, А. А.: Определение мощности земной коры по волнам, отраженным от ее подошвы. ДАН СССР, 58(9) (1953).
- [5] GUTENBERG, B.: Handbuch der Geophysik, Bd. IV. Berlin 1932. S. 231, 500.
- [6] PERONACI, F.: Il terremoto di Iencie del 18. III. 1953 e la caratteristiche seismiche dell'Anatolia. Annali di Geofisica 10 (1957) 1, 2.
- [7] ENESCU, D. și RADU, C.: Structura scoarței terestre în regiunea București. Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie 3 (1958) 1.
- [8] RADU, C.: Date asupra scoarței terestre în R.P.R. Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie 3 (1958) 2.
- [9] IOSIF, T.: Structura scoarței terestre sub teritoriul R.P.R. Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie 3 (1958) 2.
- [10] IOSIF, T.: Determinarea stratului sedimentar la stațiile seismice române. Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie 3 (1958) 2.
- [11] PETRESCU, G., RADU, C. și IONESCU, P.: Activitatea seismică de teritoriul R.P.R. în anul 1959. Considerații asupra astenosferei și structurii scoarței terestre în regiunea Vrancea. Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie 5 (1961) 2.
- [12] IOSIF, T.: Determinarea aproximativă a adâncimii structurilor de discontinuitate în scoarța terestră de sub solul Munteniei. Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie 1 (1956) 1.
- [13] IOSIF, T.: Focar seismic adânc în Cîmpia română. Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie 5 (1960) 1.
- [14] DEMETRESCU, G. și ENESCU, D.: Grosimile straturilor scoarței terestre deduse din studiul cutremurului din 19 august 1959. Comunicările Academiei RPR, 10 (1960) 10.

- [15] DEMETRESCU, G. și ENESCU, D.: Contribuții la cunoașterea scoarței terestre în R. P. R. Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie 5 (1960) 1.
- [16] PETRESCU, G. și IOSIF, T.: Studiul cutremurului de la 15 oct. 1953. Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie 1 (1956) 1.
- [17] Шебалин, Н. В.: Использование соотношения между интенсивностью и балльностью землетрясений для оценки глубины астеносферы в районе Вранга (Карпаты). Studia geophys. et geod. 2 (1958) 2.
- [18] RADU, C.: Asupra tensiunilor generatoare ale cutremurelor din Vrancea (Carpați). Analele Universității „Al. I. Cuza“ Iași (1963).
- [19] Строение земной коры по сейсмическим данным. Сборник статей, Москва 1959.
- [20] Сагалова, Э. А.: Виділення хвилі sP на записах карпатських землетрувів та використання її для визначення глибини їх вогнищ. Каталог Карпатських землетрусів, 4 (7), 1958, Київ, (1960).
- [21] PETRESCU, G. și RADU, C.: Seismicitatea teritoriului R. P. R. în perioada 1901—1960. Analele Universității „Al. I. Cuza“ Iași (1960).
- [22] IOSIF, T. și RADU, C.: Studiul mecanismului cutremurului din 9. XII. 1945 (Vrancea). Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie 6 (1961) 1.
- [23] PETRESCU, G. și RADU, C.: Contribuții la întocmirea hărții seismice a Europei. Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie 6 (1961) 1.
- [24] IOSIF, T. și RADU, C.: Mecanismul câtorva cutremure adânci din Vrancea. Analele Universității „Al. I. Cuza“ Iași (1962).

Diskussion

E. A. KORIDALIN:

Le travail de RADU et PETRESCU a une grande importance. En Hongrie la puissance de l'écorce terrestre est de 22—25 km. Au-dessous de la Mer Noire la structure de la croûte a un caractère particulier. Les recherches de RADU et PETRESCU montrent qu'il faut étendre les recherches aux régions voisines.

Sur l'extension de la surface de CONRAD en Europe occidentale

E. PETERSCHMITT

(représenté par J.-M. VAN GILS)

Résumé

A partir de l'étude d'un certain nombre de séismes et d'explosions l'auteur étudie l'extension possible de la surface de CONRAD. Etablie de façon certaine sous l'Allemagne du Sud et dans les Alpes centrales, il est probable que cette surface s'étend également sous les Alpes occidentales. De l'absence d'impetus dans les inscriptions d'un séisme ou d'une explosion il est prématuré de déduire l'absence de la couche cherchée dans la région voisine du foyer d'ébranlement.

Über die Beschaffenheit und die Entstehung der Basaltschicht der Erdkruste

J. A. REZANOV

Unsere Vorstellungen über die stoffliche Beschaffenheit der tiefen Schichten der Erdkruste gestalten sich auf Grund der Analyse der drei folgenden Forderungen:

1. Die Untersuchung der verschiedenartigen Beschaffenheit und der unterschiedlichen Entstehung der Gesteine sowie die Feststellung der physikalischen Eigenschaften insbesondere der Geschwindigkeit der elastischen Wellen.
2. Die Erforschung der Erdkruste mittels seismischer Methoden, in erster Linie durch das genaue Verfahren der seismischen Tiefensondierung.
3. Die Analyse der geologischen Geschichte der ältesten Gesteine, die aus geologischen Aufschlüssen bekannt sind.

Die Gesamtbetrachtung dieser drei Punkte hat den Autor zu dem Schluß geführt, daß die ganze Erdkruste unter der Sedimentdecke, einschließlich der sogenannten „Basiltschicht“ bis zur MOHOROVIČIĆ-Grenze aus metamorphen Gesteinen besteht, die aus den primären Sediment- und teilweise Eruptivgesteinen entstanden sind.

Zunächst betrachten wir die Resultate von Laboratoriumsuntersuchungen der physikalischen Eigenschaften von Gesteinen bei Drücken und Temperaturen, die im unteren Teil der Erdkruste herrschen.

Laut der vollständigen Aufstellung von F. BIRCH (1961) kann die sogenannte „Basiltschicht“ mit den Geschwindigkeiten der seismischen Wellen von 6,3—6,5 km/s sowohl aus den magmatischen Grundgesteinen des Gabbrotypus, als auch aus den verschiedenen metamorphen Gesteinen bestehen. Beide Arten dieser Gesteine werden unter den Bedingungen des hohen allseitigen Druckes durch Geschwindigkeiten von 6,7—7,5 km/s charakterisiert, d. h., sie entsprechen dem ganzen Bereich der Geschwindigkeiten, die jetzt im unteren Teil der Erdkruste auftreten. Auf diese Weise ergeben die Resultate der Laboratoriumsuntersuchungen der Gesteine keine eindeutige Auskunft über die Beschaffenheit der „Basiltschicht“.

Die Erforschung der Erdkruste mittels der Methode der seismischen Tiefensondierung in verschiedenen Bezirken der UdSSR ließ folgende

früher unbekannte Besonderheiten der Struktur der Kruste feststellen. Es zeigte sich, daß es in der Erdkruste eine bedeutend größere Zahl von Schichten gibt als nur die beiden traditionellen Schichten (ohne Sedimente). Im Gebiet der herzynischen Faltung im Bereich der Geschwindigkeiten der sogenannten „Granitschicht“ (5,5—6,5 km/s) werden zwei bis vier Schichten nachgewiesen, wobei die CONRAD-Grenze in einer Tiefe von etwa 20 km zu suchen ist. Es werden erhebliche Unterschiede in der Tiefenlage der seismischen Grenzen beobachtet.

In der russischen Tafel befindet sich die CONRAD-Grenze in Tiefen von 10—12 km. Unter der CONRAD-Grenze in der „Basaltschicht“ werden zwei bis fünf seismische Diskontinuitäten festgestellt. An jeder dieser Grenzen wächst die Ausbreitungsgeschwindigkeit.

In den letzten Jahren wurde festgestellt, daß die Refraktions-Hauptwellen, die sich bei seismischen Sondierungen registrieren lassen, schwach refraktierte Wellen sind, d. h. Wellen, die in der Gradientenumgebung entstehen. Also sind die mittels der seismischen Methoden festgestellten Schichten in der Erdkruste ihrer Beschaffenheit nach heterogen und ändern ihre Eigenschaften allmählich mit der Tiefe.

Bei Anwendung der Reflexionswellen fand man eine Gesetzmäßigkeit, die bereits früher bei der Erforschung der Sedimentmassen bekannt war. Die von den Reflexionswellen erhaltenen mittleren Geschwindigkeiten sind für jede der ermittelten Schichten niedriger als die Grenzgeschwindigkeiten, die mittels der Methode der Refraktionswellen für den oberen Teil der Schicht erhalten werden. Also hat jede Tiefenschicht eine Schichtstruktur und besteht aus der Reihenfolge der Schichten mit den erhöhten und herabgesetzten Geschwindigkeiten. Infolgedessen liegt die mittlere Geschwindigkeit in einem Teil der Erdkruste unter den Grenzgeschwindigkeiten, die den Maximalgeschwindigkeiten entsprechen. Ein typischer Schnitt durch die Erdkruste kann in folgender Art dargestellt werden. Unter der Sedimentmasse, beginnend an der Oberfläche der Unterlage der Plattform oder dem Faltenbereich, wird das Zunehmen der Geschwindigkeiten allmählich mit der Tiefe bis zur Mohogrenze beobachtet. Diese Umgebung mit schwachen Gradienten macht sich bemerkbar durch kleine Geschwindigkeitssprünge oder durch hohe Gradienten der Geschwindigkeitszunahme, die für die seismischen Grenzen angenommen werden. Innerhalb der Grenzen jeder Schicht wird das Anwachsen der Geschwindigkeiten von oben nach unten beobachtet.

Auf diese Weise führt das in den letzten Jahren erhaltene seismische Material zu dem Schluß, daß die Erdkruste auf der ganzen Tiefe bis zur MOHOROVIČIČ-Grenze aus dem Komplex der überlagernden Gesteine besteht. Es wird augenscheinlich, daß es keine bedeutenden Unterschiede in den oberen und unteren Teilen der Kruste gibt. Wenn dar-

auffin die meisten Geologen und Geophysiker annehmen, daß die sogenannte „Granitschicht“ dem Komplex der mehr oder weniger metamorphen Gesteine der Grundlage (sowohl der Plattformbereiche, als auch der Geosynklinalen) entspricht, muß geschlossen werden, daß die unteren Teile der Kruste analog entstanden sind, d. h., sie bestehen aus den metamorphen Gesteinen, die von den ursprünglichen Sedimentgesteinen und teilweise von den vulkanischen Gesteinen gebildet werden. Die in der Erdkruste bei der Untersuchung der Refraktions- und Reflexionswellen aufgestellten seismischen Grenzen werden als Strukturgrenzen, als Flächen der Diskordanzen angenommen, die die Strukturetappen verschiedenen Alters einteilen. Eine derartige Ansicht bezüglich der Struktur der Erdkruste wurde von Ju. N. GORDIN auf der Konferenz der seismischen Tiefen-sondierung ausgesprochen. Der analogen Meinung schließt sich auch der Autor an.

Über die Struktur der tiefen Teile der Kruste können wir durchaus Klarheit erhalten, wenn wir auf der Erde die ältesten Gesteine innerhalb der Grenzen der Altplattform, zum Beispiel der Südafrikanischen und Russischen Plattform untersuchen. In Südafrika sind mindestens dreimal die Geosynklinalzonen entstanden, die durch große Unterbrechungen abgeteilt sind und sich scharf diskordant aufeinanderlegen. Die ältesten Gesteine haben das Alter von 2800 bis 2000 Mill. Jahren. Diese Gesteine gehören zu der einzigen großen geotektonischen Zone, die mehrere Geosynklinalzyklen überlebt hat. Der Beschaffenheit nach sind es verschiedene metamorphe Gesteine, die aus den ursprünglichen Sedimentgesteinen und auch aus den vulkanogenen Gesteinen entstanden sind. Danach kommt eine lange Unterbrechung. Im ganzen Südteil von Afrika fehlen die Gesteine mit dem Alter zwischen 2 Mill. und 1400 Mill. Jahren. Seit 1500 Mill. Jahren ist der neue Geosynklinalbereich gebildet worden, dessen Entwicklung nach 1200 Mill. Jahren zu Ende war. Später kommt die zweite lange Unterbrechung. Das neue geosynklinale System bildet die neue Faltenzone, deren Entwicklung auch im Paläozoikum zu Ende ist.

Das analoge Bild tritt auch auf der russischen Plattform hervor. Der Fuß der russischen Plattform hat einige Stockwerke, die durch Auflegung einer Schicht auf die andere von mehraltrigen Strukturstockwerken gebildet sind und von denen jedes sich nach einem besonderen Plan entwickelt hat. Das uralte Strukturstockwerk besteht aus dem altarchaischen Komplex von Gneisen, aus den Granatgneisen, aus den Amphiboliten und aus den anderen Gesteinen. Das ist eine komplizierte Verbindung der mehraltrigen Komplexe, die aus ursprünglich metamorphen und magmatischen Gesteinen (Sedimentbildungen) bestehen. Das zweite Strukturstockwerk des Fußes der russischen Plattform besteht aus dem paragneisischen Komplex des oberen Archaikums. Das dritte Strukturstockwerk

entspricht dem niederproterozoischen Komplex der Kursker magnetischen Anomalie und des „Kriwoj Rog“. Seine mögliche nördliche Fortsetzung können die Strukturen von Karelien sein. Die Bildungen von Mittel- und Oberproterozoikum tragen zur Bildung von höheren Strukturstockwerken bei.

Auf diese Weise sind in den letzten zwei bis drei Milliarden Jahren an der Stelle der uralten Plattform die Faltenzonen mit der langfristigen Entwicklung von hundert Millionen Jahren mehrmals entstanden. Jede dieser Zonen teilte sich öfters von der vorigen Zone während der langen Unterbrechung ab und lagerte sich diskordant. In diesen Fällen, wo die größten Sedimentkomplexe durch die großen Unterbrechungen in die Sedimentanhäufungen eingebaut werden, kann man eine schroffere Grenze zwischen den Unterbrechungen erwarten, die mittels der seismischen Methode registriert wird. Die Grenze kann sowohl durch den Metamorphismus der Gesteine der unteren Strukturzone als auch durch die Änderung ihrer chemischen Beschaffenheit bedingt sein. Je länger die Unterbrechungen sind, desto schroffer wird sich die Grenze bemerkbar machen. Die Faltenzonen erreichten eine riesige Breite, die nach vielen hundertern und sogar nach tausenden Kilometern gemessen werden kann.

Augenscheinlich entspricht jede dieser Zonen der Faltung im Vertikalschnitt einer Strukturschicht und wird mittels der seismischen Sondierung als seismische Schicht registriert.

Auf diese Weise führt sowohl die Untersuchung der Erdkruste mittels der seismischen Methoden als auch die Analyse der uralten Geschichte der Erde zu dem Schluß, daß die Erdkruste bis zur MOHOROVIČIĆ-Grenze aus metamorphen Gesteinen besteht, die aus den ursprünglichen Sedimentgesteinen und teilweise aus den magmatischen Gesteinen entstanden sind. Die Angaben der experimentellen Untersuchung der physikalischen Eigenschaften der Gesteine widersprechen diesem nicht.

Desto mehr weisen die Resultate der Untersuchung darauf hin, daß die „Basaltschicht“ aus Gesteinen des Typus „Gabbro“ besteht.

Die Untersuchung hat gezeigt, daß, begonnen mit dem Druck von 2—3 kilobar bis zu 10 kilobar (Tiefen von 10 bis 35 km), die Geschwindigkeit im Gabbro praktisch gleich bleibt. Im Intervall dieser Tiefen wird in der Erdkruste eine Gradientzunahme der Geschwindigkeiten beobachtet. Auf diese Weise, wenn angenommen wird, daß die „Basaltschicht“ aus den magmatischen Gesteinen des Typus „Gabbro“ besteht, muß man sich eine solche Art von Gesteinen vorstellen, in der die chemische Beschaffenheit eine Funktion der Tiefe wäre. Für die metamorphen Gesteine ist das gesetzmäßig, da mit der Tiefe der Grad des Metamorphismus zunimmt und dies das Zunehmen der Geschwindigkeit bewirkt. Die magmatischen Gesteine haben eine mehr gleichartige Beschaffenheit und können darum nicht den in der Erdkruste beobachteten Gradienten der Geschwindigkeit erklären.

Computation of velocity-depth curves for the upper mantle in Europe as the reverse mathematical problem

T. B. JANOVSKAJA

(read by A. P. SINICYN)

1. Introduction

This paper deals with the problem of finding velocity-depth curves which satisfy the observed travel times. It is a fundamental problem of seismology and seismic prospecting. As a matter of fact its solution is many-valued. However in routine practice as well as in methodical investigations only one velocity-depth curve is sought. This means that some hypotheses on the nature of this curve and on the observed data are introduced — wittingly or unwittingly.

It would be more correct to proceed from the opposite aspect: to formulate wittingly the necessary minimum of additional hypotheses and to find all velocity-depth curves which fit the observations (i.e. for which the difference and standard deviation between the calculated and observed travel times do not exceed the given values).

As an example of such an approach, 115 velocity-depth curves for the earth's upper mantle are computed which fit the travel times given by LEHMANN for P-waves in Europe [1]. Most of these curves are really different as they correspond to different dynamics of seismic waves.

The structure of the earth's mantle was determined basically by HERGLOTZ-WIECHERT's method. It is however inapplicable to the beginning of the travel-time curve up to $\Delta < 22^\circ$ (i.e. to the upper mantle up to ~ 500 km depth) for the following reasons:

- a) The possible presence of a low-velocity layer.
- b) The method requires continuous differentiation of the travel-time curve. This curve contains inexact parts (for example a possible but uncertain loop). The error in their numerical differentiation leads to an error in further interpretation.
- c) At an epicentral distance near 20° the curvature of the travel-time curve changes strongly in a small interval of about $1^\circ - 2^\circ$. And from this interval — practically from a point — the velocities at depths between 40 and 150—200 km were determined by the HERGLOTZ-WIECHERT method. Obviously, this determination allows only one point if any to be obtained on the velocity-depth curve.

A more definite result for the upper mantle can be obtained by the trial-and-error method used by LEHMANN [1]. She found one velocity-depth-curve, fitting her experimental travel times for P-waves in Europe.

A more general form of such a trial-error method is applied in this paper.

2. Method of computation

2.1. Notation.

$t(\Delta)$	observed travel-time of P-waves
Δ	epicentral distance
$v(r)$	velocity of P-waves
r	distance from the earth's centre
h	depth from the earth's surface
$T_v(\Delta)$	travel times of P-waves, calculated from given $v(r)$
$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{t(\Delta_i) - T_v(\Delta_i)}{\delta t(\Delta_i)} \right)^2$	
$\delta t(\Delta_i)$	standard error for observed travel-time curve
$k = \max_i t(\Delta_i) - T(\Delta_i) $	

2.2. *Representation of $v(r)$.* To state the problem mathematically, we have to replace the unknown function $v(r)$ by a finite number of unknown parameters. Let us assume BULLEN's representation [2]:

$$v(r) = v_s \left(\frac{r}{r_s} \right)^{-k_s} \quad (1)$$

for

$$r_s \leq r \leq r_{s+1}, \quad s = 1, 2, \dots, n.$$

This does not limit the unknown function in practice (as $r_s - r_{s+1}$ can be chosen sufficiently small), but expresses it through the parameters r_s, v_s, k_s . Of course some of them may be known.

Note that for small $\frac{r_s - r}{r_s} = \frac{z}{r_s}$ the function $v(r)$ is a linear function of z ,

$$v(z) = v_s \left(1 + \frac{k z}{r_s} \right). \quad (2)$$

2.3. *Formulation of problem.* $t(\Delta_i)$ for a finite number of values Δ_i are given. In the space of the unknown parameters one must find the volume in which

$$\sigma^2 \leq \bar{\sigma}^2 \quad (3)$$

$$k \leq \bar{k} \quad (4)$$

$\bar{\sigma}^2, \bar{k}$ are the given constants.

2.4. *Scheme of computation.* All computations were carried out by an electronic computer. The Monte-Carlo method was used in the following form:

a) the pseudo-random points in the space of unknown parameters λ_i were determined by the formula

$$\lambda_i = \lambda_{i0} + \xi_i^{(n)} \Delta\lambda_i, \quad (5)$$

where

$$\xi_i^{(n)} = \{n \sqrt{a_i}\},$$

$n = 1, 2, 3, \dots, a_i$ are prime numbers.

If these points are sufficiently numerous their distribution in the space considered is nearly uniform.

b) For each such point, i.e. for corresponding $v(r)$, the values $T(\Delta_i)$, σ^2 , k were computed.

c) σ^2 , k , all the parameters and $T(\Delta_i)$ were printed if and only if (3), (4) had been satisfied.

3. Results of computation

3.1. *Limitations.* It is reasonable to begin with an investigation of the unknown parameters within certain limits. $v(r)$ is sought in the interval

$$5700 \leq r \leq 6335 \quad (6)$$

or

$$35 \leq h \leq 670$$

and is supposed to be continuous inside it.

This interval is divided into 8 parts, so that $v(r)$ is expressed through 25 parameters. The values of the fixed parameters are

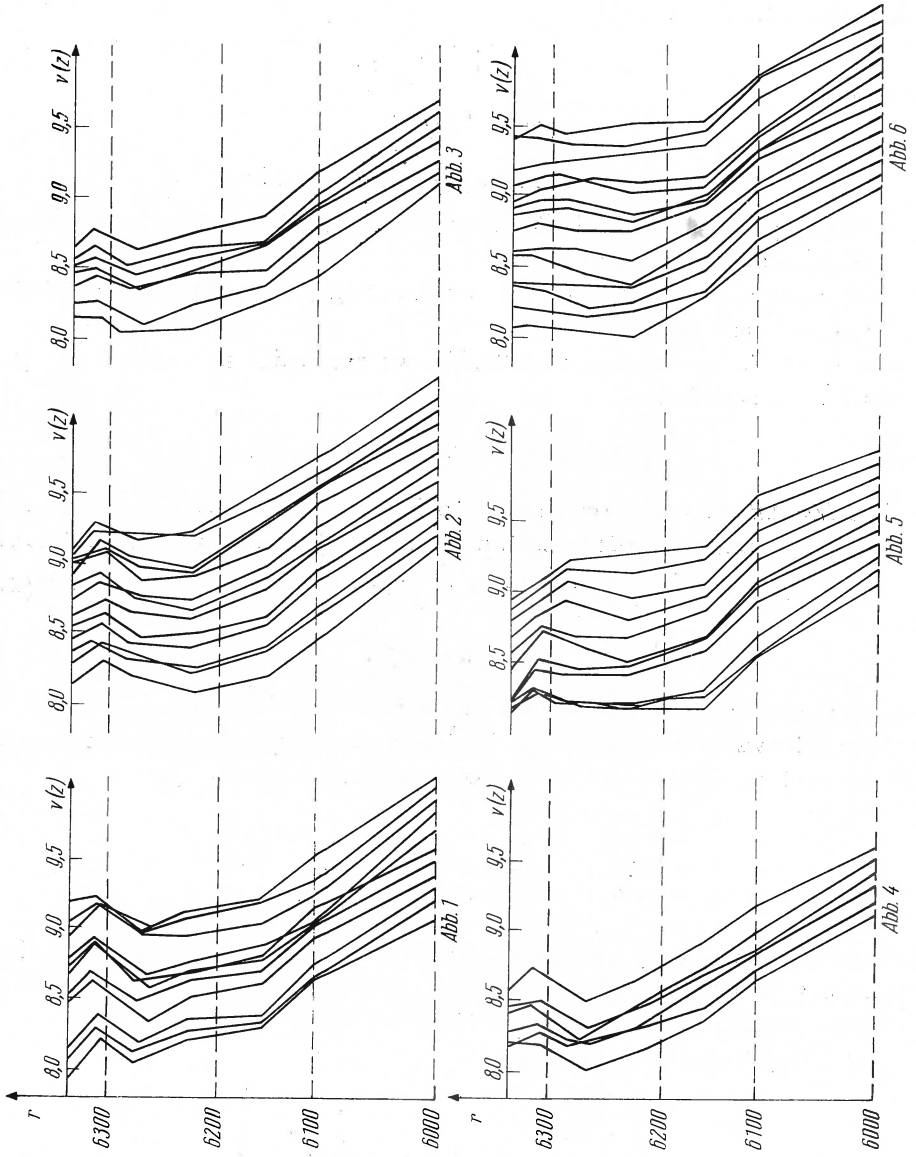
$$\begin{array}{lll} r_1 = 6335 & r_6 = 6100 & v_7 = 9.02 \\ r_4 = 6220 & r_7 = 6000 & v_8 = 9.485 \\ r_5 = 6150 & r_8 = 5900 & v_9 = 10.45 \end{array}$$

The values of v_7 , v_8 , v_9 were found from the observed travel times by the HERGLOTZ-WIECHERT method. It was verified by calculation that they are little affected by variations of the velocities for $h < 300$ km.

The unknown parameters vary in the limits:

$$\left. \begin{array}{ll} 6300 \leq r_2 \leq 6315 & -2 \leq k_3 \leq 4 \\ 6255 \leq r_3 \leq 6285 & 0 \leq k_4 \leq 4 \\ -5 \leq k_1 \leq 10 & 2 \leq k_5 \leq 6 \\ -5 \leq k_2 \leq 5 & 7.8 \leq v_1 \leq 8.2 \end{array} \right\} \quad (7)$$

The parameters v_2 , v_3 , v_4 , v_5 , v_6 , k_6 , k_7 , k_8 are determined from the above mentioned relations on the condition that $v(r)$ is continuous.



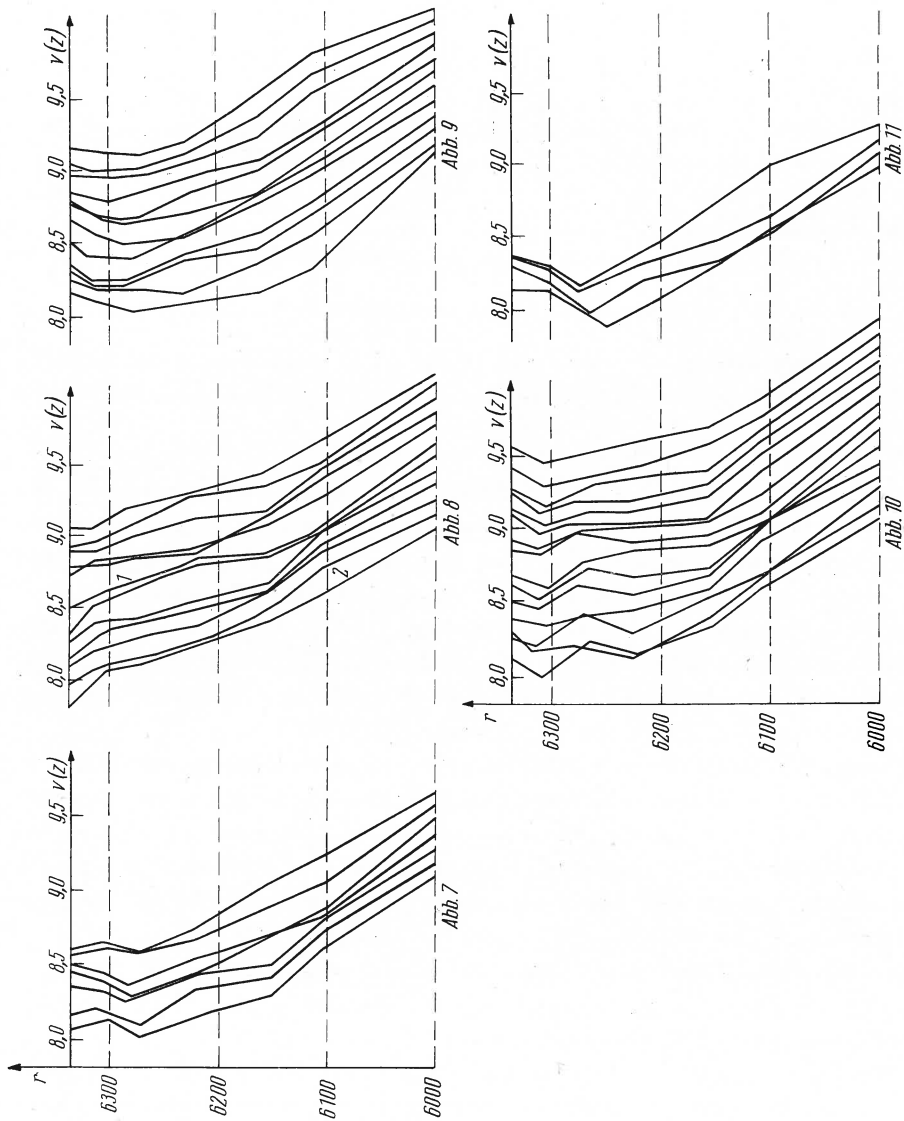


Fig. 1-11. Velocity-depth curves with $\sigma^2 < 1$

3.2. *Initial data.* The travel times $t(\Delta_i)$ are taken from LEHMANN [1] and are indicated in the table:

Δ°	t [s]	Δ°	t [s]	Δ°	t [s]
2	34.6	12	170.5	18	249.7
4	62.0	13	184.0	19	261.5
6	89.1	14	197.5	20	272.8
8	116.3	15	211.0	21	283.9
10	143.4	16	224.5	22	294.6
11	156.9	17	237.8		

$\delta t(\Delta_i) = 1$ was assumed for all Δ_i .

For $v(r)$ in the earth's crust it was assumed that

$$v(r) = 6.2 (r/6370) - 20 \text{ for } 6335 \leq r \leq 6370; \quad (8)$$

the true distribution of velocity in the crust is insignificant, as the rays penetrate it almost vertically. In the computations it was assumed that $\bar{\sigma}^2 = 1$.

3.3. *Results.* Altogether 2400 velocity-depth curves were chosen by the Monte-Carlo method and tested as described above. They cover the whole volume (7) more or less evenly. For 115 curves $\sigma^2 < 1$ i.e. the standard deviation between the observed and calculated travel times is less than 1 s. These curves are represented in Fig. 1–11. All these curves have $k \leq 2$ except one with $k = 2.2$. The values of the velocity on the horizontal axis correspond to the first curve, and every following curve is displaced to the right of the one before by 0.1 km/s.

These curves are divided into 11 main groups. Each group differs in the following main elements: large negative, small or large positive velocity gradient under the MOHOROVIČIĆ boundary; the presence or absence of a low-velocity zone; the presence or absence of a layer with a sharp increase of velocity. Such a division is, of course, arbitrary, but it helps to review the results. The curves inside each group differ in the quantitative characteristics of the main elements: the depth or width of the low-velocity zone and the decrease of velocity in it, the value of the velocity gradient under the M-discontinuity etc.

The question arises — whether all variants are really different or have we exceeded reasonable accuracy and are dealing with insignificant and undetectable fluctuations. The variants are really different if they correspond to different travel times of another seismic wave (from the deep focus, reflected etc.) or to different dynamics (amplitude-distance curve, dispersion etc.) of any wave.

It is easy to foresee a great difference between the variants of various groups, especially when they differ in the presence and absence of a low velocity zone.

Calculations carried out on an electronic computer show that a great difference in the amplitude-distance curves is possible even between some adjacent variants of one group. An example is shown in Fig. 12; the amplitude-distance curves correspond to two velocity-depth curves from Fig. 8.

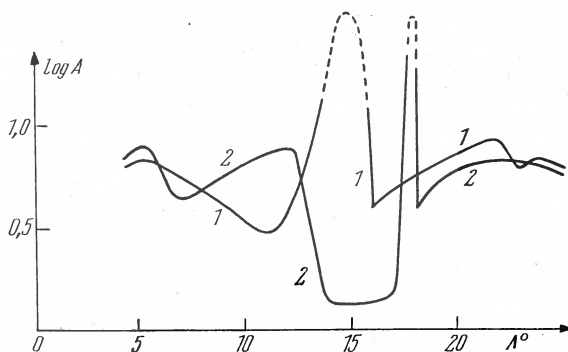


Fig. 12. Amplitude-distance curves for two velocity distributions shown in Fig. 8

Consequently, at least a great part if not all of the variants obtained are essentially different.

4. Conclusion

The main purpose of this paper was to test the method of calculation. The interpretation of the particular travel times was carried out as an example. This example shows that the constitution of the upper mantle is more reasonably described not by one velocity-depth curve but by a full system of such curves which fit the observations. To narrow this system down one can try to use the same method but define the travel times more precisely or add another observational data.

References

- [1] LEHMANN, I.: *Ann. géophys.* **15** (1959), p. 93–118.
- [2] BULLEN, K. E.: *MNRAS, Geophys. Suppl.* **5**, p. 91–98.

Diskussion

A. ZÁTOPEK:

As in the last slide which represents the quick changes in distance interval from 10° to 20° , there have been found also such curves during our magnitude studies, where they correspond to the foci situated mostly in the east mediterranean region and in Minor Asia. These diagrams representing the dependance of amplitudes upon the epicentral distances for various waves are very important for the study of the structure of the crust and the upper mantle.

A. P. SINICYN:

Ich bin einverstanden mit Prof. ZÁTOPEK, denn es ist wirklich sehr wichtig, die verbesserte Geschwindigkeit und Amplitudenkurven für die Forschungen anzunehmen. Ein wichtiges Resultat der Forschungen von Doc. JANOVSKAJA ist die Bearbeitung der Geschwindigkeitskurven mit modernen mathematischen Methoden.

Sur quelques résultats de l'étude statistique des périodes des microséismes européens

A. ZÁTOPEK

Résumé

On a effectué une analyse statistique comparative des périodes supérieures à 6 secondes des microséismes enregistrés dans 12 stations européennes en corrélation avec les situations synoptiques. Cette étude se

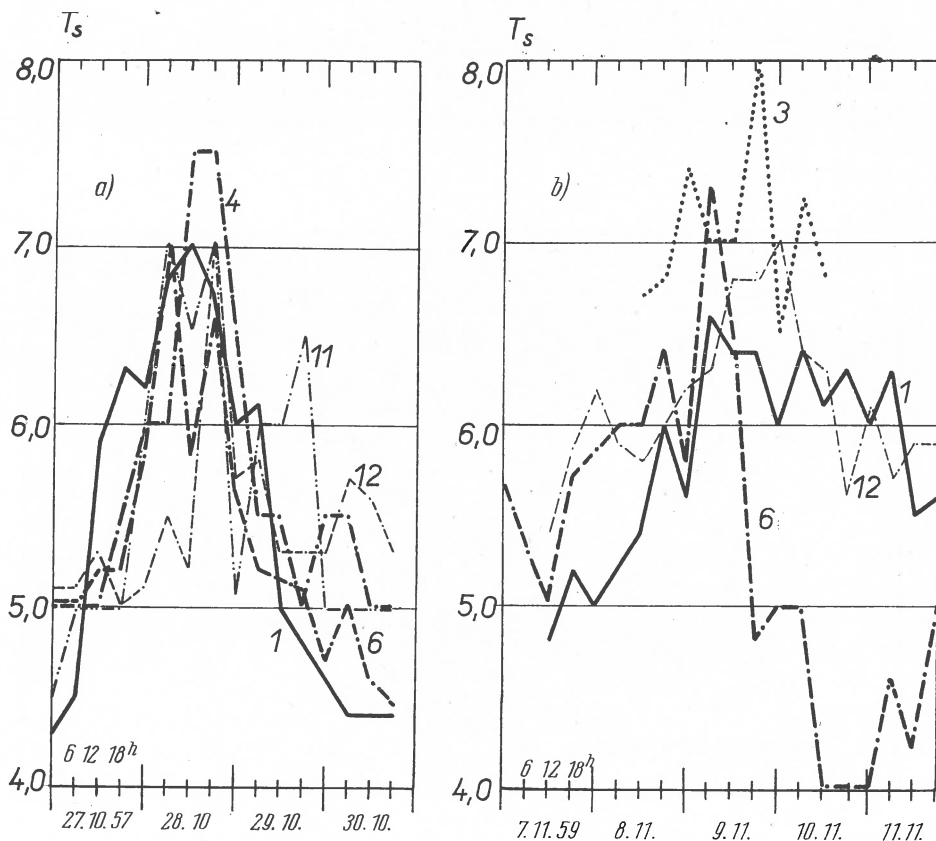


Fig. 1. Les périodes a) du 27 au 29 octobre 1957 ;

b) du 8 au 11 novembre 1959 ;

1 Prague, 3 Běograd, 4 Kiruna, 6 Copenhague, 11 Uppsala, 12 Varsovie

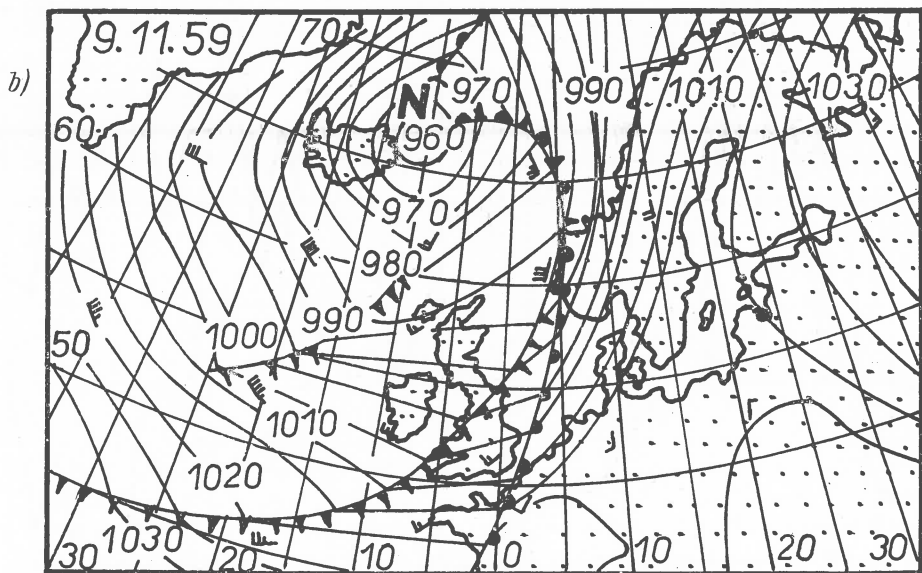
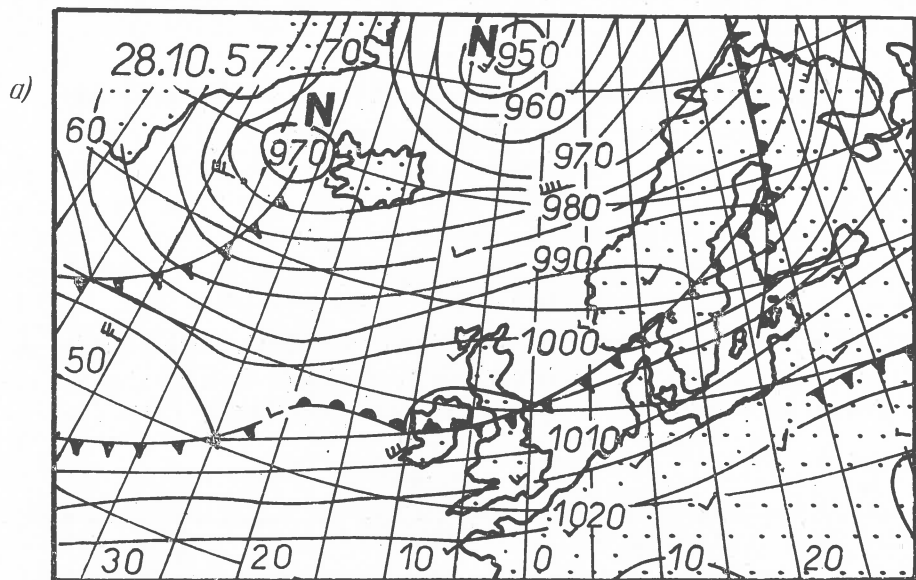


Fig. 2. La situation synoptique a) le 28 octobre 1957 à 6^h T. M. G.
 b) le 9 novembre 1959 à 6^h T. M. G.

rapporte à l'époque 1956—1960; une attention particulière a été concentrée sur l'intervalle de l'Année Géophysique Internationale 1957—58.

La statistique a révélé, en général, des différences assez systématiques entre les diverses stations. Ce fait démontre que, d'une part, la source n'est pas « monochromatique », d'autre part qu'il y a, surtout dans des cas plus compliqués, des phénomènes de résonance dus à la structure géologique soit proche, soit plus éloignée.

On observe de longues périodes généralement dans des cas où il vient à la formation rapide d'un système compliqué de pression en grandes dimensions au-dessus de la partie nord-est de l'Atlantique (voir fig. 1—2). Les systèmes étendus dans la direction SW—NE et NW—SE en sont les plus caractéristiques.

Pour expliquer les différences des périodes observées dans les diverses stations l'auteur suppose une action simultanée de plusieurs sources de courte durée dans l'intérieur de la région d'origine. L'ensemble des sources relié avec le système de pression représente la source effective des micro-séismes que, dans un travail antérieur, l'auteur a désignée comme une source du « premier ordre ». Les microséismes enregistrés dans les stations individuelles sont généralement influencés par les sources du « second ordre » (reliés avec les minima barométriques secondaires, vents locaux, le « surf effect », les passages des fronts froids etc.) et, naturellement, par des conditions géologiques qui peuvent donner lieu à des résonances des couches de la croûte.

En ce qui concerne la position géographique des sources des microséismes à longues périodes, les résultats de la présente étude confirment l'importance de la région d'Islande pour Prague: les régions de Jan Mayen, de la côte septentrionale norvégienne et celle de la Mer Baltique étant de l'importance secondaire pour Prague ont une importance primaire pour la Scandinavie et la plate-forme russe.

Le texte complet voir *Studia geophysica et geodaetica* 7 (1963) 2.

Diskussion

W. HILLER:

Bei der Aufgabe, die uns im letzten Kriege gestellt wurde, aus Mikroseismik-Registrierungen in Stuttgart etwas über die Großwetterlage über dem Ostatlantischen Ozean auszusagen, haben wir nach längeren Untersuchungen ebenfalls festgestellt, daß sich zu diesem Zweck ganz besonders gut die Perioden der Mikroseismik eignen. Die gezeichneten Periodenspektren ändern sich sehr empfindlich mit den jeweiligen Windverhältnissen über dem Ostatlantik.

On the composition of microseismic vibrations

V. N. TABULEVIČ

(read by E. F. SAVARENSKIJ)

There is a widespread opinion, that microseismic vibrations are composed of surface waves of the RAYLEIGH and LOVE types only. A justification of this view is usually seen in the fact, that their amplitudes decrease as $r^{-1/2}$, whereas the amplitude of body waves decreases more rapidly.

Considering earthquakes — processes of impulsive excitation of the earth's crust — it is not necessary to accept hypotheses on the composition of vibrations, because the latter is uniquely determined by the phases of arrival of various types of waves.

Unlike to earthquakes, however, microseismic vibrations are more or less stationary phenomena. The investigator deals with a resultant vibration which is a superposition of all types of body, surface, reflected and secondary waves.

There are not any procedures, allowing a unique splitting of this process into physically real wave components, and, hence, giving a prove of the hypothesis about the surfacial nature of microseisms. It is possible, however, to consider phenomena of impulsive excitation of the earth's crust which are analogous to microseisms. It should permit a greater certainty in judgements on this subject.

Phenomena of this kind to be considered are particularly earthquakes with shallow sources. Records of even remote earthquakes permit to discover not only surface waves, but also body waves adequate to the distance of the source. The process of microseismic excitation may differ only quantitatively. In both cases an action of compressional waves in air and in water on the earth's crust takes place (see, for example, [1]).

Consider the distortions of the azimuth and of the variation of the intensity of microseisms, assuming that the latter consist of all types of waves.

If the medium could be considered as a homogeneous elastic half-space and the excitation would be accomplished by a surface force, then P-waves would propagate from the source, polarized exactly in the direction of propagation. On the other hand, waves of S and R types with a plane

of elliptic polarization directed exactly to the source, would be generated [2].

In this case waves of the LOVE type would be absent. The problem of splitting the vibration into wave components would not arise and the procedure of location of the source would offer no difficulties. Actually, however, we have to deal not only with a non-homogeneous multilayered medium, but with a medium rather devoid of circular symmetry. In paper [3], for instance, the distorting action of the Scandinavian peninsula is stated. Hence, the azimuth of rays, arriving from this direction would be distorted, whereas rays moving from other directions may arrive undistorted. In this connection three features should be noted: (a) complex geological structures as well as layers in the earth's crust may give rise to additional wave types, originally absent at the source of excitation. Generally speaking, the azimuth of these waves at the receiving point should not coincide with the direction to the epicentre of the microseisms. (b) The primary waves themselves, propagating from the source with different velocities $V_P \neq V_S \neq V_R$ according to FERMAT'S principle would travel to the receiving point by different optically shortest paths. (c) Variations of the depth of the ocean and non-homogeneous structure of the earth's crust affect the propagation velocity of surface waves of the RAYLEIGH type. The paths of these waves from source to receiver become considerably bended. Refraction of RALEIGH waves is clearly demonstrated in the investigations of RYKUNOV, DARBYSHIRE, PROSKURJAKOVA [4]. It follows from these investigations, that the azimuth of RALEIGH waves may differ by a considerable angle from the azimuth of the source.

A similar conclusion should be made from considerations of routine seismological practice. In determining the azimuth of impulsive excitations involving various types of waves (P , PP , SP , S , SS , L , R , etc.) usually a considerable scattering is obtained. For this special reason the azimuth determination usually is restricted to some definite wave types — (for instance to P).

Hence, it is reasonable to suppose for aims of a preliminary analysis, that the vectors that form the resultant vibration at the receiving point, are randomly polarized in space. In doing so we are free to chose combinations of wave vectors, deliberately giving the greatest azimuth distortion possible. Consider, for instance, an elastic hemisphere, excited by a lumped force with a wedge-shaped obstacle on the boundary, capable of generating LOVE-waves. Obviously, the azimuth of LOVE-waves will differ from that of other waves.

Azimuth distortion will be also due to any obstacle reflecting primary waves. It should be emphasized that all these effects in the case of

stationary processes, like microseisms, will be considerably aggravated. In the case of microseisms the medium between source and receiver can be considered as a four-terminal network, the dispersion of which is able to generate linear distortions only. Most of the seismic phenomena can be considered under the assumption of a linear medium. Hence the problem of determining soil displacement due to a periodic exciting force comes to the solution of a partial differential equation of a hyperbolic type with a right-hand term. In spite of a variety of possible free solutions, the forced term will always have the periodicity of the exciting force. It follows then, that the original form of vibrations can change due to linear distortions (which in turn are due in this case to dispersion), but under any circumstances new components with frequencies originally absent in the excitation spectrum, can be created. The process at the receiving point will have exactly the same frequency as the exciting force of the source. This considerably facilitates the interpretation of microseisms.

Hence, suppose now, that a source of vibration acts in a definite point of the earth's surface and is of a periodic (microseisms) rather than of an impulsive nature.

As already mentioned, the investigator, in attempting to determine the azimuth of the source, is inclined to ascribe the bulk of the vibrations to surface RAYLEIGH waves of an amplitude A_{RH} . The actual displacement of a point, however, will be determined by the geometrical sum of the projections of wave vectors of body (P, S) and surface (R) waves on a horizontal plane $\bar{A}_H = \bar{A}_{RH} + \bar{A}_{[SH]} + \bar{A}_{PH}$.¹⁾

Fig. 1a shows horizontal wave vectors P, S, L and R , actually recorded by *s/st* Machačkala in the case of an earthquake in the Gulf of Aden, December 21, 1959. Consider this case to concretize assumptions mentioned above. From Fig. 1b it may already be seen, that vector S gives rise to considerable azimuth distortion. For our purposes it is reasonable to suppose the possibility of a case, when the moduli of the wave vectors are in the same relations as in Fig. 1a, but their spacial pattern is essentially more distorted, for structural and geographical reasons. Suppose, that the planes of polarization of surface and body waves form an angle $\pm\varphi$ (Fig. 1c). The distortion quota, introduced by P and S waves added to R -waves:

$$\operatorname{tg} \delta_R = \frac{(A_{PH} + A_{[SH]}) \sin \varphi}{A_{RH} + (A_{PH} + A_{SH}) \cos \varphi}.$$

The distortion angle will be $\pm\delta_R$ or $2\delta_R$.

¹⁾ $A_{[SH]}$ is the projection on a horizontal plane of the vector sum of all the wave vectors of the S -type ($\bar{S} = \bar{SH} + \bar{SV}$).

A similar distortion arises, when P, S, L vibrations are ascribed to L -vibrations exclusively (Fig. 1b). The resultant amplitude of vibrations will be determined by the sum of the vectors $\bar{A}_H = \bar{A}_L + \bar{A}_{PH} + \bar{A}_{[SH]}$ and

$$\operatorname{tg} \delta_L = \frac{(A_{PH} + A_{SH}) \sin \varphi}{A_L + (A_{PH} + A_{[SH]}) \cos \varphi}.$$

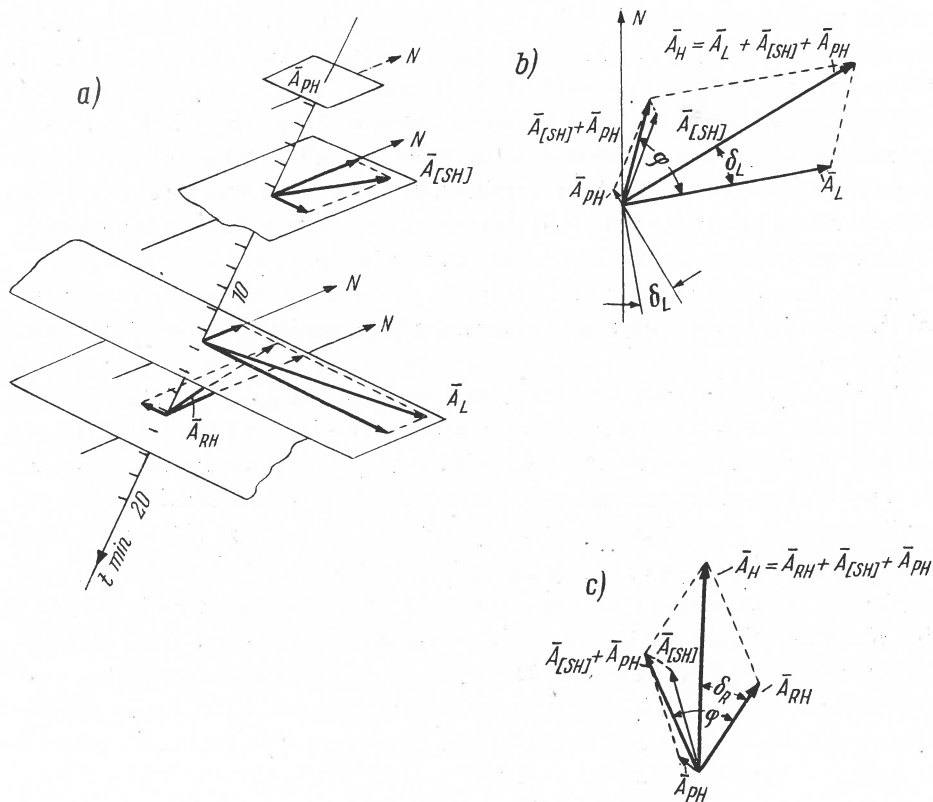


Fig. 1. Distortion of the azimuth of a source of microseisms in the case of simplifying assumptions on the composition of vibrations

Here again appears an angle of distortion $\pm \delta_L$ or $2 \delta_L$. A more complicated pattern of distortion may actually arise, of the type

$$\bar{A}_H = \bar{A}_L + \bar{A}_{RH} + \Sigma \bar{A}_{[SH]} + \Sigma A_{PH}, \quad \text{where } \Sigma \bar{A}_{PH}; \Sigma \bar{A}_{[SH]}$$

denote the geometrical sums of horizontal projections of the whole complex of reflected and refracted vectors, respectively. For our illustrative purposes such cases will be not considered.

In order to determine the azimuth distortions of a microseismic source (2δ) as a function of distance, a number of earthquakes with shallow sources and explosions was investigated. For sources of microseisms with distances less than 45 deg. $2\delta = 45-90$ deg. Only for instances up to 80 deg. the specific role of surface waves increased to give azimuth distortions $2\delta 10-20$ deg.

Consequently, the bulk of microseisms, recorded even at considerable distances, is apparently to some degree composed of body waves. The phase-location method of determining a microseismic source precludes the prospecting of a procedure of finding the individual phases of the variety of the arriving waves, whereas using the amplitude-location method the relative part of body waves in the whole bulk of waves has to be estimated. Consider this question in more detail. Suppose the source to generate surface and body waves. The amplitude-distance relation may be supposed in the form:

$$A = \frac{a}{r^2} + \frac{b}{\sqrt{r}} = b r^{-1/2} \left(1 + \frac{a}{b} r^{-1.5} \right) \quad (1)$$

where a, b are parameters¹⁾.

Equation (1) can be presented in an equivalent form:

$$A = c r^{-n}, \quad \ln A = \ln c - n \ln r,$$

$$\frac{d(\ln A)}{d(\ln r)} = -n.$$

After taking the logarithm of (1),

$$\ln A = \ln C - \frac{1}{2} \ln r + \ln \left(1 + \frac{a}{b} r^{-1.5} \right),$$

¹⁾ It can be readily shown from energy considerations, that wave trains of different types, caused by an impulsive force, can be compared with each other and with a stationary process, if the RMS-value of the displacement \bar{A}_i in an arbitrary train is reduced to a "reference" wave train of an average period T_r and number of vibrations N_r by means of the relation:

$$\bar{A}_{ri} = \bar{A}_i (T_r/T_i)^{1/2} (N_i/N_r)^{3/2}.$$

Indeed, wave trains 1 and 2 (Fig. 4) having equal periods T_r and equal numbers of vibrations N_r can be easily compared. Obviously, the energy of train 2 is greater than that of train 1. If, however, the periods and numbers of vibrations of wave trains to be compared (for instance, 1 and 3) differ, direct comparison is doubtful. Use of above formula reduces the T_3 and $N_3 (= 4)$ of train 3 to those of train 1 (curve 3', Fig. 4) and they become easily comparable.

and finding the derivative we obtain finally:

$$\frac{d(\ln A)}{d(\ln r)} = -\frac{1}{2} - 1,5 \frac{\frac{a}{b} r^{-1,5}}{1 + \frac{a}{b} r^{-1,5}}. \quad (2)$$

It can be seen, that at $r \rightarrow \infty$ the slope n tends to $-1/2$ whereas at short distances it tends to -2 .

In a recent work [5] we have found, that in determining a source of microseisms within a limited area and using an empirical relation for n , the latter varies from $-3/2$ to -1 . Expression (2) confirms theoretically this empirical statement. Actually the quantity a/b should be regarded as a simple parameter. A most satisfactory agreement with empirical values of n (Fig. 2), found in papers [5, 6] is obtained by putting $a/b = 10^4 - 10^5$.

Finally consider n from a somewhat different aspect. Suppose that the body and surface wave vectors form an angle φ , as it was above in the case of azimuthal angle distortion.

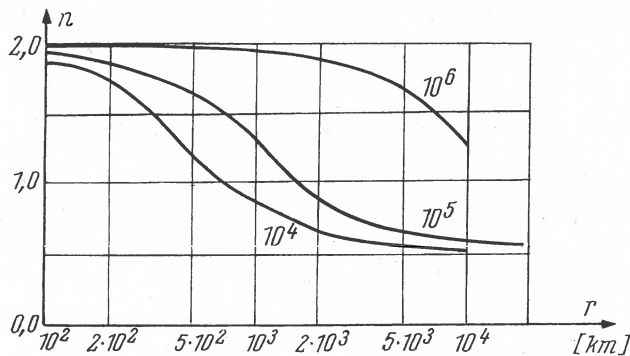


Fig. 2. Theoretical relation of n with distance

From (1) it follows that

$$\lg \operatorname{tg} \delta = -1,5 \lg r + \lg \frac{a}{b} + \lg \frac{\sin \varphi}{1 + \frac{a}{b} \cos \varphi \cdot r^{-1,5}}.$$

In logarithmic coordinates ($\varphi = \pi/2$ for sake of simplicity), therefore, the plot of this expression will be a straight line intersecting the ordinate axis in point a/b and having a negative slope of 1,5 (Fig. 3, lines A).

Above an empirical relation of the distortion angle from distance was obtained, based on data of body and surface waves of explosions and earth-

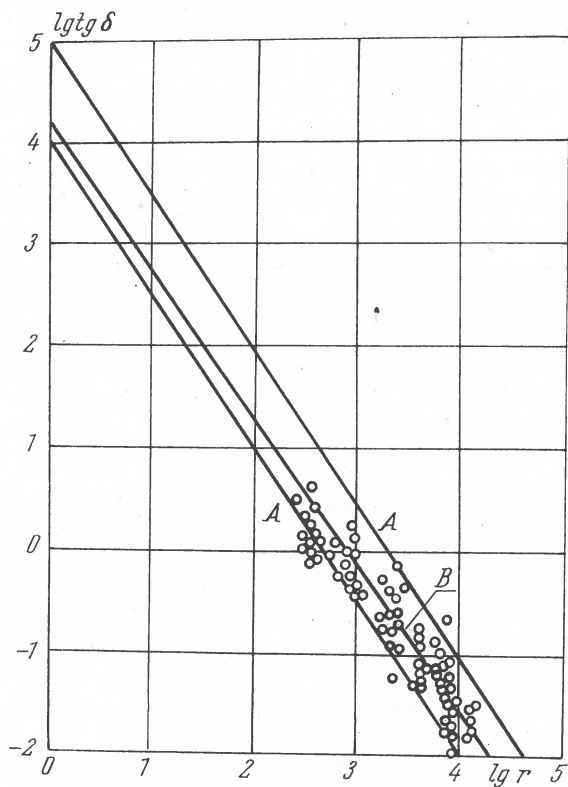


Fig. 3. Experimental and theoretical relations of the lg tangent of the angle of distortion of the azimuth with distance

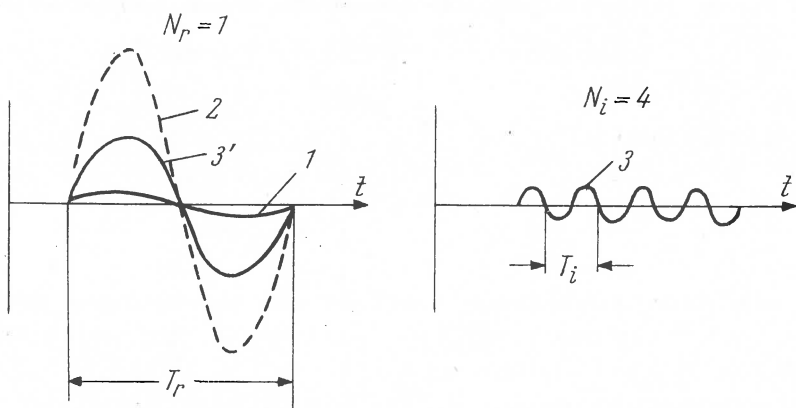


Fig. 4

quakes. In the coordinate system ($\lg r, \lg \operatorname{tg} \delta$) the set of points considered can be approximated by a straight line of a slope $-1,4$ cutting the ordinate axis in point $a/b = 1,4 \cdot 10^4$ (line B).

Hence, a confirmation of the empirical distance relation of the coefficient n , based exclusively on various cases of microseisms is obtained on one hand, and a similar result followed from an identification of explosions and earthquakes with microseisms — on the other. Such a coincidence of numerical values, obtained by two perfectly different ways seems to be a confirmation of the interpretation chosen.

References

- [1] HIEBLLOT, J. et ROCARD, I.: Contribution à la Theorie des Microseismes. Ann. d. Geophys. 15.539.1959.
- [2] SAVARENSKIJ, E. F. and KIRNOS, D. P.: Elements of Seismology and Seismometry. Moscow, 1955.
- [3] PROSVIRIN, V. M., PROSKURJAKOVA, T. A., RYKUNOV, L. N. and SAVARENSKIJ, E. F.: Effect of the Scandinavian Peninsula on the Propagation of Microseisms. Seismological Investigations during the IGY. Edition of the AS USSR, Moscow 1959.
- [4] RYKUNOV, L. N. and PROSVIRIN, M.: On the Distortion of Azimuths of Microseismic Sources, caused by Propagation Conditions. Izvestiya AS USSR (geophysical series) 11 (1960).
- [5] TABULEVIČ, V. N.: On the Nature of Microseisms of the Caspian Area. Izvestiya AS USSR (geophysical series) 11 (1959).
- [6] TABULEVIČ, V. N.: On some Cases of Microseismic Excitation in the Atlantic and Pacific Oceans. Doklady AS USSR, 32 (1960) 4, p. 814.

Diskussion

A. ZÁTOPEK:

This method seems to be more convenient when a greater number of stations is used in order to identify eventually the positions of such complicated sources about which I spoke in my preceeding paper.

The dispersion of RAYLEIGH waves and crustal structure in the alpine region by the phase velocity method

L. KNOPOFF, F. PRESS and W. L. PILANT

(read by S. MÜLLER)

Summary

Observations of long period surface waves from teleseismic events were made at observatories at Besançon, Chur, Oropa, and Stuttgart from September 1960 to April 1961. The purpose of the observations was to determine the crustal structure in and around the Alpine region by measuring the phase velocity dispersion of earthquake surface waves. A large number of events were observed, a number of them apparently suitable for data processing. Of these, many showed significant "beats"; the beat is an apparent nulling of the wave train at the particular period of the beat. This nulling is often observed at several stations of the network but not at all of the stations; we inferred, therefore, that the cause of the beat is a structural problem local to Europe and not a property of the earthquake source. Associated with beats are significant discontinuities in phase of the earthquake surface waves which make structural interpretation very difficult. A theoretical analysis of one mechanism causing "beats" has led to a number of empirical methods for eliminating the properties of the phase discontinuities from the dispersion analysis and retaining the dispersion due to the structure. A number of examples are presented.

Diskussion

E. F. SAVARENSKIJ:

1. It is important to take into account the interference of 2d etc. modes when we must calculate the phase velocity.
2. It is rather dangerous to smooth without 1. the phase velocity curves.

S. MÜLLER:

The seismograms used in the analysis of phase velocities across the Alpine network did not contain higher mode surface waves (short-period energy). Therefore the beat phenomenon observed is certainly not caused by mode interference. It is due to interferences in space rather than in time. The phase corrections as suggested by KNOPOFF, PILANT and PRESS are the only means available at this moment. The results presented seem to justify their application.

The dispersion of RAYLEIGH waves and crustal structure in the western mediterranean by the phase velocity method

L. KNOPOFF, F. PRESS and W. L. PILANT

(read by S. MÜLLER)

Summary

Observations of long period surface waves from teleseismic events were made at four observatories around the periphery of the western mediterranean: Tortosa, Monaco, Alger, Cuglieri. The observations were made from May 1961 to September 1961. By methods such as those described in the paper on the dispersion of RAYLEIGH waves and crustal structure in the alpine region by the phase velocity method studies have been made of the dispersion in the mediterranean region. Correlation has been made using a starting structure obtained from seismic refraction studies in this region carried out by the Woods Hole Oceanographic Institution. A significant high velocity region at shallow depth under the mediterranean has been observed.

Sur quelques caractéristiques des ondes Lg

K. PEČ

L'étude des qualités cinématiques et dynamiques des phases Lg à courte période et des ondes similaires offre la possibilité d'obtenir quelques données sur la structure de la croûte terrestre d'une manière indépendante des autres méthodes.

Pour l'étude des phases continentales on a employé les 340 enregistrements de la station Prague inscrits au cours de l'époque de 1934 à 1957 par le pendule horizontal de WIECHERT. On a mesuré non seulement les groupes à l'impetus aigu, mais aussi tous les groupes à un changement perceptible du régime du signal séismique. Du measurement ont été exclues toutes les phases des ondes spatiales interprétables d'une manière normale.

Les caractéristiques régionales. A Prague on a observé les phases très claires des ondes Lg, arrivant des foyers asiatiques, qui sont situés dans l'intervalle d'azimut $60-90^\circ$, ce qui regarde spécialement les foyers situés sur le bord des montagnes Thian-Chan et dans la région Djoungare. Les ondes, arrivant du plateau de Tibet, ne sont pas du même caractère. Des phases très claires des ondes Lg 1 ont été observées uniquement celles arrivant des montagnes Nan-Chan, donc de la partie bordant le massif montagne. On n'a aperçu aucune phase Lg 1 des foyers se trouvant dans les parties internes du plateau de Tibet.

Les groupes des ondes Lg 1 très nombreux et dans la plupart des cas très clairement développés, arrivent de la région de Formose, excepté les foyers très proches de la fosse océanique, ce qui confirme la structure continentale du canal de Formose.

Les foyers de la zone des îles Kouriles et de Kamtchatka desquels on a observé à Prague l'onde Lg 1 (les foyers positifs), sont rangés dans le groupe situé dans la proéminence du sud de Kamtchatka et dans la partie du nord de l'arc d'îles Kouriles. Ce groupe des foyers diffère strictement des foyers situés plus au nord desquels on n'a observé à Prague aucune phase Lg 1 (les foyers négatifs). Cela confirme la structure continentale de la Mer d'Okhotsk, d'accord avec les résultats du profond sondage

séismique de cette région, et d'accord avec les observations des ondes Lg dans la station Tiksi.

La région de la Mer Caspienne ne présente aucun obstacle pour la propagation des ondes Lg 1, différemment du bassin de la Mer Noire. L'onde Lg 1 arrivant de certaines régions de la Mer Egée peut être observée très clairement, spécialement de la région des îles Rhodes, Karpathos et de la Crète. On observe clairement les ondes Lg des foyers situés sur le territoire de la Grèce. On n'observe aucune phase à courte période des foyers se trouvant plus au fond de la Mer Ionienne. Les ondes Lg 1 ont été observées des foyers italiens uniquement de la région de Bari.

Les autres phases à courte période, c'est à dire Lg 2 et Li, sauf quelques exceptions insignifiantes, ont les mêmes caractéristiques régionales comme Lg 1.

Les vitesses et les périodes des phases continentales observées ont été déterminées par une méthode statistique. On a divisé les épacentres des tremblements de terre étudiés en groupes azimutaux suivants:

Les foyers des îles Aléoutiennes et de Kamtchatka comportent l'intervalle 0—45°; l'intervalle 45—60° la région du Japon, Formose, Mandchourie et Baïkal; l'intervalle 60—90° les foyers asiatiques, c'est à dire de Birma, Tibet et la partie de l'est de Hindou Kouch; dans les intervalles 90—120°, 120—160° sont compris les foyers de la zone active méditerranéenne; l'intervalle restant est formé par un groupe hétérogène des foyers comprenant les tremblements de terre de l'Italie, de l'Espagne et des Alpes.

Tableau 1
Vitesses des phases continentales [km/s]

Phase	Groupes azimutaux						Moyenne
	0°—45°	45°—60°	60°—90°	90°—120°	120°—160°	>160°	
	2.44		2.39	2.04	2.02	2.04	2.03
	2.65			2.40	2.39	2.37	2.39
	2.87	2.84	2.84	2.61	2.67	2.62	2.65
Rg	3.02	3.01	3.00	2.87	2.87	2.88	2.86
(Lg)	3.24		3.22	3.06	3.01	3.06	3.02
Lg2''	3.38		3.35	3.24	3.20	3.27	3.22
Lg2'		3.40	3.45	3.34	3.34	3.43	3.35
Lg1	3.56	3.54	3.55	3.44	3.45	3.43	3.43
(Lx)		3.64		3.59	3.55	3.57	3.56
Li	3.74		3.78	3.64	3.64		3.64
X ₁	4.06			3.76	3.81	3.76	3.78
X ₂			4.13	4.06		4.04	4.05
X ₃ (Sa)			4.44		4.14		4.14
					4.42		4.43

Chaque intervalle azimutal a été traité statistiquement d'une manière indépendante, séparément des autres intervalles. Les vitesses et les périodes des phases continentales étudiées sont rangées aux tableaux suivants. L'onde Lg 1 est observée dans tous les intervalles azimutaux. La division de l'onde Lg 2 en deux groupes, comme il résulte des observations de M. BATH en Scandinavie, peut être fixée avec certitude seulement dans les intervalles 60—90° et 120—160°. L'onde Li est observée dans tous les intervalles, excepté la région de Formose, comme une phase très expressive. L'onde indiquée par le symbole X_3 , avec une vitesse 4.4 km/s, est vraisemblablement identique avec l'onde Sa de CALOI. Cette onde n'a pas apparu au cours des tremblements avec la magnitude moindre que six. L'onde X_3 avec la phase Sn forme une autre couple d'ondes aux mêmes vitesses, de même que la couple Lg 2-Sg et Li-S*. Outre les phases déjà mentionnées on a prouvé statistiquement quelques autres phases contenues au tableau 1, dont l'onde Lx, à une vitesse 3.64 km/s, mérite une attention spéciale. Cette phase forme les groupes très expressifs, comparables aux ondes Lg 1 bien développés.

La distribution de fréquence statistique des périodes des phases Lg n'est pas homogène; ils existent ordinairement deux intervalles des périodes où la fréquence atteint le maximum. Le rapport des valeurs moyennes des périodes, correspondant à ces deux intervalles, se rapproche au nombre 2.

Tableau 2
Périodes des phases
continentales

Phase	T_1	T_2	T_2/T_1
Lg2''	4.7	10.2	2.1
Lg2'	4.8	10.1	2.1
Lg1	5.4	10.2	1.9
Li	5.4	10.1	1.9
Lx	5.0	10.5	2.1
X_1	5.8	—	
X_3	8.9	—	

Les amplitudes des phases étudiées ont été réduites à la magnitude 6 par l'emploi de la formule $A^* = \log(A/T) + (6 - M)$. Excepté peut-être les amplitudes de l'onde Lg 1 qui, en dépendance de la distance épacentrale, décroissent d'une manière normale, on aperçoit aux courbes d'amplitude restantes une décroissance anormale à l'intervalle de 10—20° de la distance épacentrale. Ces anomalies se manifestent par une décroissance expressive des amplitudes dans les environs de 12—14° et

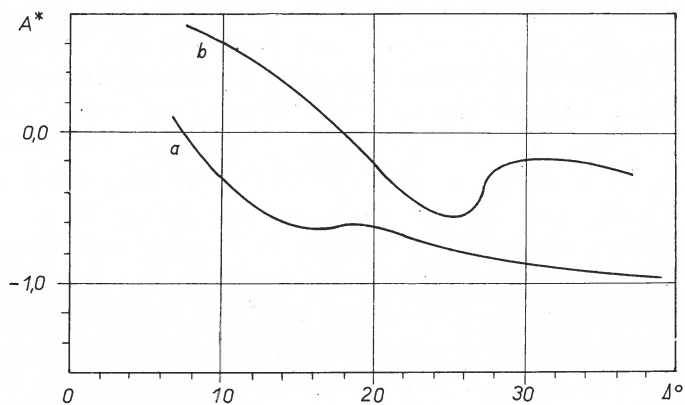


Fig. 1. Les amplitudes réduites de l'onde Lg 2. La courbe *a* est construite sur la base des données de la station Prague et la courbe *b* sur la base des données publiées par M. BÄRN (The Elastic Waves Lg and Rg along Euroasiatic Paths. Arkiv f. Geofys., 2 (1954) 13 S. 295) relatives aux stations scandinaves

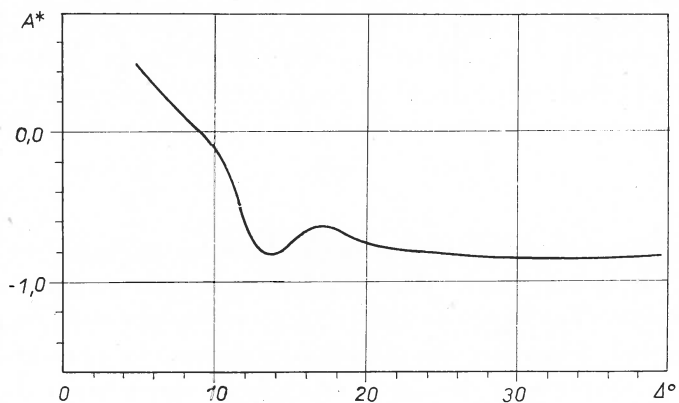


Fig. 2. Les amplitudes réduites de l'onde Li relatives à la station Prague

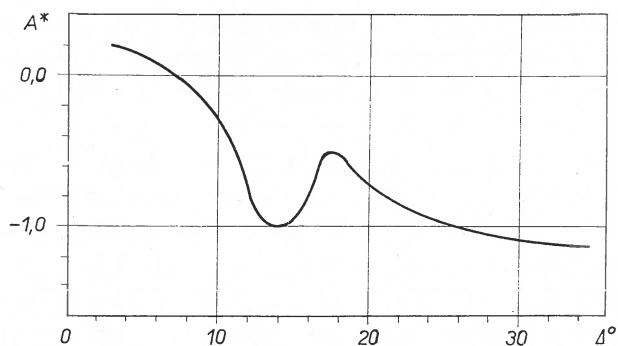


Fig. 3. Les amplitudes réduites des ondes X_2 et X_3 relatives à la station Prague

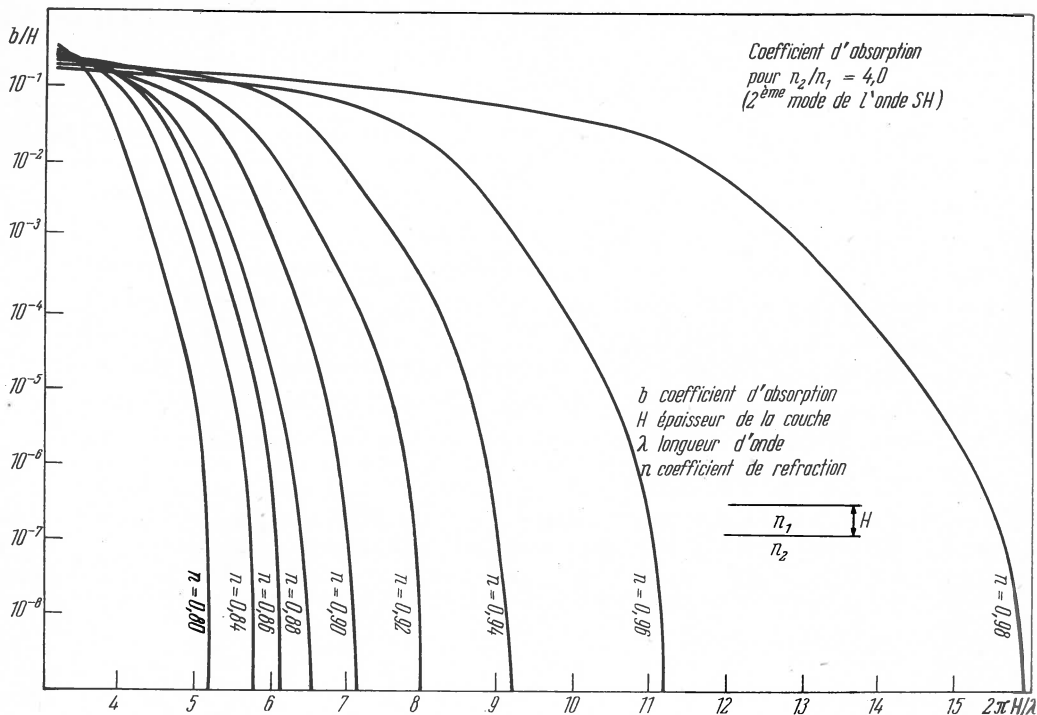


Fig. 4

puis par une accroissance au maximum dans les environs de 16° . Ce phénomène est spécialement remarquable aux amplitudes des ondes Li , X_2 et X_3 . Même dans le cas de l'onde $Lg\ 1$ on observe dans les environs de $14-16^\circ$ une dispersion des amplitudes beaucoup plus grande que normale. Les amplitudes des $Lg\ 2'$ décroissent d'une manière anormale dans tout l'intervalle de $10-20^\circ$. Les foyers éloignés de Prague de $10-20^\circ$ sont situés soit dans la zone active méditerranée, soit dans l'Asie Mineure, donc dans les régions à une structure compliquée de la croûte terrestre, où se changent les chaînes de montagne et les régions littorales.

Les anomalies des courbes d'amplitude ont un caractère régional. Cela résulte du fait, que les courbes d'amplitude relatives aux stations scandinaves (Uppsala, Kiruna) ont le caractère semblable à celui de Prague, mais avec la différence que l'intervalle anomal est déplacé environ de 10° dans la direction des plus grandes distances épacentrales. Ce déplacement répond justement à la distance de Prague et Uppsala relative à la région des foyers déjà mentionnée.

Du point de vue physique on peut expliquer ce phénomène en interprétant les ondes Lg comme les ondes SH du second mode. Il est connu

qu'une fréquence critique existe pour le second mode des ondes *SH* se propageant dans une couche qui dépend de l'épaisseur de la couche *H* et du coefficient de réfraction *n* d'une manière suivante : $f_c = \beta_1/2 H \sqrt{1 - n^2}$; β_1 soit la vitesse des ondes *S* dans la couche (pour le premier mode des ondes *SH* $f_c = 0$). Dans le cas d'une fréquence plus basse que la fréquence critique les ondes *SH* sont fortement absorbées. (Les coefficients de l'absorption pour le rapport des paramètres LAMÉ $\mu_2/\mu_1 = 4.0$ et pour les valeurs diverses des coefficients de réfraction *n* — voir Fig. 4.) La fréquence critique est inverse proportionnelle à l'épaisseur de la couche *H*. S'il existe sur la voie entre le foyer séismique et la station une région avec l'épaisseur diminuée de la couche, il se produit dans cette région une absorption d'une partie du spectre de fréquence du signal séismique et en conséquence, on observe dans cette direction une décroissance des amplitudes.

Zur Dispersion kurzperiodischer Oberflächenwellen längs kontinentaler Wellenwege

D. GÜTH

Die Dispersion seismischer Oberflächenwellen hängt ab von der Schichtung des durchlaufenen Mediums. Das Studium der Dispersion von LOVE- und RAYLEIGH-Wellen zur Erforschung der Erdkrustenstruktur ist in den letzten zehn Jahren für alle Erdteile mit Erfolg angewandt worden.

Man geht dabei folgendermaßen vor: Die Beobachtungswerte werden mit Dispersionskurven von theoretischen Schichtenmodellen für die Erdkruste verglichen, deren Parameter unter Berücksichtigung der bereits bekannten Erdkrustenergebnisse gewählt werden. Die Abweichung der empirischen Werte von den Vergleichskurven gibt Aufschluß über die Unterschiede, die zwischen dem Vergleichsmodell und dem tatsächlichen Aufbau der Erdkruste bestehen können. Im allgemeinen gibt es mehrere Deutungsmöglichkeiten. Ihre Zahl kann eingengt werden, wenn man zusätzlich zu den Dispersionskurven der Grundmoden die der höheren Moden verwendet.

In der vorliegenden Arbeit wird die Gruppengeschwindigkeits-Dispersion der LOVE- und RAYLEIGH-Wellen zweier türkischer Erdbeben und je eines Bebens aus Iran und Afghanistan untersucht. Registrierungen aus Jena, Stuttgart und Prag wurden ausgewertet. Es sind für die Grundmode der RAYLEIGH-Wellen Perioden von 3 s bis 30 s und der LOVE-Wellen von 3 s bis 40 s gemessen worden. Die zweite LOVE-Mode und die erste Schermode sind eindeutig identifiziert worden. Einige Beobachtungswerte gehören vielleicht zur 2. Schermode.

Die verwendeten Vergleichskurven

Zum Vergleich mit den empirischen Werten wurden vom Verfasser keine Dispersionskurven berechnet.

Für die LOVE-Wellen-Untersuchungen wurde ein Modell ähnlich dem von STONELEY [7] zugrunde gelegt, für das mit Hilfe von DORMANS dimensionslosen Tabellen für Zweischichtenmodelle [1] die erste bis dritte LOVE-Mode-Dispersionskurve erhalten wurde.

Tab. 1 zeigt das Erdkrustenmodell von STONELEY (1955).

Tabelle 1

Schicht	Schergeschwindigkeit β [km s ⁻¹]	Dichte ρ [g cm ⁻³]
Granit (1)	3.402	2.65
Gabbro (2)	3.741	2.85
Peridotit (3)	4.34	3.4

Die Schergeschwindigkeits- und Dichteverhältnisse betragen

$$\frac{\beta_2}{\beta_1} = 1.0990, \quad \frac{\beta_3}{\beta_1} = 1.2750, \quad \frac{\rho_2}{\rho_1} = 1.0750, \quad \frac{\rho_3}{\rho_1} = 1.2830.$$

Für das Verhältnis der Mächtigkeit der Granitschicht zur Erdkrustendicke wurde $h_1 : H = 0.6$ angenommen. Somit ist aus DORMANS Tabellen der Fall 206 der geeignetste zur Berechnung der Dispersionskurven. Für diesen Fall gilt

$$\frac{\beta_2}{\beta_1} = 1.1268, \quad \frac{\beta_3}{\beta_1} = 1.3239, \quad \frac{\rho_2}{\rho_1} = 1.0948, \quad \frac{\rho_3}{\rho_1} = 1.2044.$$

Die Geschwindigkeits- und Dichteverhältnisse des STONELEY-Modelles stimmen nicht ganz mit diesen Werten überein. Um sie dem DORMAN-Fall 206 ganz anzugleichen, wurden die Schergeschwindigkeiten entsprechend Tab. 2 geändert. Für die Dichten hat der Verfasser keine bestimmten Werte angenommen, da bei der Berechnung der Dispersionskurven nur ihre Verhältnisse eine Rolle spielen.

Tabelle 2

Schicht	Schergeschwindigkeit β [km s ⁻¹]	Schichtdicke	
		h [km] für $H = 30$ km	h [km] für $H = 40$ km
Granit (1)	3.40	18	24
Gabbro (2)	3.83	12	16
Peridotit (3)	4.50	∞	∞

Dieses Modell ist zum Vergleich mit der empirischen LOVE-Wellen-Dispersion verwendet worden. Auf den Abb. 1 bis 4 sind die Dispersionskurven der ersten bis dritten LOVE-Mode dargestellt. Die ausgezogenen Linien gelten für eine Krustendicke von $H = 40$ km, die gestrichelten für $H = 30$ km.

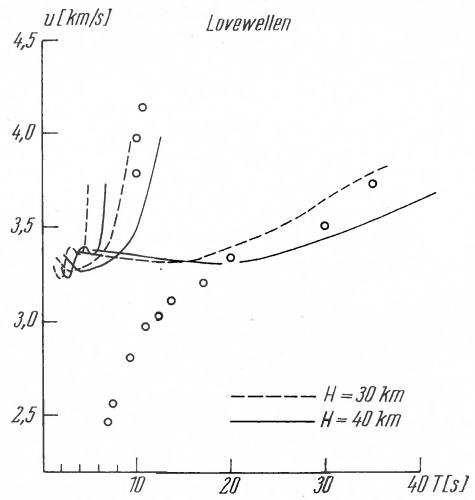
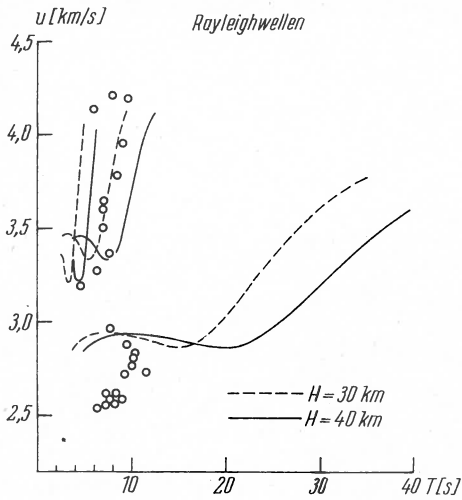


Abb. 1. Dispersion der Oberflächenwellen für das Beben am 20. 2. 1956 in der Türkei. u = Gruppengeschwindigkeit, T = Periode, Kreise = Meßwerte von Stuttgart. Die RAYLEIGHwellen-Vergleichskurven gelten für das Modell in Tab. 3, die LOVEwellen-Vergleichskurven für das Modell in Tab. 2

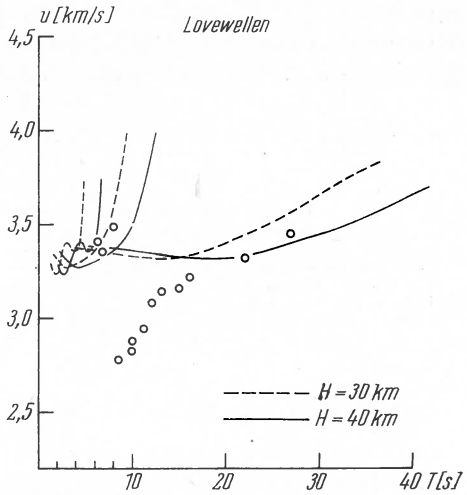
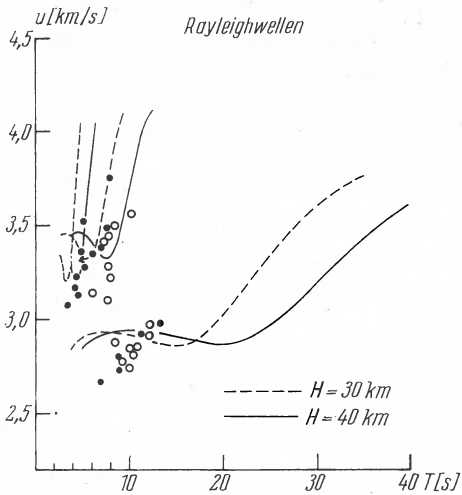


Abb. 2. Dispersion der Oberflächenwellen für das Beben am 25. 4. 1959 in der Türkei. Kreise = Meßwerte von Stuttgart, Punkte = Meßwerte von Jena

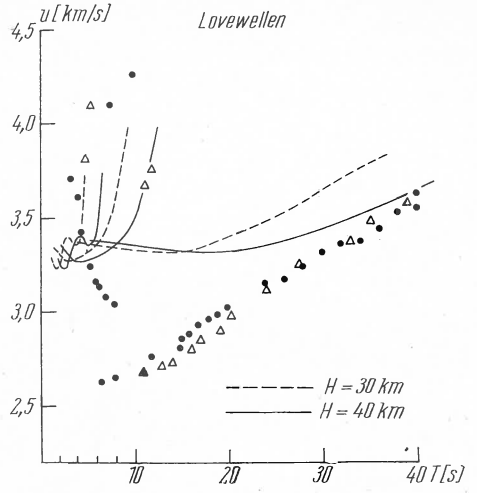
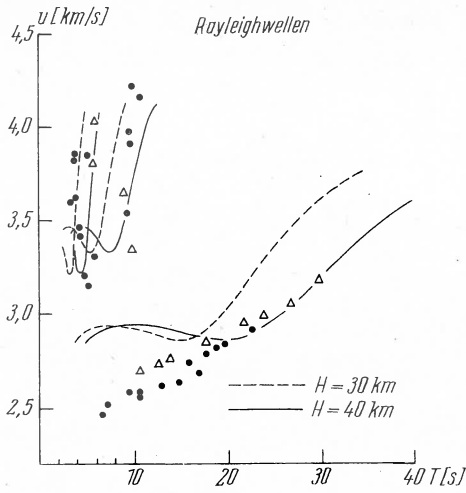


Abb. 3. Dispersion der Oberflächenwellen für das Beben am 9. 6. 1956 in Afghanistan. Punkte = Meßwerte von Jena, Dreiecke = Meßwerte von Prag

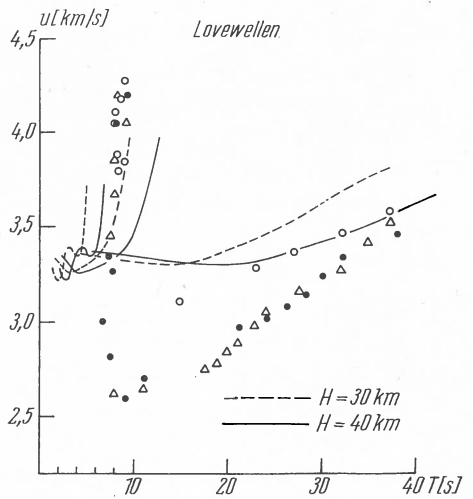
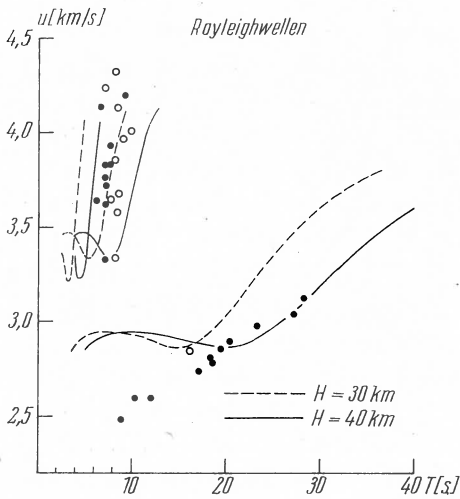


Abb. 4. Dispersion der Oberflächenwellen für das Beben am 16. 8. 1958 in Iran. Kreise = Meßwerte von Stuttgart, Punkte = Meßwerte von Jena, Dreiecke = Meßwerte von Prag

Für die empirische RAYLEIGH-Wellen-Dispersion wurde das Dreischichtenmodell DORMAN 8043 [3] zum Vergleich herangezogen. Seine Daten zeigt Tab. 3.

Tabelle 3

Schicht	Scher- geschwindigkeit β [km s ⁻²]	Dichte ρ [g cm ⁻³]	Schichtdicke h [km]
Sediment	2.30	2.340	2.105
Granit	3.55	2.817	17.895
Gabbro	3.80	2.922	20.000
Peridotit	4.70	3.300	

Erdkrustendicke $H = 40$ km

Die Dispersionskurven für die RAYLEIGH-Grundmode sowie die erste und zweite Schermode sind in den Abb. 1 bis 4 als ausgezogene Linien eingezeichnet. Die gestrichelten Linien stellen die entsprechenden Dispersionskurven für das gleiche Modell, jedoch bei einer Krustendicke von 30 km dar.

Die untersuchten Beben und ihre Dispersionskurven

1. Türkei, südöstlich vom Marmarameer, 20. 2. 1956, 20^h31^m37^s MGZ (39³/₄° N, 30¹/₂° E). Ausgewertet wurden die „Golicyn-Wilip“-Registrierungen von Stuttgart. Die Erdbebenwellen laufen vom Herd zur Station Stuttgart durch den Balkan, den westlichen Teil der Ungarischen Tiefebene und durch die Ostalpen. Die gemessenen Dispersionswerte sind als Kreise in Abb. 1 eingetragen. In der LOVE-Grundmode liegen die experimentellen Werte mit Perioden über 20 s zwischen den Vergleichskurven für eine Krustendicke von 30 km und 40 km, desgleichen die Werte der zweiten LOVE-Mode und der ersten Schermode. In den Grundmoden zeigt die beobachtete Dispersion bei den LOVE-Wellen mit Perioden von 20 s sowie bei den RAYLEIGH-Wellen mit Perioden von 14 s abnehmend einen ganz anderen Verlauf als die theoretischen Vergleichskurven. Es ist kein Geschwindigkeits-Minimum vorhanden, sondern die normale Dispersion der längeren Wellen wird fortgesetzt, jedoch mit starker Geschwindigkeitsabnahme.
2. Westküste der Türkei, 25. 4. 1959, 00^h26^m41^s MGZ (37° N, 28¹/₂° E). Die Registrierungen des vertikalen GOLICYN-Instrumentes von Jena und die „Golicyn-Wilip“-Registrierungen von Stuttgart wurden ausgewertet. Der Großkreis vom Herd nach Jena geht durch die Rhodopen,

die Ungarische Tiefebene und östlich an den Alpen vorbei. Nach Stuttgart laufen die Wellen am Osthang des Dinarischen Gebirges entlang und durch den westlichen Teil der Ungarischen Tiefebene sowie die Ostalpen. Die Jenaer Beobachtungswerte sind als schwarze Punkte, die Stuttgarter Werte als Kreise in Abb. 2 eingetragen. Die empirischen Dispersionswerte beider Stationen liegen ähnlich zu den Vergleichskurven wie die vom vorigen Beben.

Bei beiden Beben deuten die Grundmode-Werte mit größeren Perioden sowie die Werte der höheren Moden auf eine mittlere Erdkrustendicke der durchlaufenen Gebiete von ca. 35 km hin. In den LOVE-Mode-Vergleichskurven ist jedoch keine Sedimentschicht und in den RAYLEIGH-Wellenkurven nur eine geringe Sedimentschicht mit relativ hoher Geschwindigkeit berücksichtigt. Eine Sedimentschicht mit hinreichend kleiner Schergeschwindigkeit bewirkt eine Verschiebung der Kurven nach unten. Die Verschiebung ist stärker, je kürzer die Perioden sind [4]. Damit ist der abfallende Ast im kurzperiodischen Teil der beobachteten RAYLEIGH- und LOVE-Grundmode als Folge des sedimentären Einflusses zu erklären. Der Wert $H = 35$ km für die Erdkrustendicke kann demnach etwas zu hoch sein.

3. Afghanistan, 9. 6. 1956, $23^{\text{h}}13^{\text{m}}52^{\text{s}}$ MGZ ($35\frac{1}{2}^{\circ}$ N, $67\frac{1}{2}^{\circ}$ E). Registrierungen von Jena („Wiechert“ 1200 kg) und von Prag („Wiechert“ 1000 kg) wurden verwendet. Da die Erdbebenwellen an den Stationen aus Ostrichtung eintreffen, wurden die LOVE-Wellen von den NS-Komponenten und die RAYLEIGH-Wellen von den EW-Komponenten ausgewertet. Die Jenaer Meßwerte sind als schwarze Punkte und die Prager Werte als Dreiecke in Abb. 3 dargestellt. Der Wellenweg nach Jena führt durch Turkmenien (Kara-Kum), den nördlichen Teil des Kaspischen Meeres, das Donezbecken und den südlichen Teil von Polen. Nach Prag geht er nur wenig südlich davon durch dieselben Gebiete. Die empirischen Werte der LOVE-Grundmode liegen etwas unterhalb der Vergleichskurve für $H = 40$ km, die der RAYLEIGH-Grundmode auf der Kurve für $H = 40$ km. Der infolge des sedimentären Einflusses stark abfallende Ast beginnt für die LOVE-Wellen bei einer Periode von $T = 30-35$ s, für die RAYLEIGH-Wellen bei $T = 20$ s. Er ist im Vergleich zu denen der türkischen Beben nach rechts verschoben und hat einen flacheren Verlauf. Das bedeutet, die Sedimentschicht ist dicker [6] und ihre Schergeschwindigkeit ist größer. Das ist verständlich, da die Wellen Gebiete mit mächtigen Sedimentschichten durchlaufen, zum Beispiel das Donezbecken und das Kaspische Meer. Die höheren Moden von Jena deuten auf eine Krustendicke von höchstens 30 km. Sie stehen also im Widerspruch zu den

Grundmode-Ergebnissen. Einige Prager Werte liegen auf den Kurven für $H = 40$ km.

4. Hochland von Iran, 16. 8. 1958, $19^{\text{h}}13^{\text{m}}44^{\text{s}}$ MGZ (34° N, 48° E). Es wurden Registrierungen von Jena („Wiechert“ 1200 kg und „Golicyn“-Vertikalkomponente), Prag („Wiechert“ 1000 kg) und Stuttgart („Golicyn-Wilip“) benutzt. Die Erdbebenwellen laufen nach Prag und Jena auf demselben Großkreis: durch den Anatolischen Taurus, den Zentralen Teil des Schwarzen Meeres, die Karpaten und die Tatra. Nach Stuttgart laufen die Wellen durch den südwestlichen Teil des Schwarzen Meeres, die Transsylvanischen Alpen, die Ungarische Tiefebene und die Ostalpen. Die Prager und Jenaer Meßwerte der Rayleigh- und LOVE-Grundmode liegen ungefähr wie bei dem Afghanistanbeben. Dagegen liegen die Stuttgarter LOVE-Grundmode-Werte höher und der abfallende Ast scheint flacher zu sein. (Die RAYLEIGH-Grundmode ist nur durch einen Punkt belegt.) Das bedeutet, der sedimentäre Einfluß ist geringer. Vielleicht ist das darauf zurückzuführen, daß die Wellen von Iran nach Stuttgart einen kleineren Teil des Schwarzen Meeres durchlaufen als nach Jena und Prag. Die höheren Moden aller drei Stationen lassen wie die Jenaer Werte des Afghanistanbebens auf eine Krustendichte von höchstens 30 km schließen.

Es besteht also bei dem Afghanistan- und dem Iranbeben ein Widerspruch zwischen den Ergebnissen der Grund- und der höheren Moden. Nach den Grundmoden ist die Kruste in den Gebieten zwischen Afghanistan beziehungsweise Iran und den drei Stationen im Durchschnitt dicker als zwischen der Türkei und den Stationen. Nach den höheren Moden müßte sie dünner sein. Das erstere ist wahrscheinlicher.

Offensichtlich weichen die mittleren elastischen Eigenschaften der bei dem Afghanistan- und Iranbeben durchlaufenen Gebiete zu stark von den Parametern der verwendeten Vergleichsmodelle ab. Die Wellenwege sind sehr inhomogen. Landschaften mit mächtigen Sedimenten werden durchquert sowie Gebirgszüge, unter denen die MOHORoviČIĆ-Schicht sehr tief liegt. Eine besondere Rolle spielen das Kaspische [2] und das Schwarze Meer [5]. Unter beiden Meeren fehlt teilweise die Granitschicht, und die Sedimentschicht ist außerordentlich mächtig. Nach SAVARENSKIJ und VALDNER [5] hat das Schwarze Meer in seinem Zentralteil ozeanischen Charakter, wie das Fehlen der Lg-Wellen beweist.

Da die Gruppengeschwindigkeitsmethode nur die mittleren Eigenschaften des gesamten Weges liefert, ist es schwer, den Einfluß der verschiedenen Weganteile voneinander zu trennen. Gewisse Auskünfte über ein bestimmtes Gebiet kann man durch Bearbeitung von Erdbeben erhalten, deren Wellenwege sich möglichst nur in diesem Gebiet unterscheiden.

Sehr genaue Ergebnisse über die lokale Krustenstruktur eines bestimmten Gebietes lassen sich jedoch mit der Gruppengeschwindigkeitsmethode nicht erzielen. Hierzu ist die Anwendung der Phasengeschwindigkeitsmethode mit einem Stationsnetz in diesem Gebiet erforderlich.

Literatur

- [1] DORMAN, J.: Numerical solutions for LOVE wave dispersion on a half-space with double surface layer. *Geophysics* **24** (1959) S. 12—29.
- [2] GAGEL'GANC, A. A., GAL'PERIN, E. I., KOSMINSKAJA, I. P. und KRAKŠINA, P. M.: Stroenie zemnoj kory centralnoj časti Kaspijskogo Morja danym glubinnogo sejsmičeskogo zondirovanija. (Der Aufbau der Erdkruste im Zentralteil des Kaspischen Meeres nach den Ergebnissen der seismischen Tiefensondierung). *Dokl. Akad. Nauk SSSR, Moskva* **123** (1958) S. 520—522.
- [3] OLIVER, J., DORMAN, J. and SUTTON, G.: The second shear mode of continental RAYLEIGH waves. *Bull. Seism. Soc. Amer.* **49** (1959), S. 379—389.
- [4] OLIVER, J. and EWING, M.: The effect of surficial sedimentary layers on continental surface waves. *Bull. Seism. Soc. Amer.* **48** (1958) S. 339—354.
- [5] SAVARENSKY, E. F. and N. G. VALDNER: Observations of Lg and Rg waves from the Black Sea Basin earthquakes. *Annali Geofisica* **13** (1960) S. 129—134.
- [6] SHURBET, D. H.: Determination of sedimentary thickness in the Mexican geosyncline by RAYLEIGH wave dispersion. *Journ. Geophys. Research* **66** (1961) S. 899—902.
- [7] STONELEY, R.: RAYLEIGH waves in a medium with two surface layers (second paper). *Mon. Not. Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl.* **7** (1955) S. 71—75.

Diskussion

E. F. SAVARENSKIJ:

What about the points on the Fig. 3, perhaps they belong to the 1st mode but the short period part of group velocity curve?

D. GÜTH:

Ich glaube, daß sie zur 2. Mode gehören und dem Einfluß der Sedimente zuzuschreiben sind.

Oberflächenwellen bei Nahbeben in Mitteleuropa

G. SCHNEIDER

(verlesen von H. BERCKHEMER)

1. *Vorbemerkung.* Die Anregung zu dieser Untersuchung erhielt der Verfasser durch Veröffentlichungen von E. WANNER [1] und J. OLIVER—M. EWING [2]. Ziel dieser Arbeit ist es, festzustellen, in welchem Maße sich die Mächtigkeit der Sedimente auf die Ausbreitung von kurzperiodischen Oberflächenwellen in Mitteleuropa auswirkt.

2. *Material.* Der größte Teil des untersuchten Materials besteht in Registrierungen der GOLICYN—WILIP-Seismographen (Eigenperiode des Pendels $T_s = 12$ s, Eigenperiode des Galvanometers $T_g = 12$ s bzw. $T_s = 12$ s, $T_g = 50$ s) an der Erdbebenwarte Stuttgart. Daneben wurde verwendet die Aufzeichnung eines Vertikalseismographen nach PRESS—EWING ($T_s = 15$ s, $T_g = 90$ s), der vorübergehend an der Erdbebenwarte Chur (Schweiz) in Betrieb war.

Unter den Stuttgarter Seismogrammen 1930—1961 konnten nur etwa 20 Registrierungen gefunden werden, die für eine Bestimmung von Gruppenlaufzeiten an Oberflächenwellen aus wenigen hundert Kilometern Entfernung geeignet waren. Es sind das vor allem Erdbeben mit einem Hypozentrum, dessen Tiefe wenige Kilometer nicht überschreitet. Bei tiefer liegenden Herden sind die Amplituden der Sg-Welle so stark, daß sie auch auf den Aufzeichnungen langperiodischer Seismographen mit den Oberflächenwellen interferieren und so eine genaue zeitliche Festlegung der Phase von RAYLEIGH- bzw. LOVE-Wellen unmöglich machen. Besonders ungestörte Wellenzüge von RAYLEIGH-Wellen haben die Gebirgsschläge von Heringen und Merkers geliefert. Hier lag die Herdtiefe bei etwa $h = 1$ km [3].

3. *Auswertungsverfahren.* Die Zuordnung der Perioden zu den Gruppenlaufzeiten erfolgte nach den von E. F. SAVARENSKIJ [4] beschriebenen Verfahren.

Sämtliche Werte wurden mit der instrumentell bedingten Gruppenlaufzeitkorrektur versehen. Die Gruppenlaufzeit läßt sich aus der Phasen-

laufzeit, wie folgt, ableiten:

$$\text{Phasenlaufzeit } \tau_P = \frac{\varphi}{\omega};$$

(φ = Phasenwinkel; ω = Kreisfrequenz).

$$\text{Gruppenlaufzeit } \tau_G = \frac{d\varphi}{d\omega} = \frac{d}{d\omega} (\tau_P \omega),$$

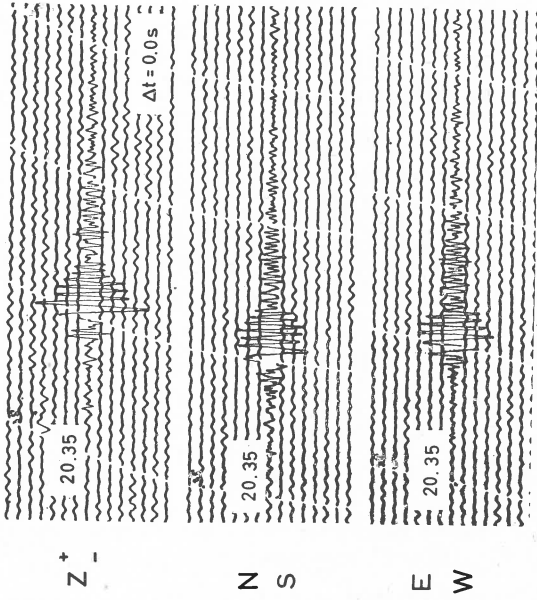
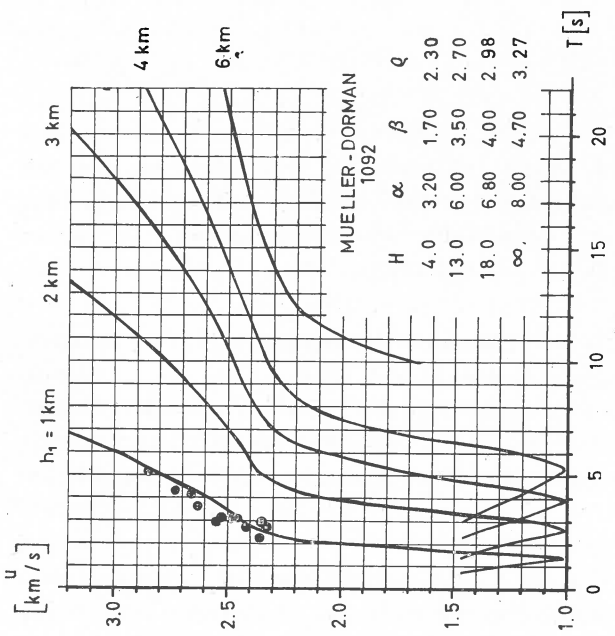
$$\tau_G = \tau_P + \omega \frac{d\tau_P}{d\omega}.$$

Für die GOLICYN-WILIP-Seismographen ($T_s = T_g = 12$ s) wurden die Gruppenlaufzeiten aus der Phasencharakteristik durch numerische Differentiation gewonnen, für das PRESS-EWING-System einer Veröffentlichung von J. N. BRUNE u. a. [5], für die langperiodische GOLICYN-WILIP-Abstimmung ($T_s = 12$ s, $T_g = 50$ s) einer Diplomarbeit von K. HILLER [6] entnommen. Die Notwendigkeit dieser Korrektur wird in Abschnitt 10 dargelegt.

4. *Das Untersuchungsgebiet.* Die Nordgrenze des Untersuchungsgebietes ist durch die geographische Lage der Gebirgsschläge von Heringen und Merkers in den nordwestlichen Ausläufern des Thüringer Waldes bestimmt. Sie fällt ziemlich genau mit der jungpaläozoischen Spessartschwelle zusammen. Der Raum bis zur Donau, ein Bestandteil des Germanischen Beckens, ist durch relativ geringmächtige jungpaläozoische und mesozoische Sedimente in kontinentaler bzw. epikontinentaler Fazies charakterisiert. Zwischen Donau und den Alpen liegt als Vorsenke das Molassebecken. Die Mächtigkeit der jungtertiären Sedimente nimmt hier gegen Süden sehr stark zu, um am Alpenrand die Größenordnung von 5 km zu erreichen. Der südlichste Erdbebenherd liegt bei Ancona (Italienische Adria), so daß neben dem eigentlichen Alpengebiet als weitere geologische Einheit die Poebene hinzukommt.

5. *Ausbreitung von Rayleigh-Wellen innerhalb des Germanischen Beckens.* Bei den Gebirgsschlägen von Heringen 1953 und Merkers 1961 wurden in Stuttgart deutlich dispergierte Züge von RAYLEIGH-Wellen registriert. Ein Anteil an LOVE-Wellen ist auf den Seismogrammen nicht erkennbar (Abb. 1). Als theoretische Dispersionskurve wurde zunächst ein Modell nach ST. MÜLLER-J. DORMAN [7] für die RAYLEIGH-Grundmode verwendet. Es ist ursprünglich für eine 4 km mächtige Sedimentauflage gerechnet worden. Hieraus lassen sich leicht durch gleichzeitige Änderung von Schichtdicke und Wellenlänge auch theoretische Dispersionskurven für andere Sedimentmächtigkeiten bestimmen (Abb. 1). Der Vergleich zwischen empirischen Werten und der entsprechenden theoretischen Kurven-

Stuttgart „Golitsyn – Wilip“ 12-12



22. Febr. 1953, H = 20 : 34 : 36
 50° 55' N, 10° 00' E, Heringen.
 h = 1 km, Δ = 248 km.

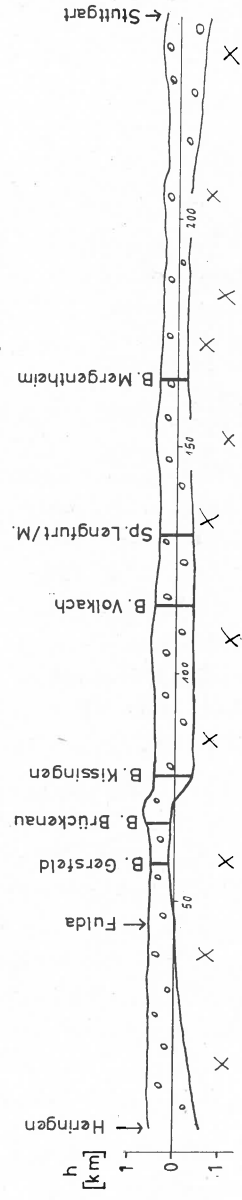


Abb. 1

schar ergibt gute Übereinstimmung bei etwa $h_{sed} = 1$ km, was auch dem geologischen Schnitt entlang des Wellenweges entspricht. Der Wellenweg bestimmt in seiner Gesamtheit bei einer Betrachtung von Gruppengeschwindigkeiten die Dispersion. Die geologischen Profile wurden nach Möglichkeit durch Ergebnisse von Tiefbohrungen (Tab. 1) und reflexions-

Tabelle 1
Tiefbohrungen

	Wahre Endteufe in (m)	Geologie bei Endteufe	Literatur
Hettenhausen bei Gersfeld	477	Grundgebirgsbreccie	[8]
Brückenau II (Unterfranken)	420	Gneis	[9]
Kissingen	1080	Kristallin	[10]
Volkach	1328	Diorit	[11]
Mergentheim	551.0	Rotliegendes	[12]
Albershausen (Krs. Göppingen)	881.4	Gneis	[13]
Upflamör (Krs. Saalgau)	1172.2	Granit	[14]
Buttenhausen I (Krs. Münsingen)	774.6	Muschelkalk	[15]
Dingelsdorf I (Krs. Konstanz)	2702.1	Kristallin	[16]
Opfenbach I (Krs. Lindau)	4510.0	Muschelkalk	[16]

seismischen Messungen [10, 17, 18, 19] gesichert. Die Angaben über die Erdbeben, deren Registrierungen bei der Untersuchung Verwendung fanden, sind in Tab. 2 zusammengestellt. Ein Vergleich der empirischen Dispersionskurven für Merkers und für Heringen ergab sehr gute Übereinstimmung. Die Wellenwege sind für beide Fälle nahezu identisch, wie auch der Herdvorgang. Da der Geschwindigkeitskontrast (für Longitudinalwellen) zwischen Sedimentschicht und Granit bei dem MÜLLER-DORMAN-Modell etwas zu groß ist, wurde noch ein 2-Schichtenfall nach K. KANAI [25] zum Vergleich herangezogen. Resultate beider Gebirgsschläge sind in diese theoretische Kurvenschar eingezeichnet worden (Abb. 2). Eine starke Abweichung gegenüber den MÜLLER-DORMAN-Kurven ist jedoch nicht festzustellen.

Bei dem Bodenseebeben 1935 liegt der Herd zwar in der nördlichen Randzone der süddeutschen Molasse. Die Molassesedimente mit großen Mächtigkeiten beschränken sich auf das unmittelbare Epizentralgebiet, so daß diese sich noch kaum auf die Dispersion der RAYLEIGH-Wellen

Tabelle 2
Angaben zu den verwendeten Erdbeben

	Koordinaten		Herzzeit	Epizentral- entfernung [km]	Lit.
	φ	λ			
31. Jan. 1935 Bodensee	47° 42.1' N	9° 01.0' E	12:39:30.3	120	[21]
24. Juli 1951 Wallis	46° 23' N	7° 33' E	09:28.0	290	[20, 24]
22. Febr. 1953 Heringen	50° 55' N	10° 00' E	20:34:36	248	[3, 20]
28. Jan. 1955 Tibet	33° N	82° 5' E	17:02:33	6150	[20]
22. Mai 1955 Innsbruck	47° 4' N	11° 5' E	04:57:32	230	[20]
12. Jan. 1956 Budapest	47° 4' N	19° 1' E	05:46:08	750	[20]
30. Sept. 1958 Lechtaler Alpen	47° 16' N	10° 34' E	08:45:27	193	[20, 22]
26. Apr. 1959 Venetianer Alpen	46° 26' N	13° 01' E	14:45:13	380	[20]
29. Juni 1961 Merkers/Rhön	50° 9' N	10° 2' E	12:52:50	243	[20]
25. Aug. 1961 Allgäuer Alpen	47° 5' N	10° 5' E	12:21:58	173	[20]
25. Apr. 1962 Grenoble	45° 03' N	5° 30' E	04:44:48	504	[23]
Seismogramme: Stuttgart „Golicyn-Wilip“ 12—12.					
22. Okt. 1960 West-Rumänien	46° 1' N	21° 0' E	19:17:50	940	[20]
Seismogramm: Stuttgart „Golicyn-Wilip“ 12—50.					
28. Sept. 1960 Mittel-Italien	43° 2' N	13° 8' E	20:46:00	470	[20]
Seismogramm: Chur „Press-Ewing“ Z 15—90.					

auswirken können. Es ergibt sich wiederum eine Sedimentauflage von etwa $h_{sed} = 1$ km. Registrierung und Dispersionskurven sind in [26] veröffentlicht.

6. *Ausbreitung von Rayleigh-Wellen durch das Molassebecken.* In den Wellenweg eines in Stuttgart registrierten Erdbebens mit Herd in den Allgäuer Alpen ist zwischen dem Rand der Nördlichen Kalkalpen und dem Schwäbischen Stufenland das Süddeutsche Molassebecken eingeschaltet. Das wirkt sich, wie man am Verlauf der empirischen Disper-

sionskurve sieht, in einer Verdoppelung der mittleren Sedimentmächtigkeit auf $h_{sed} = 2$ km aus (Abb. 3). Ein Erdbeben, das seinen Herd in den benachbarten Lechtaler Alpen hatte, erbrachte als Kontrollfall die gleichen Ergebnisse.

Der Wellenweg gliedert sich in den genannten beiden Fällen in drei Bestandteile: Nordalpen, Molassetrog, Schwäbisches Stufenland. Dieser Aufteilung entsprechend wurde eine theoretische Dispersionskurve zusammengesetzt. Die Sedimente in den Nördlichen Kalkalpen haben nach Erfahrungen der Refraktionsseismik [27] Werte für die Geschwindigkeit der Longitudinalwellen von $\alpha = 4.5 - 5.5$ km/s. Deshalb wurde für den

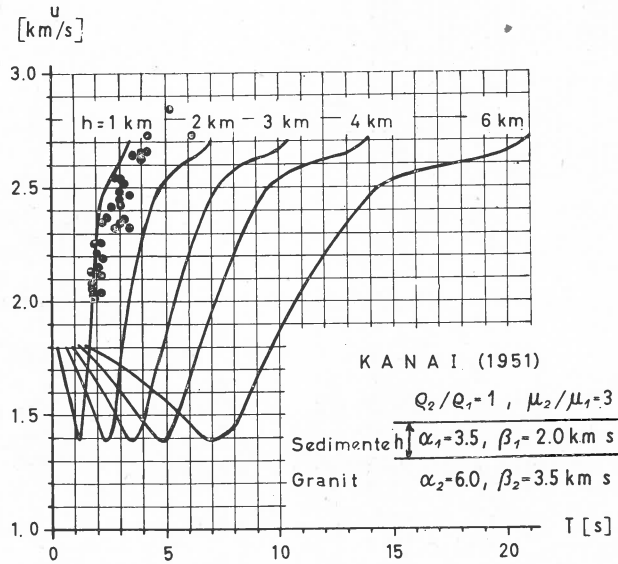
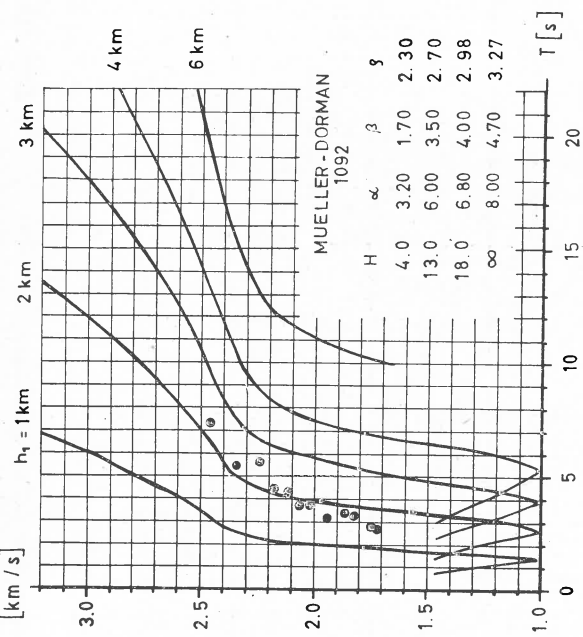


Abb. 2. RAYLEIGH-Wellen Merkers + Heringen/Stuttgart

ersten inneralpinen Anteil des Wellenweges ein Modell nach H. JEFFREYS [28] mit geringerem Geschwindigkeitskontrast Sediment : Granit gewählt. Für die beiden anderen Wegabschnitte wurden die Kurven von ST. MÜLLER-J. DORMAN [7] bzw. K. KANAI [25] benützt. Die so zusammengesetzte Dispersionskurve, gestrichelt in die Kurvenscharen nach K. KANAI und ST. MÜLLER-J. DORMAN eingezeichnet, schmiegt sich sehr gut den empirischen Werten an (Abb. 4). Der für die Sedimente im außeralpinen Bereich angenommene Wert der Longitudinalwellengeschwindigkeit $\alpha = 3.5$ km/s entspricht etwa dem Mittel der Geschwindigkeitswerte von $\alpha = 3.7$ km/s, die im Bohrloch Scherstetten bei Augsburg an den Schichten des Mesozoikums und des Tertiärs gemessen worden sind [29].

Stuttgart "Galicyn - Wiilip" 12-12



25. August 1961, H = 12 : 21:58
 47°5 N, 10°5 E, Allgäuer Alpen.
 $\Delta = 173$ km.

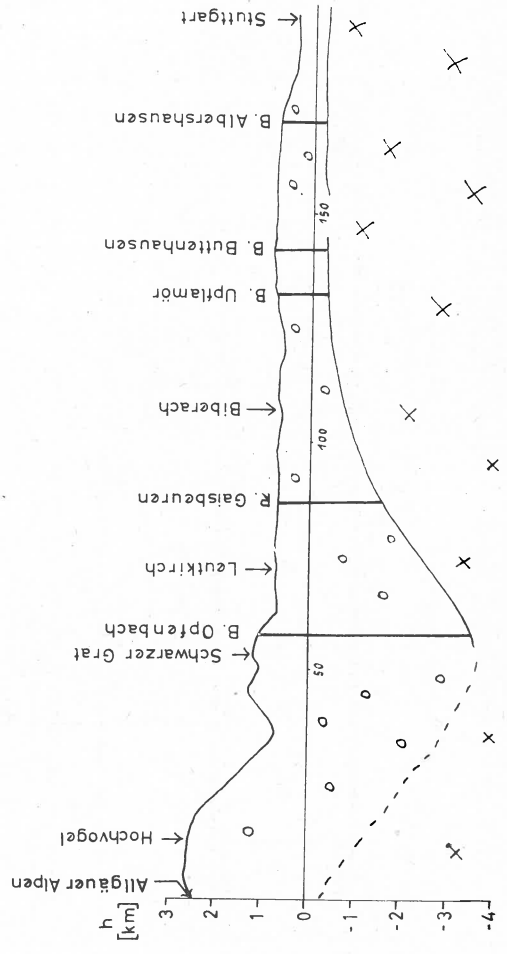


Abb. 3

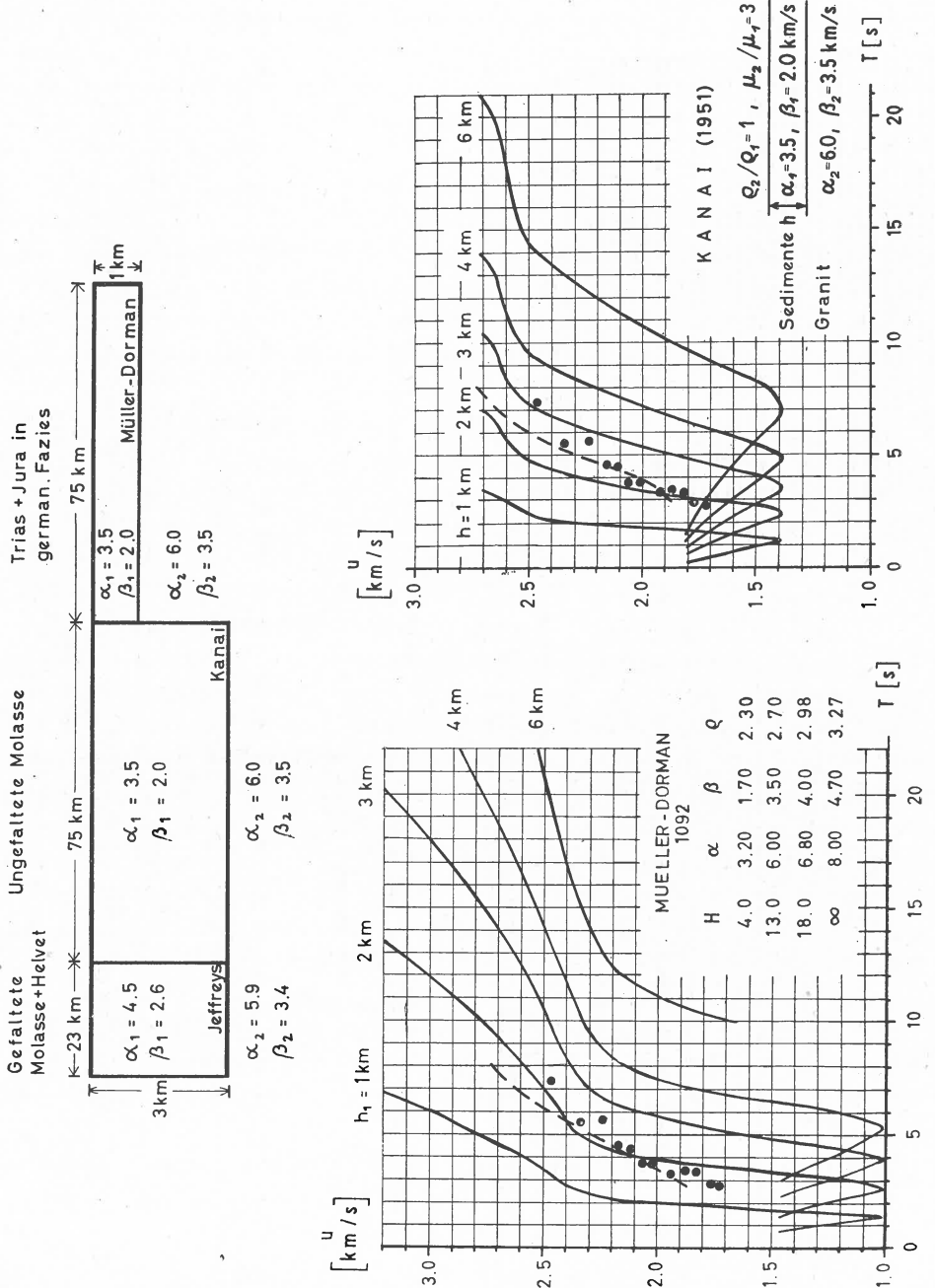


Abb. 4. RAYLEIGH-Wellen 25. August 1951 (Allgäuer Alpen), zusammengesetztes Modell

Auch bei Erdbeben, deren Herde in den West- oder Südalpen liegen, ist es in erster Linie der Anteil des Molassebeckens, der die Dispersion bestimmt. Dies konnte bei Wellenwegen mit verschiedenen Azimuten festgestellt werden. Untersucht wurden Beben aus der Gegend von Grenoble, dem Wallis, dem Berner Oberland, den Karnischen- und den Venetianer Alpen. Die mittlere Sedimentdicke liegt hier je nach Azimut, d. h. auch nach Größe des Anteils des Wellenweges durch das Molassebecken, bei $h_{sed} = 1.5-2$ km. Bei der Aufstellung der empirischen Dispersionskurve für Gruppengeschwindigkeiten von RAYLEIGH-Wellen bei dem Budapester Erdbeben 1956 erhält man eine mittlere Mächtigkeit der Sedimente von $h_{sed} = 1.5$ km. Die geologische Erklärung ist darin zu suchen, daß das süddeutsche Molassebecken von den RAYLEIGH-Wellen nur in seinem nördlichen Teil durchquert wird und hier die Sedimente gegen die Böhmisches Masse sehr stark abnehmen.

7. *Fortpflanzung von Rayleigh-Wellen durch die Poebene.* Aus der Registrierung des PRESS-EWING-Seismographen in Chur wurde eine Dispersionskurve ermittelt, die den Einfluß der Poebene, eines der mächtigsten Sedimentablagerungsgebiete Europas, zeigt. Ob die der Kurvenschar zu entnehmende Sedimentbedeckung von $h_{sed} = 6$ km quantitativ richtig ist, bleibt offen. Der Anteil des Wellenweges innerhalb der Alpen dürfte nur unwesentlich zur Dispersion beigetragen haben.

8. *Dispersion von Lovewellen.* Bei einem Erdbeben mit Herd nördlich von Innsbruck wurden in Stuttgart vor allem LOVE-Wellen registriert. Aus der empirischen Dispersionskurve wie auch bereits an Hand eines Vergleichs der Registrierungen der drei Seismographenkomponenten kann deutlich gemacht werden, daß im Periodenbereich um $T = 6$ s RAYLEIGH- und LOVE-Wellen gleiche Gruppengeschwindigkeiten haben. Eine sehr gute Registrierung von kurzperiodischen LOVE-Wellen wurde in Stuttgart mit einem Satz „Golicyn-Wilip“ 12—50 bei einem Erdbeben in Westrumänien 1960 erhalten. Außerdem wurde zur Untersuchung des Sedimenteinflusses auf die Dispersion von LOVE-Wellen ein Erdbeben mit Herd in Tibet herangezogen.

Der Vergleich der empirischen Gruppengeschwindigkeit von LOVE-Wellen bei den drei genannten Erdbeben mit einer theoretischen Kurve zeigt deutlich, daß schon von Perioden um $T = 20$ s an die Sedimente stark wirksam werden (Abb. 5).

9. *Statistische Fehlerbetrachtung.* Für diese Betrachtung wurde als Beispiel das Bodensee-Beben 1935 gewählt. Von W. HILLER [21] wurden folgende Daten für dieses Erdbeben bestimmt:

Koordinaten: $47^{\circ}42.1' N$, $9^{\circ}01.0' E \pm 2-3$ km .

Herdzeit: $13 : 39 : 30.3 \pm 0.5$ s.

Epizentralentfernung nach Stuttgart: $s = 120$ km .

Für eine Periode $T = 5.2 \text{ s}$ ergab sich eine Gruppengeschwindigkeit $u = 2.87 \text{ km/s}$.

Die Gruppengeschwindigkeit u ist:

$$u = s/t_u$$

(t_u = Gruppenlaufzeit unter Berücksichtigung der instrumentell bedingten Gruppenlaufzeitkorrektur).

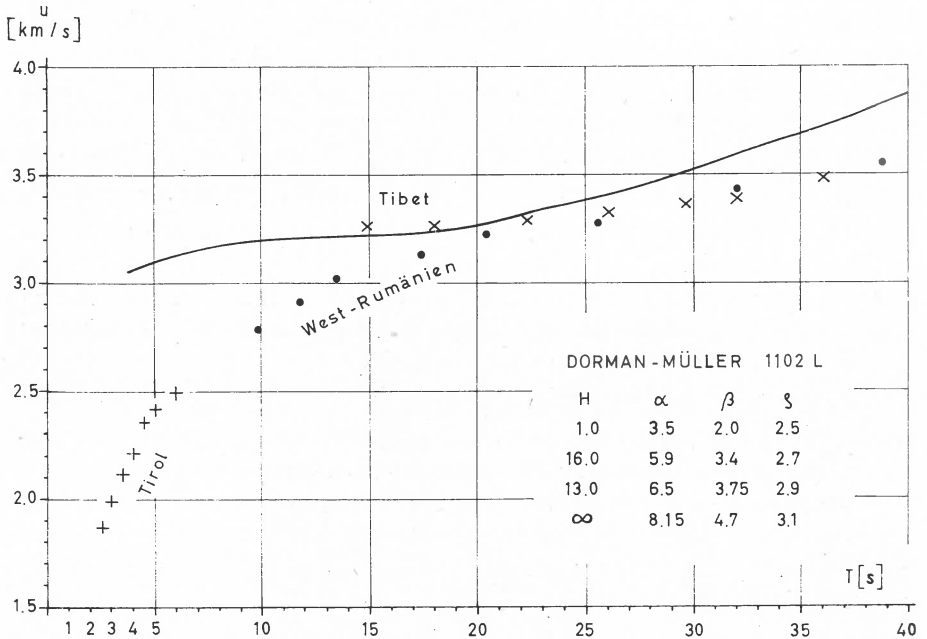


Abb. 5. Gruppengeschwindigkeitsdispersion für LOVE-Wellen

Der mittlere wahrscheinliche Fehler beträgt:

$$m_w = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial s}\right)^2 m_s^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial t}\right)^2 m_t^2}$$

(m_s, m_t sind die Schwankungen in den Koordinaten bzw. der Herdzeit, d. h. auch in der Epizentralentfernung bzw. der Gruppenlaufzeit).

$$\frac{\partial u}{\partial s} = \frac{1}{t}, \quad \frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{s}{t^2},$$

$$m_w = \sqrt{\frac{2,5^2}{42,7^2} + \frac{120^2}{42,7^2}} \cdot 0,25 = \pm 0,12 \text{ km/s}.$$

Der entsprechende prozentuale Fehler für den oben genannten speziellen Wert von u würde also

$$m_{u\%} = 4.2\%$$

betragen. Die entsprechende Schwankung in der Mächtigkeit der auflagernden Schicht beläuft sich dann, wie man an Hand der theoretischen Kurvenschar leicht erkennen kann, auf $m_{\text{sed}} = \pm 200$ m.

10. *Systematische Fehlerbetrachtung.* Für einen GOLICYN-WILIP-Seismographen 12 — 12 beträgt bei $T = 5.2$ s die Gruppenlaufzeitkorrektur $\Delta t_u = -1.4$ s. Bei Nichtberücksichtigung derselben ergäbe sich ein systematischer Fehler in der Gruppenlaufzeit bzw. der Gruppengeschwindigkeit von 3%. Ohne Berücksichtigung dieser Größe würden wir zu große Schichtdicken erhalten.

Ich danke den Herren Prof. Dr. W. HILLER, Dozent Dr. H. BERCKHEMER und Dr. St. MÜLLER für zahlreiche Anregungen und Vorschläge zu dieser Arbeit sowie für die Überlassung des wissenschaftlichen Beobachtungsmaterials.

Literatur

- [1] WANNER, E.: Über die Mächtigkeit der Molasseschichten. Vierteljahresschrift der Naturforsch. Ges. Zürich **79** (1934) S. 341—361.
- [2] OLIVER, J. and EWING, M.: The effect of surficial sedimentary layers on continental surface waves. Bull. Seism. Soc. Am. **48** (1958) S. 339—354.
- [3] SPONHEUER, W.: Seismische Untersuchungen zum Gebirgsschlag Merkers/Rhön am 8. Juli 1958. Freiburger Forschungshefte C 81 (1960) S. 64—79.
- [4] SAWARENSKIJ, J. F.: On the determination of group and phase velocities from observations. Iswest. Akad. Nauk. Geophys. Ser. (1959) S. 1102—1107.
- [5] BRUNE, J. N., NAFE, J. E. and OLIVER, J. E.: A simplified method for the analysis and synthesis of dispersed wave trains. Journ. Geophys. Res. **65** (1960) S. 287—304.
- [6] HILLER, K.: Ein homogener Satz GOLICYN-WILIP-Seismographen in der Kombination mit langperiodischen Spiegelgalvanometern. Berechnung, Durchführung und Eichung einer Spezialabstimmung. Diplomarbeit TH Stuttgart (1960).
- [7] MÜLLER, St. und DORMAN, J.: Theoretische Dispersionskurven. Unveröff. Mskr. (1959).
- [8] MÜHLEN, W. v. z.: Ergebnisse der „Steinbruch-Seismik“ im Siegerland, Kraichgau und in Hessen/Unterfranken. Geol. Jb. **71** (1956) S. 569—594.
- [9] BENTZ, A.: Ist Unterfranken erdöhlöffig? Z. Petroleum **28** (1932) S. 3—12.
- [10] REICH, H.: Die geologischen Ergebnisse seismischer Registrierungen großer Sprengungen in Deutschland. Geof. pura e appl. **40** (1958) S. 41—48.
- [11] Mitt. von Herrn Dr. O. F. GEYER, Geol.-Paläont. Institut der TH Stuttgart.
- [12] CARLÉ, W.: Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Tiefbohrung in Bad Mergentheim. Jb. für Statistik und Landeskunde **3** (1956) S. 229—260.
- [13] HUF, W.: Schichtenverzeichnis der Bohrung Albershausen I. Unveröff. Mskr. (1959).
- [14] WIRTH, E.: Die Schichtenfolge der Erdölaufschlußbohrung Upflamör I, Schwäbische Alb. Jb. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F. **42** (1960) S. 129—160.
- [15] WIRTH, E.: Die Schichtenfolge der Erdölaufschlußbohrung Buttenhausen I, Schwäbische Alb. Jb. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F. **40** (1958) S. 107—128.

- [16] LEMCKE, K. und WAGNER, R.: Zur Kenntnis des vortertiären Untergrundes im Bodenseegebiet. Bull. Ver. Schweizer Petrol.-Geol. u. Ing. **27** (1961) S. 9—14.
- [17] REICH, H.: Über seismische Beobachtungen der PRAKLA von Reflexionen aus großen Tiefen bei den großen Steinbruch-Sprengungen in Blaubeuren am 4. März und am 10. Mai 1952. Geol. Jb. **68** (1953) S. 225—240.
- [18] ELBERSKIRCH, W. und LEMCKE, K.: Zur Tektonik der nordalpinen Molasse-senke. Z. Deutsch. Geol. Ges. **105** (1953) S. 307—323.
- [19] GALFI, J. und STEGENA, L.: Tiefenreflexionsversuche in Ungarn zum Studium der kontinentalen Aufbauung. Geol. Rundschau **46** (1957) S. 26—29.
- [20] BUREAU CENTRAL INTERNATIONAL DE SÉISMOLOGIE: Bulletin Mensuel (1951, 1953, 1955, 1956, 1958, 1959, 1960, 1961).
- [21] HILLER, W.: Die Erdbeben am Untersee (Bodensee) vom 31. Januar 1935. Jb. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. **25** (1935) S. 81—92.
- [22] TRAPP, E.: Die Erdbeben Österreichs 1949—1960. Mitt. Erdb. Komm. N. F. **67** (1961) S. 1—23.
- [23] BUREAU CENTRAL INTERNATIONAL DE SÉISMOLOGIE: Détermination préliminaire No. 20 (1962).
- [24] WANNER, E.: Jahresbericht des Erdbebendienstes der Schweiz im Jahre 1951 (1952).
- [25] KANAI, K.: On the group velocity of dispersive surface waves. Bull. Earthqu. Res. Inst. **29** (1951) S. 49—60.
- [26] SCHNEIDER, G.: Der Einfluß der Sedimentmächtigkeit auf die Dispersion von RAYLEIGH-Wellen. HERMANN-ALDINGER-Festschrift (1962) S. 159—162.
- [27] BEHNKE, C., GIESE, P., PRODEHL, C. and VISENTINI, G. DE: Seismic refraction investigations in the Dolomites for the exploration of the earth's crust in the Eastern Alpine area 1961. Boll. Geof. Teor. Appl. **4** (1962) S. 110—141.
- [28] JEFFREYS, H.: The surface waves of earthquakes. Monthly Not. Geophys. Suppl. **3** (1935) S. 253—261.
- [29] PALME, W.: Die seismischen Geschwindigkeiten in der Bohrung Scherstetten I. Geol. Bav. **24** (1955) S. 144—148.

Diskussion

E. F. SAVARENSKIJ:

What about the using of the LOVE waves?

H. BERCKHEMER:

Den RAYLEIGH-Wellen wird deshalb der Vorzug gegeben, weil sie auf der Vertikal-komponente in reiner Form zu finden sind. Nur bei besonders günstigen Azimuten zum Herd erhält man reine LOVE-Wellen.

V. KÁRNÍK:

Wir registrieren in Průhonice oft starke Oberflächenwellen, die an die sedimentäre Schicht gebunden sind, meist von Herden, welche auf der Oberfläche (Explosionen) oder in der Nähe der Oberfläche liegen (Bergschläge). Haben Sie nicht auch die Frage der Existenz in Abhängigkeit von der Herdtiefe untersucht?

H. BERCKHEMER:

Die beiden ersten Beispiele beziehen sich auf Bergschläge, also sehr geringe Herdtiefe. Die anderen Herde dürften normal tief sein. Da die Herdtiefe auf die Dispersion keinen Einfluß hat, wurde diese nicht speziell untersucht.

The scattering of RAYLEIGH waves at continental margins and the structure of the margin of the basin of the western Mediterranean

L. KNOPOFF, F. PRESS and W. L. PILANT

(read by S. MÜLLER)

Summary

Variation in crustal thickness at continental margins is associated with a frequency dependent scattering of surface waves. The surface waves are converted into body waves and mode conversion takes place. The surface waves can be observed to be reflected and transmitted with reflection and transmission coefficients that depend upon layer thicknesses and periods. Observations taken from the Mediterranean network of seismographs show significant attenuation of short-period seismic surface-waves with a cutoff at about 10–12 seconds. Several examples are provided. Results from model studies upon this problem are presented and a correlation is made with the observations in the Mediterranean. The attenuation is shown to be associated with RAYLEIGH wave propagation to and from the thicker continental crust and the thinner oceanic crust in the Mediterranean.

Diskussion

E. F. SAVARENSKIJ:

What about the method of determination of phase velocity from group velocity by BRUNE and others from USA? Perhaps if we have the observation of only one station it gives us the same results?

S. MÜLLER:

The method of BRUNE, NAFE and OLIVER (1960) is very powerful in the case of homogeneous wave paths. It gives a very good estimation of the range of probable phase velocity values. Comparison with theoretical models permits to decide which of the possible solutions will be the correct one. The discrepancy between the phase velocities obtained by tripartite arrays and the ones deduced from group velocity measurements will not be too serious in that case.

Untersuchungen an kontinentalen RAYLEIGH-Wellen in Eurasien

S. MÜLLER

Zwei Erdbeben, die sich im April 1961 in Sinkiang (China) ereigneten, wurden in Stuttgart mit einem langperiodischen PRESS-EWING-Seismographen außergewöhnlich klar aufgezeichnet. In beiden Fällen war das Epizentrum ($40^{\circ}1\text{ N}$, $77^{\circ}8\text{ E}$) an derselben Stelle, 5340 km von Stuttgart entfernt. Die U.S.Coast and Geodetic Survey ermittelte aus den Beobachtungen folgende Herddaten:

Datum	4. April 1961	13. April 1961
Herdzeit	09 : 46 : 36.6 G.M.T.	16 : 34 : 39.1 G.M.T.
Herdtiefe	16 km	19 km
Magnitude	6.0 (Palisades)	6.5 (Palisades)
Epizentrum	$40^{\circ}1\text{ N}$, $77^{\circ}8\text{ E}$	

Der durchlaufene Wellenweg war rein kontinental und querte nur in der Nähe des Herdes ein ausgedehntes Gebirgsmassiv.

Beide Seismogramme, die kurz beschrieben werden sollen, gleichen sich selbst in den kleinsten Einzelheiten. Der RAYLEIGH-Wellenzug beginnt mit einem Gruppengeschwindigkeitsmaximum ($U_{max} \simeq 3.8\text{ km/s}$) für Perioden (T) um 70 Sekunden. Auf einem langperiodischen, invers dispergierten Signalanteil reitet der dominierende Wellenzug mit regulärer Dispersion. Zu dem Zeitpunkt, der einer Gruppengeschwindigkeit von etwas unter 3 km/s entspricht, wird ein impulsartiger Rg-Einsatz beobachtet, auf den unmittelbar eine Wellengruppe mit inverser Dispersion folgt. Eine Dispersionsanalyse nach der sogenannten „Peak-and-Trough“-Methode ist nur bis zur ersten Schwebungslücke möglich. Das Verfahren versagt für die unregelmäßige Coda, die sich an das nur schwach angedeutete Gruppengeschwindigkeitsminimum um $T \simeq 22\text{ s}$ anschließt.

Wie schon erwähnt, stammten die Seismogramme von einem langperiodischen PRESS-EWING-Seismographensystem (Z 15-94-s), dessen Seismometer eine Eigenperiode von $T_s = 15\text{ s}$ besaß und überkritisch gedämpft war. Das Galvanometer mit einer Eigenperiode von $T_G = 94\text{ s}$

dagegen war schwach unterdämpft. Die Spitzenvergrößerung des Systems lag bei etwas über 1000fach, und die Rückwirkung erreichte ungefähr 10 Prozent. Durch diese instrumentellen Kenngrößen konnte der Vergrößerungskurve eine besonders günstige Form gegeben werden. Die dynamische Vergrößerung fiel von ihrem Maximum bei $T \approx 15$ s allmählich auf 60% bei $T \approx 80$ s ab.

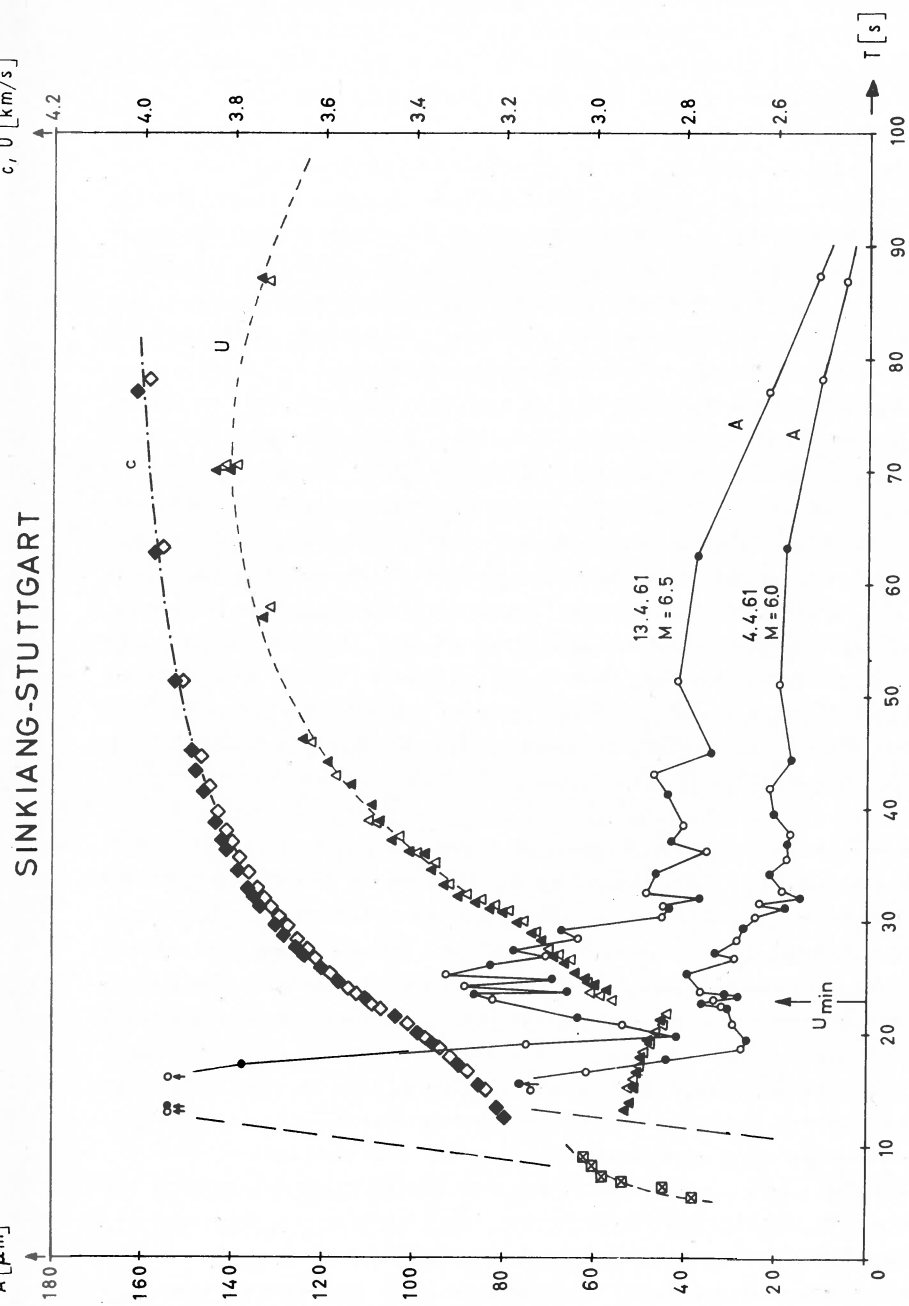
Besondere Aufmerksamkeit wurde den instrumentellen Laufzeitverzerrungen geschenkt. Es zeigte sich, daß die Phasenlaufzeitverzögerung bis zu 14.3 s betragen kann. Die Gruppenlaufzeitverzögerung war sogar noch größer. Sie erreichte in dem betrachteten Spektralbereich einen Wert von 24 s. Werden diese Laufzeitverzerrungen vernachlässigt, wie das in der Vergangenheit meist der Fall war, so können beträchtliche Fehler bei der Geschwindigkeitsbestimmung auftreten.

In der Abbildung ist das Ergebnis der Dispersionsanalysen zu sehen. Die Gruppengeschwindigkeitswerte (Δ 4.4.61; \blacktriangle 13.4.61) wurden nach dem erwähnten Standardverfahren ermittelt. Dabei wurden die Laufzeitverzögerungen des Seismographensystems entsprechend berücksichtigt. Die beiden Analysen weichen nur geringfügig voneinander ab. Deutlich sichtbar sind das Gruppengeschwindigkeitsmaximum um $T \approx 70$ s mit der zugehörigen AIRY-Phase sowie der mit der Rg-Phase ($T \approx 13 \dots 15$ s) zusammenhängende Kurvenast mit inverser Dispersion. Zusätzlich eingetragen sind Ergebnisse von KOVACH [4], die den Einfluß der Sedimentbedeckung für Perioden kleiner als 10 Sekunden zeigen sollen. Diese Daten (\boxtimes 24.6.58) stammen von einem Erdbeben in Sinkiang ($40^\circ 5' N$, $78^\circ 5' E$), das am 24. Juni 1958 in Uppsala aufgezeichnet worden war.

Die Phasengeschwindigkeitsdispersion wurde nach dem Verfahren von BRUNE, NAFE und OLIVER [3] analysiert. Hier ist es besonders wichtig, die instrumentellen Laufzeitverzerrungen zu berücksichtigen. Die Festlegung der Ordnungszahl n , aus der sich die Anfangsphase des Herdvorgangs bestimmen läßt, wird dadurch erleichtert, daß im Periodenbereich zwischen 45 und 55 Sekunden für die Phasengeschwindigkeit erfahrungsgemäß ein Wert von 4.0 ± 0.1 km/s beobachtet wird. Im vorliegenden Fall ist die Numerierung der Wellenberge und -täler im Seismogramm eindeutig, so daß jede Unsicherheit ausgeschaltet werden kann. Den Phasengeschwindigkeitswerten (\diamond 4.4.61; \blacklozenge 13.4.61) liegt dem zuerst ankommenden Wellental entsprechend die Ordnungszahl $n = +0.5$ zugrunde.

Die experimentell gewonnenen Ergebnisse sollen nun mit theoretisch berechneten Dispersionskurven für verschiedene Krustenmodelle verglichen werden. Zieht man zum Vergleich eine Einschichtkruste (Modellfall 1106 [5]) heran, so ist erwartungsgemäß die Übereinstimmung in den

SINKIANG-STUTTGART



Phasengeschwindigkeits- (c) und Gruppengeschwindigkeitsdispersion (U) sowie Amplitudenverhalten (A) von kontinentalen RAYLEIGH-Wellen zwischen Sinkiang und Stuttgart ($\Delta = 5340$ km). Verwendete Symbole:

Erdbeben vom	Magnitude	Phasengeschwindigkeit	Gruppengeschwindigkeit
4. 4. 61	6.0	\diamond	Δ
13. 4. 61	6.5	\blacklozenge	\blacktriangle

\times = Gruppengeschwindigkeitswerte (RAYLEIGH-Grundmode) vom 24. 6. 58 zwischen Sinkiang und Uppsala ($\Delta = 4645$ km) [4]. Die Wellenberge sind mit \bullet und die Wellentäler mit \circ bezeichnet

Gruppengeschwindigkeiten bei großen und kleinen Perioden sehr schlecht, da der Einfluß der Erdmantelstruktur und der Sedimentbedeckung außer acht gelassen wurde. Im Bereich des Gruppengeschwindigkeitsminimums und bei mittleren Perioden deuten die Meßwerte auf eine Krustenmächtigkeit (H) von 35 km hin. Dieser Wert deckt sich mit den Ergebnissen von BÄTH und VOGEL [2] und BÄTH [1]. Aus den Phasengeschwindigkeitsresultaten würde man für $H = 35$ km auf $n = +1.5$ schließen.

Eine Verbesserung läßt sich erreichen, wenn dem Vergleich ein zweifach geschichtetes Krustenmodell zugrunde gelegt wird (Modellfall 1105 [5]). Durch das Hinzufügen einer Sedimentauflage decken sich die experimentellen und theoretischen U -Werte im Bereich kurzer Perioden ziemlich gut, doch weist das ganze Bild auf eine größere Krustenmächtigkeit hin. Diese Vermutung wird von den Phasengeschwindigkeitsergebnissen bestätigt. Die grundsätzlichen Diskrepanzen zwischen Phasen- und Gruppengeschwindigkeitsresultaten können mit diesem einfachen Modell jedoch nicht zum Verschwinden gebracht werden.

Die Übereinstimmung wird weiter verbessert, wenn man eine differenziertere Struktur der Erdkruste annimmt, so wie sie sich aus seismischen Refraktionsmessungen ergibt. Als Prototyp bietet sich der Modellfall 8043 von OLIVER, DORMAN und SUTTON [6] an, dem ein dreifach geschichtetes Krustenmodell aus Sedimenten, kristallinem und gabbroidem Material zugrunde liegt. Im Bereich kurzer und mittlerer Perioden deuten die Beobachtungsergebnisse auf eine Krustendicke von etwas über 40 km hin. Bei längeren Perioden liegen die experimentellen U -Werte jedoch nach wie vor weit unter den theoretischen Kurven.

Die systematischen Abweichungen bei längeren Perioden können verringert werden, wenn zusätzlich die Geschwindigkeitsverteilung im Erdmantel berücksichtigt wird. Zieht man zum Vergleich den Modellfall 6EG von PRESS [7] heran, so ergibt sich aus den Beobachtungsergebnissen eine Gesamtkrustenmächtigkeit von 45 km und eine Phasenordnungszahl von $n = +0.5$ in Übereinstimmung mit der experimentellen c -Kurve in der Abbildung. Demnach müssen die Partialwellen des RAYLEIGH-Wellenzugs im Herd als Wellentäler in Phase gewesen sein. Bei der gewöhnlichen RAYLEIGH-Wellenbewegung entsprechen Wellentäler in der Vertikal-komponente einer senkrecht nach unten gerichteten Kompressionsbeanspruchung des Mediums, in dem sich die Wellen ausbreiten.

Zusammenfassend kann aus der Phasen- und Gruppengeschwindigkeitsdispersion kontinentaler RAYLEIGH-Wellen das folgende vereinheitlichte Erdkrustenmodell für Eurasien abgeleitet werden ($H = 45$ km).

Für den Aufbau des oberen Erdmantels muß die von GUTENBERG angegebene Geschwindigkeitsverteilung [7] angenommen werden, nach der Zonen geringerer P - und S -Geschwindigkeit ungefähr 13 km unterhalb

Schichtmächtigkeit [km]	<i>P</i> -Geschwindigkeit [km/s]	<i>S</i> -Geschwindigkeit [km/s]	Dichte [g/cm ³]
2.5	3.5–4.0	2.0–2.3	2.3–2.5
20.0	6.1–6.2	3.5–3.6	2.7–2.8
22.5	6.6–6.7	3.8–3.9	2.9–3.0
Erdmantel	8.1–8.2	4.6–4.7	3.1–3.4

der MOHORoviČIĆ-Diskontinuität beginnen und bis zu Tiefen von fast 260 km reichen.

Die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchungen decken sich weitgehend mit den Resultaten von KOVACH [4] aus der LOVE- und RAYLEIGH-Wellen-dispersion zwischen Sinkiang und Uppsala. Sie werden außerdem von sowjetischen DSS-Messungen in den Gebieten, die von den Oberflächenwellen durchlaufen wurden, bestätigt.

In der Abbildung sind zusätzlich zu den Dispersionsdaten die Spektralampplituden (*A*) der wahren Bodenbewegung aufgetragen. Die Perioden (*T*) der Wellenberge (●) und Wellentäler (○) wurden der Dispersionsanalyse entnommen. Die Seismogrammamplituden können dann mit Hilfe der Vergrößerungscharakteristik des Aufzeichnungssystems korrigiert werden. Es zeigt sich, daß die Amplitudenspektren der beiden Erdbeben einen gleichartigen Verlauf aufweisen. Die Signalintensität der Rg-Phase war so groß, daß die Amplitudenextrema nicht mit aufgezeichnet wurden. Das Verhältnis der Spektralampplituden im gesamten Periodenbereich deutet auf einen geringeren relativen Magnitudenunterschied hin als er von der Station in Palisades (New York) angegeben wurde.

Der gemessene Amplitudenverlauf in der Abbildung folgt in groben Zügen den theoretischen Voraussagen der „Methode der stationären Phase“, wonach die Spektralampplitude umgekehrt proportional der Wurzel aus der Steigung $dU/d\omega$ (mit $\omega = 2\pi/T$) sein müßte. Dieser Zusammenhang scheint jedoch nicht für das Amplitudenverhalten in der Umgebung des Gruppengeschwindigkeitsmaximums bei $T \simeq 70$ s zu gelten. Bei Gültigkeit des Näherungsverfahrens, d. h. also bei bekannten Ausbreitungsbedingungen, kann unmittelbar das Spektrum des Herdvorgangs angegeben werden. Es muß bei den beiden analysierten Erdbeben im Bereich mittlerer und kurzer Perioden quasikonstant oder „weiß“ gewesen sein. Die zeitliche Abhängigkeit des Herdvorgangs sollte sich demnach in erster Näherung mit einem δ -Impuls beschreiben lassen.

Literatur

- [1] БАТН, М.: Seismic surface-wave dispersion: A world-wide survey. *Geofisica pura e applicata* **43** (1959) 131–147.

- [2] BÄTH, M. and VOGEL, A.: Continental dispersion of seismic surface waves. *Geofisica pura e applicata* **38** (1957) 10—18.
- [3] BRUNE, J. N., NAFE, J. E. and OLIVER, J. E.: A simplified method for the analysis and synthesis of dispersed wave trains. *Journ. geophys. res.* **65** (1960) 287—304.
- [4] KOVACH, R. L.: Surface wave dispersion for an Asio-African and a Eurasian path. *Journ. geophys. res.* **64** (1959) 805—813.
- [5] MÜLLER, St.: Theoretische Dispersionskurven für Mehrschichtmodelle. Unveröff. Mskr. (1959).
- [6] OLIVER, J., DORMAN, J. and SUTTON, G.: The second shear mode of continental RAYLEIGH waves. *Bull. seism. soc. Amer.* **49** (1959) 379—389.
- [7] PRESS, F.: Crustal structure in the California-Nevada region. *Journ. geophys. res.* **65** (1960) 1039—1051.

Der Einfluß halbverfestigter Sedimente auf die Ausbreitung ozeanischer RAYLEIGH-Wellen

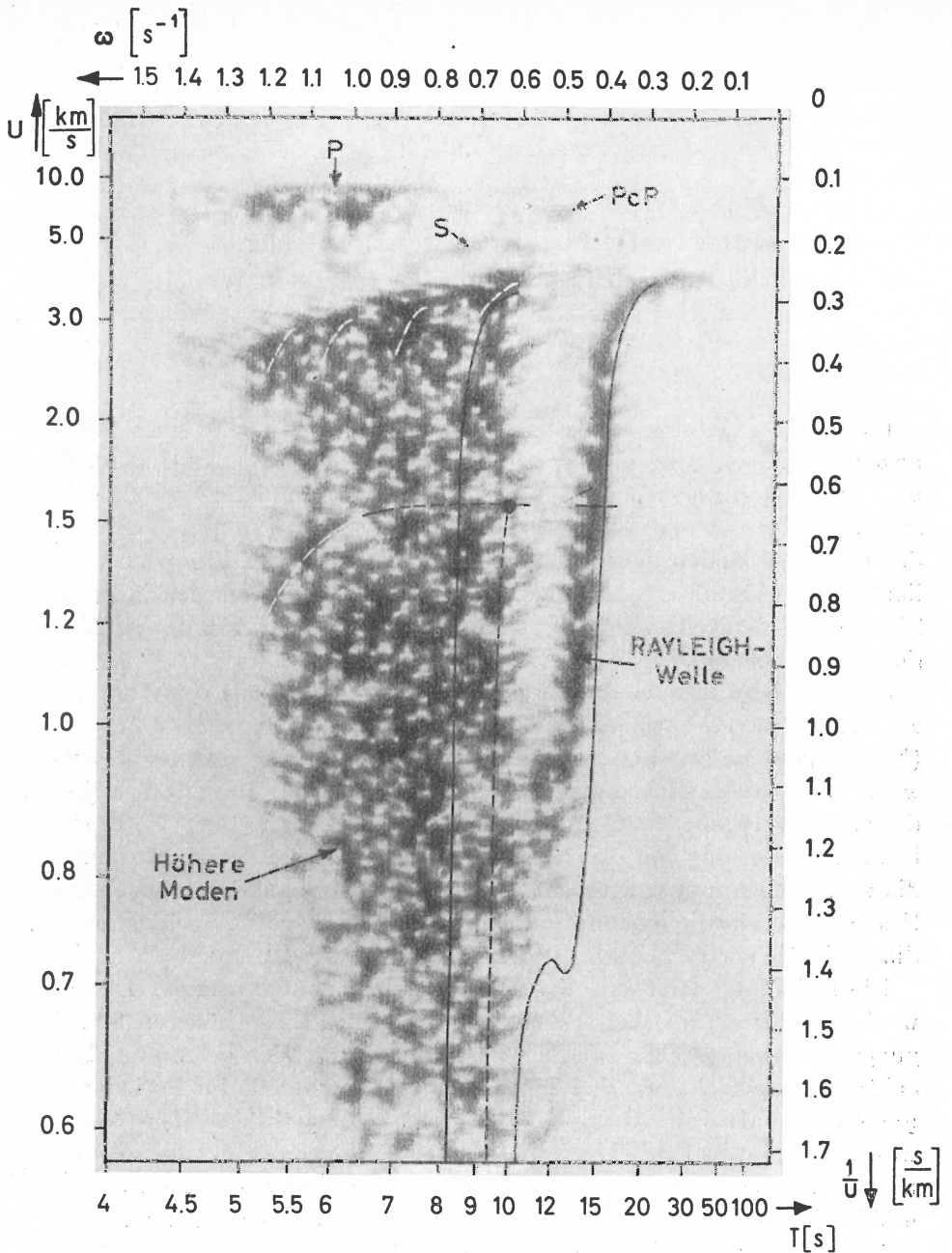
S. MÜLLER

Die Analyse instationärer seismischer Vorgänge mit Hilfe eines elektronischen Schallspektrographen, wie sie von EWING, MUELLER, LANDISMAN und SATÔ [1] angegeben wurde, ermöglichte unter anderem erstmals eine genaue Untersuchung des Spektrums ozeanischer RAYLEIGH-Wellen und deren höherer Moden. Verglichen mit einer gewöhnlichen Frequenzanalyse liefert dieses Verfahren die Spektralfeinstruktur des zeitlich sich ändernden Signals und nicht ein Mittel über ein größeres Zeitintervall des gesamten Schwingungsablaufs.

Als Beispiel wurde die Spektralanalyse eines Erdbebens vorgeführt, das am 21. August 1951 von einem BENIOFF-Vertikalseismometer in Pasadena (Kalifornien) aufgenommen und auf Magnetband aufgezeichnet worden war. Es handelte sich dabei um einen Erdstoß der Magnitude $6\frac{3}{4}-7$, der sich um 10:56:57.5 G. M. T. westlich von Hawaii ($19\frac{3}{4}^\circ$ N, 156° W) in einer Entfernung von $\Delta = 4050$ km ereignet hatte. Die Strukturanalyse dieser Aufzeichnung zeigte eine kurzperiodische, nahezu monochromatische Mikroseismik, einen impulsartigen P-Einsatz sowie Spektralanteile, die eindeutig der PcP- und S-Phase zugeordnet werden konnten.

Die Abbildung zeigt eine Kopie des Originalspektrogramms. Das Bild wird von der ozeanischen RAYLEIGH-Welle und ihren höheren Schwingungstypen beherrscht. In Übereinstimmung mit allen bekannten Beobachtungen entdeckt man bei der RAYLEIGH-Grundmode für Perioden (T) um 40 Sekunden ein Gruppengeschwindigkeitsmaximum ($U \simeq 4$ km/s), während das von der Theorie geforderte Gruppengeschwindigkeitsminimum nicht vorhanden zu sein scheint. Amplitudenschnitte in gleichmäßigen Zeitintervallen beweisen, daß es sich bei den Spektralenergieanteilen im Periodenbereich zwischen 5 und 11 Sekunden wie vermutet um diskrete höhere Moden der ozeanischen RAYLEIGH-Welle handelt. Mit wachsender Modenordnungszahl nehmen die Maximalwerte der Gruppengeschwindigkeit ab.

Ein Vergleich der experimentellen Ergebnisse mit theoretischen Dispersionskurven für ein Einschichtmodell bestehend aus einer Flüssigkeitsschicht über einem festen Halbraum, so wie sie von TOLSTOY [7] berechnet



Spektrogramm des Erdbebens bei Hawaii vom 21. August 1951 ($\Delta = 4050$ km).
 Bezeichnungen:

U = Gruppengeschwindigkeit [km/s]

T = Wellenperiode [s]

ω = Kreisfrequenz [s^{-1}]

Die schwarz ausgezogenen Linien geben den Verlauf der RAYLEIGH-Mode und der ersten höheren Schermode für das Schichtmodell Nr. 8342 [5] an. Die schwarz gestrichelten Linien bezeichnen die durch die Kopplung zusätzlich auftretenden Dispersionszweige (● = kritischer Punkt). Die weiß gestrichelten Linien entsprechen dem ursprünglich vermuteten Verlauf der höheren Moden sowie des Zweigs „IV“ [1].

wurden, führte nur zu einer qualitativen Übereinstimmung. Die Beobachtungen richtig zu beschreiben schienen dagegen die von PRESS, EWING und TOLSTOY [6] veröffentlichten Amplitudenfunktionen, wonach für endliche Herdtiefen der reguläre Zweig der Dispersionskurve intensiver angeregt wird als der kurzperiodische Kurvenast mit inverser Dispersion. In beiden Fällen war es jedoch nicht möglich, die ins Auge fallende Lücke zwischen der RAYLEIGH-Grundmode und der ersten höheren Schermode sowie die scharfe Begrenzung im Spektrum der höheren Moden für Perioden kleiner als 5 Sekunden quantitativ zu deuten. Genausowenig konnte das Auftreten einer schwach dispergierten Wellengruppe mit Geschwindigkeiten um 1.5 km/s erklärt werden, bei der das Verhältnis der Vertikal- zur Longitudinalbewegungskomponente ungefähr dem der aufgezeichneten P-Welle entsprach. Dieses Signal war in Abb. 14 der ursprünglichen Arbeit [1] mit „IV“ bezeichnet worden.

Alle diese bisher nicht deutbaren Beobachtungen finden eine Erklärung, wenn neuere Ergebnisse der Tiefsee-Refraktionsseismik herangezogen werden. OLIVER und DORMAN [5] haben einige Dispersionskurven für typisch ozeanische Krustenstrukturen berechnet, wobei erstmals die physikalischen Eigenschaften der bodennahen Tiefsee-Sedimente berücksichtigt wurden. Als besonders wichtig erwies sich dabei, daß den Sedimenten nach den von NAFE und DRAKE [3] angegebenen Beziehungen eine geringe, jedoch endliche Scherfestigkeit zugeschrieben werden muß. Die Resultate der ersten Testtiefbohrungen im Rahmen des amerikanischen MOHOLE-Projekts bestätigten die der Rechnung zugrunde gelegten Geschwindigkeitswerte. Demnach besitzen halbverfestigte Sedimente in unmittelbarer Nähe des Meeresbodens P-Geschwindigkeiten unter 1.6 km/s und S-Geschwindigkeiten von wenigen hundert Metern pro Sekunde.

In der Abbildung sind die Gruppengeschwindigkeitsdispersionskurven für die RAYLEIGH-Grundmode und die erste Schermode nach dem Schichtmodell Nr. 8342 von OLIVER und DORMAN [5] ausgezogen eingezeichnet. Dieser Modellfall, der der Wirklichkeit sehr nahe kommen dürfte, geht von folgenden Annahmen aus:

Schichtmächtigkeit [km]	P-Geschwindigkeit [km/s]	S-Geschwindigkeit [km/s]	Dichte [g/cm ³]
5.0	1.52	—	1.03
0.5	1.52	0.25	1.03
1.5	4.80	2.77	2.54
5.0	6.90	3.98	2.75
∞	8.10	4.68	3.09

Vergleicht man die theoretischen U -Kurven mit den Beobachtungen, so zeigt sich, daß der Spektralabstand zwischen Grundmode und erster höherer Mode der RAYLEIGH-Welle von der Sedimentfeinstruktur verursacht sein muß. Durch den Einfluß der obersten Sedimentschichten ist die erste Schwingungstypen höherer Ordnung an die richtige Stelle im Spektrum gerückt, während der Verlauf der Grundmode von den physikalischen Eigenschaften und der Mächtigkeit der Sedimentdecke nur unwesentlich verändert wird. Die Lage der beiden eng benachbarten Gruppengeschwindigkeitsextrema um $T \simeq 12$ s ist von der Wahl der elastischen Parameter und der Schichtmächtigkeit der halbverfestigten Sedimente abhängig. Durch geringfügige Variationen läßt sich die \sim -Struktur ohne weiteres in das Gruppengeschwindigkeitsintervall zwischen 0.9 und 1.0 km/s verlegen.

Die berechnete Partikelbewegung in der ersten Scheremode weist auf eine Energiekonzentration in der Sedimentschicht hin. Darüber hinaus schlägt der Umlaufsinn der Partikelbewegung für beide Moden im Geschwindigkeitsbereich um 1.52 km/s um. Diese theoretischen Ergebnisse legen nahe, daß dem Wert der Wasserschallgeschwindigkeit eine besondere Bedeutung zukommt.

Das Auftreten extrem niedriger Schergeschwindigkeiten in der Sedimentdecke hat zur Folge, daß die Phasengeschwindigkeit der RAYLEIGH-Welle unter die Wasserschallgeschwindigkeit bzw. unter die P-Geschwindigkeit der obersten Sedimentschicht absinkt. Damit ist ein unmittelbarer Energieaustausch zwischen diesen Wellenarten möglich. Durch dieses Kopplungsphänomen treten zwei weitere U -Dispersionszweige auf, die in der Abbildung schwarz gestrichelt angedeutet sind. Eine Aufspaltung in dieser Weise ergibt sich aus der Theorie von JARDETZKY und PRESS [2], die ursprünglich zur Untersuchung einer vermuteten Kopplung zwischen der RAYLEIGH-Welle und der Luftschallwelle entwickelt worden ist. Der erste der beiden zusätzlichen Dispersionszweige umfaßt den gesamten Spektralbereich um die Kopplungsgeschwindigkeit, der nach den Beobachtungen bis zu Perioden von 5 Sekunden hinunterreicht. Die beobachtete schwache Dispersion für kleine Periodenwerte deckt sich mit den T -Phasen-Ergebnissen von NORTHROP [4]. Der zweite Dispersionszweig gehört zu einem Wellenzug mit nahezu konstanter Periode ($T \simeq 9 \dots 10$ s), der mit einer der Kopplungsgeschwindigkeit entsprechenden Ankunftszeit einsetzt. Dieser Vorgang wird bis zu einem Zeitpunkt andauern, der von der Entfernung und den vorgeschriebenen Schichtparametern abhängt, und wird schließlich in die ozeanische Coda übergehen.

Signalanteile, deren Gruppengeschwindigkeitswerte in die Nähe des „klassischen“ U -Minimums fallen und die gewöhnlich kurz als AIRY-Phase bezeichnet werden, entsprechen nach der oben angeführten Kopplungs-

theorie komplexen Wurzeln der Dispersionsgleichung. Mit abnehmender Phasengeschwindigkeit wächst bei Annäherung an die kritische Kopp- lungsgeschwindigkeit der Imaginärteil der Wellenzahl stark an. Damit verbunden ist eine zunehmende Energieabstrahlung aus der Sediment- in die Wasserschicht, die zu der beobachteten Schwächung der RAYLEIGH- Welle in dem erwähnten Spektralbereich führt. Dieser Kopplungseffekt, der auch bei höheren Moden zu erwarten ist, muß demnach bereits bei einer Geschwindigkeit beginnen, die etwas über der des Wasserschalls liegt.

Literatur

- [1] EWING, M., MUELLER, S., LANDISMAN, M. and SATÔ, Y.: Transient analysis of earthquake and explosion arrivals. *Geofisica pura e applicata* **44** (1959) 83—118.
- [2] JARDETZKY, W. S. and PRESS, F.: RAYLEIGH-wave coupling to atmospheric compression waves. *Bull. Seism. Soc. Amer.* **42** (1952) 135—144.
- [3] NAFE, J. E. and DRAKE, C. L.: Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. *Geophysics* **22** (1957) 523—552.
- [4] NORTHROP, J.: Evidence of dispersion in earthquake T-phases. *Journ. geophys. res.* **67** (1962) 2823—2830.
- [5] OLIVER, J. and DORMAN, J.: On the nature of oceanic seismic surface waves with predominant periods of 6 to 8 seconds. *Bull. Seism. Soc. Amer.* **51** (1961) 437—455.
- [6] PRESS, F., EWING, M. and TOLSTOY, I.: The AIRY-phase of shallow-focus sub- marine earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Amer.* **40** (1950) 111—148.
- [7] TOLSTOY, I.: Dispersive properties of a fluid layer overlying a semi-infinite elastic solid. *Bull. Seism. Soc. Amer.* **44** (1954) 493—512.

The use of surface seismic waves for the determination of crustal structure in Eurasia

B. N. ŠEČKOV

(read by E. F. SAVARENSKIJ)

Summary

The crustal structure in Eurasia was determined on the basis of the dispersion curves for group and phase velocities of LOVE and RAYLEIGH waves. The records of surface waves ($T = 14-70$ s) from 400 earthquakes at 11 seismic stations of the USSR were used. Fig. 1a shows a typical example of the record.

The observed dispersion was compared with theoretical dispersion curves, which were calculated for a two-layered medium with $H_1/H = 0.3-0.7$ for several ratios of body wave velocities (H_1 — thickness of the "granitic" layer, H — thickness of the crust). To fit the observations to the theoretical dispersion curves the method of least squares was applied (Fig. 1b).

The Table shows the results of the study of the crustal structure for some homogeneous geological regions (Fig. 2, 3). Fig. 4 shows a comparison of the observed dispersion with the theoretical dispersion curves for the path I (see Fig. 3) and data of deep seismic sounding for the same path. The dispersion on the paths II, III, V, VII, IX, XVII differs very slightly of that shown in Fig. 4 being of the same type. The dispersion on the path IV crossing the region with the crust of intermediate type is of another character. Fig. 5 shows that the thickness of the crust on the path IV is smaller than that on the path XI.

The structure of the crust in Middle Asia was found on the basis of the phase velocity using some triangles of stations (Fig. 6). The thickness of the crust for different triangles was 40—50 km, this value being consistent with other geophysical data.

Diskussion

W. SPONHEUER:

Were your theoretical curves based on a single layer?

E. F. SAVARENSKIJ:

They are the theoretical curves by PRESS for one layer.

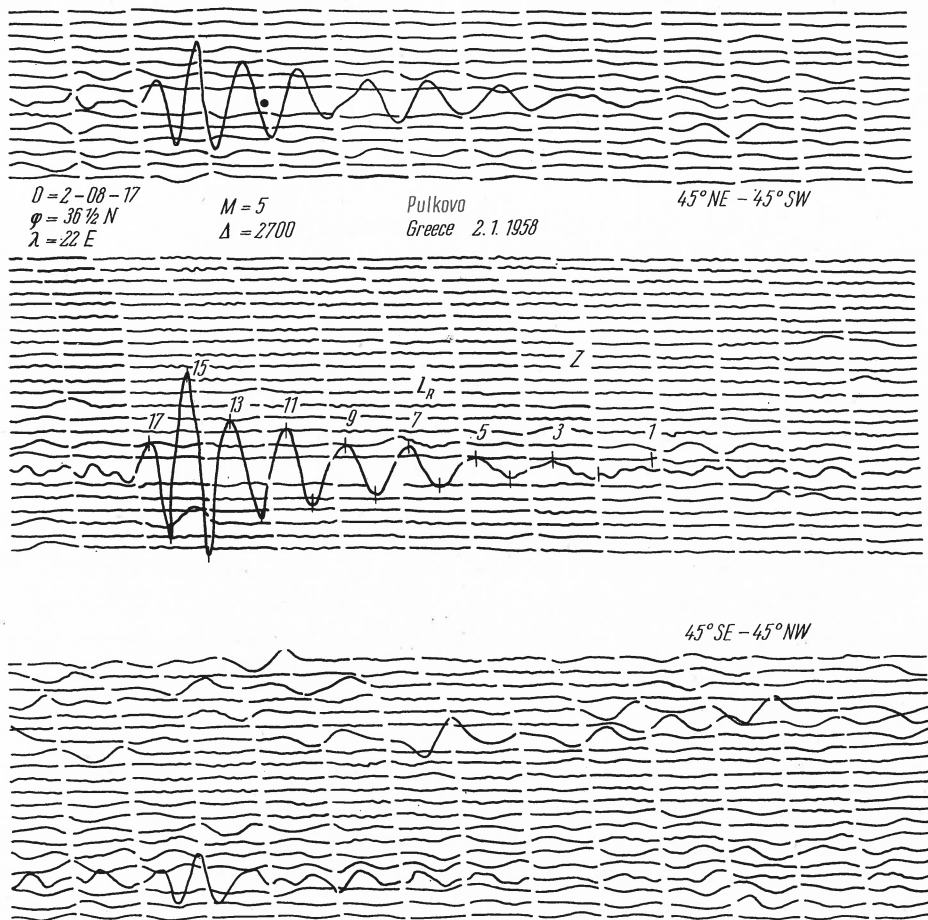


Fig. 1. a) The record of the surface waves at Pulkovo seismic station. b) The comparison of observed group velocities of Love waves (Pulkovo, the Caucasus and the Balkan Peninsula) for the Russian platform with the theoretical dispersion curves.

1	$H = 35 \text{ km}$ ($H_1/H = 0.6$)	$b_1 = 3.5 \text{ km/s}$	$b_2 = 3.94 \text{ km/s}$	$b_3 = 4.63 \text{ km/s}$
2	$H = 35 \text{ km}$ ($H_1/H = 0.6$)	$b_1 = 3.45$	$b_2 = 3.89$	$b_3 = 4.57$
3	$H = 35 \text{ km}$ ($H_1/H = 0.6$)	$b_1 = 3.4$	$b_2 = 3.83$	$b_3 = 4.5$
4	$H = 40 \text{ km}$ ($H_1/H = 0.6$)	$b_1 = 3.4$	$b_2 = 3.83$	$b_3 = 4.5$
		$\sigma = 0.029 \text{ km/s}$		
5	$H = 35 \text{ km}$ ($H_1/H = 0.5$)	$b_1 = 3.35$	$b_2 = 3.78$	$b_3 = 4.44$
6	$H = 40 \text{ km}$ ($H_1/H = 0.5$)	$b_1 = 3.35$	$b_2 = 3.78$	$b_3 = 4.44$
		$\sigma = 0.030 \text{ km/s}$		
7	$H = 35 \text{ km}$ ($H_1/H = 0.4$)	$b_1 = 3.32$	$b_2 = 3.74$	$b_3 = 4.4$
		$\sigma = 0.032 \text{ km/s}$		
8	$H = 45 \text{ km}$ ($H_1/H = 0.3$)	$b_1 = 3.32$	$b_2 = 3.74$	$b_3 = 4.4$
9	$H = 35 \text{ km}$ ($H_1/H = 0.7$)	$b_1 = 3.32$	$b_2 = 3.74$	$b_3 = 4.4$

H_1 — the thickness of the "granitic" layer, σ — the mean square deflection

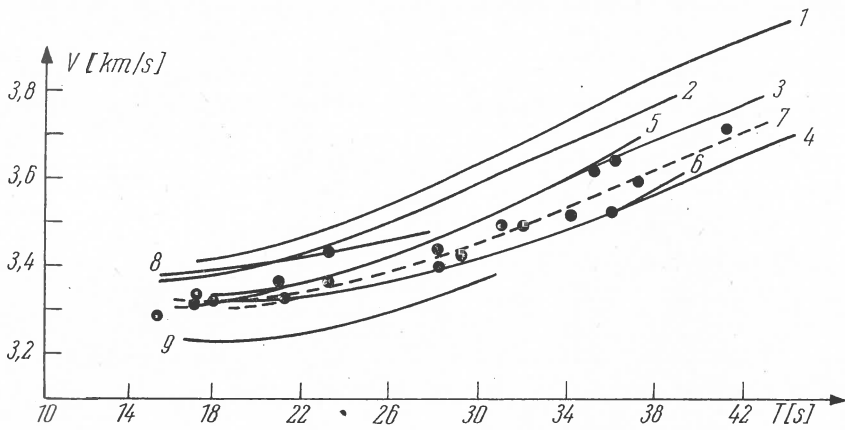
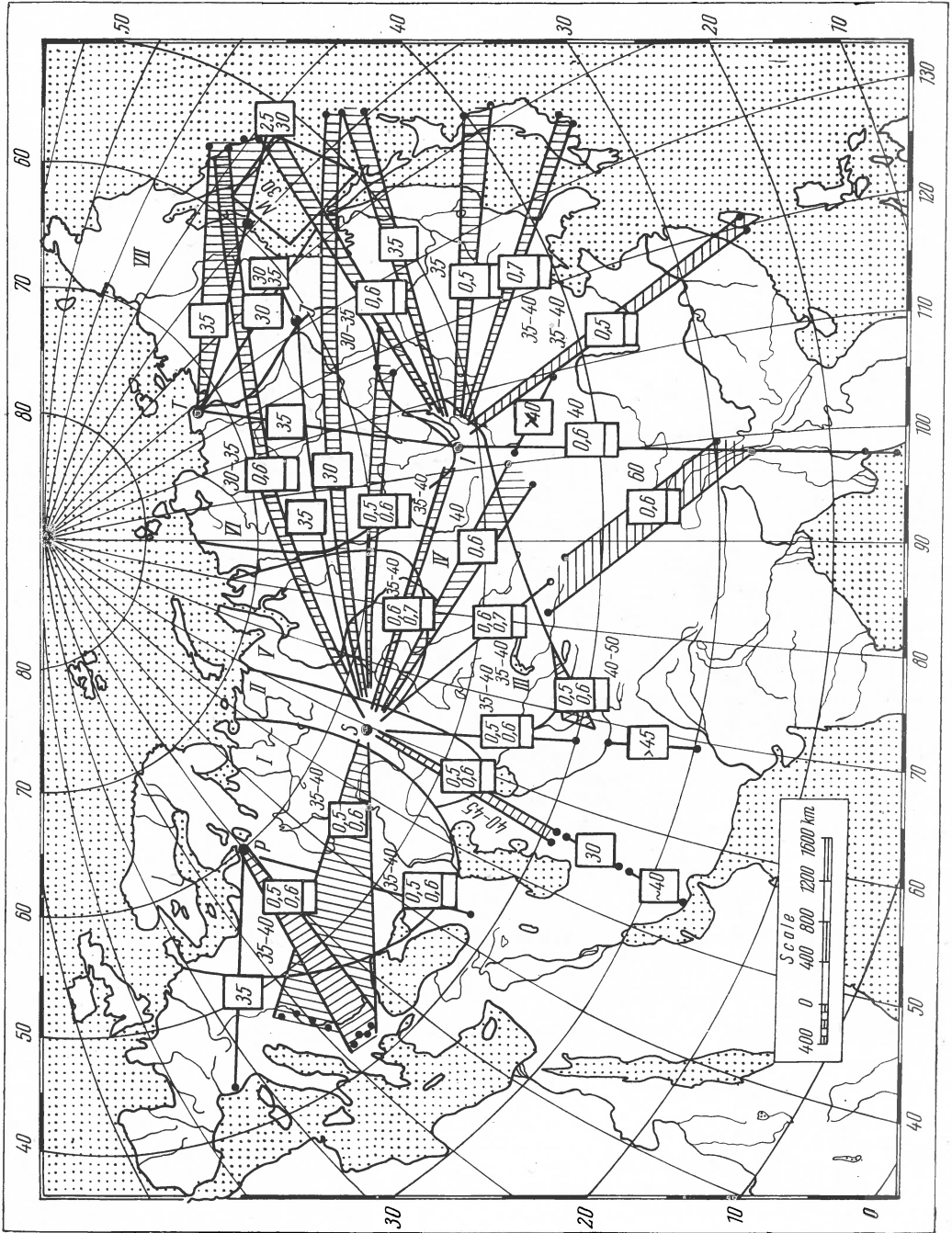


Fig. 1 b.

Regions	H km	H_1/H	data of deep seismic sounding
Russian platform	35–40	0.5–0.6	40 (0.6)
S.Urals and Turkmenistan	40–45	0.5–0.6	35–40
Kazachstan, Kazach folded region	35–40	0.6–0.7	
Western Siberian lowland and Siberian platform	35–40	0.5–0.6	
Northern Siberia	30–35	0.6	
Central Siberia	30	0.6–0.7	
N-E Siberia (Kolimo-Šukockaja folded region)	30–35		40 (0.5)
E and S-E Siberia	30–35	0.5	
N-E China	35–40	0.5–0.7	
Central Asia	60	0.6	
Mongolia	>40		
N.Iran	30		
S. Iran	~40		
Afganistan	>45		
Tien-Shan	40–50	0.5–0.6	35–55 (0.3–0.7)
Northern and central parts, Sea of Okhotsk	30		25–30
Kamčatka	25–30		25–30
Bering Sea (deep water part)	>7		



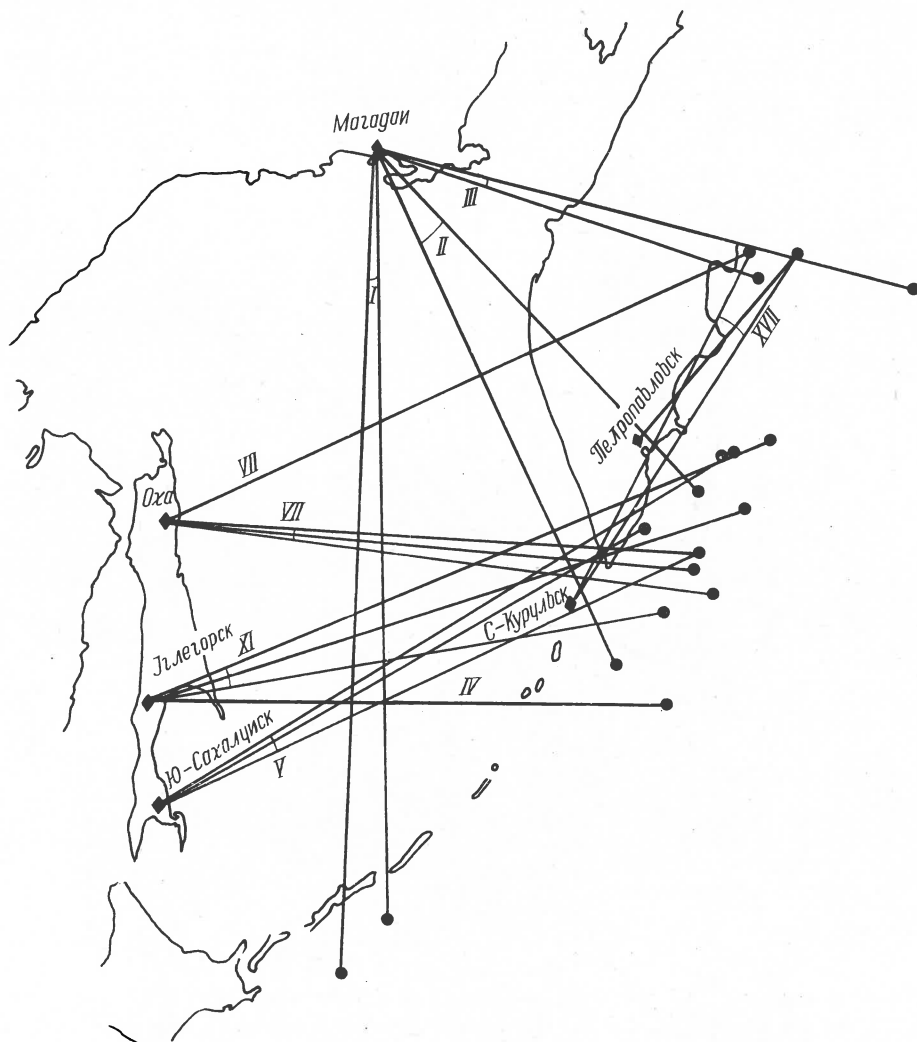


Fig. 3. The position of seismic stations, epicentres and paths of surface waves for the Sea of Okhotsk

Fig. 2. The position of seismic stations, epicentres and paths of surface waves.

● — Epicentral regions. 40 — Crustal thickness [km]. $\boxed{0.6}$ — H_1/H .

- I Russian platform.
- II Ural.
- III Kazach folded region.
- IV Altai-Sajan folded region.
- V Western Siberian lowland.
- VI Siberian platform.
- VII Kolimo-Šukockaja folded region. P — Pulkovo, S — Sverdlovsk, T — Tiksi, I — Irkutsk, J — Jakutsk, M — Magadan.

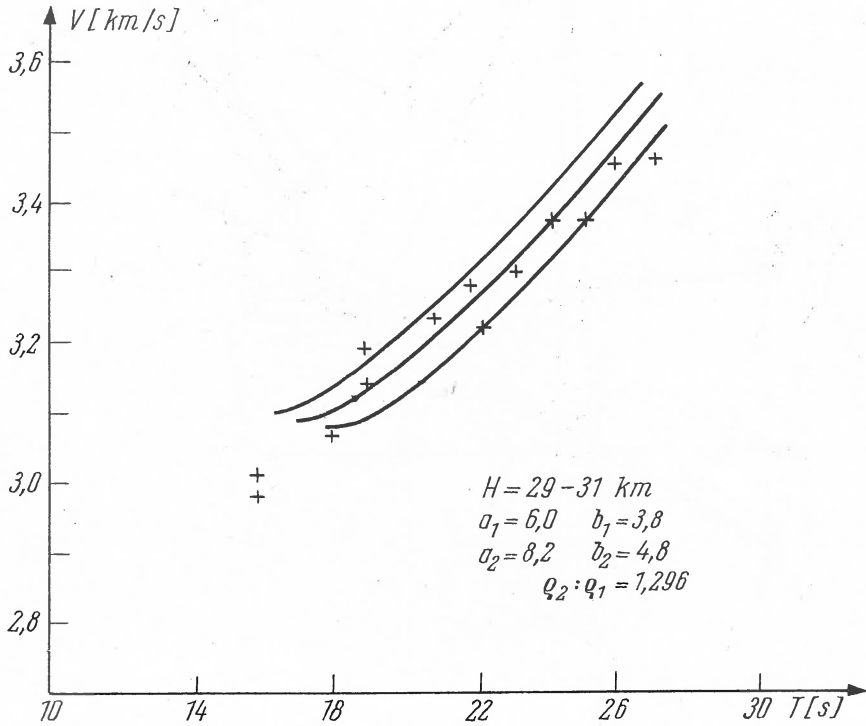
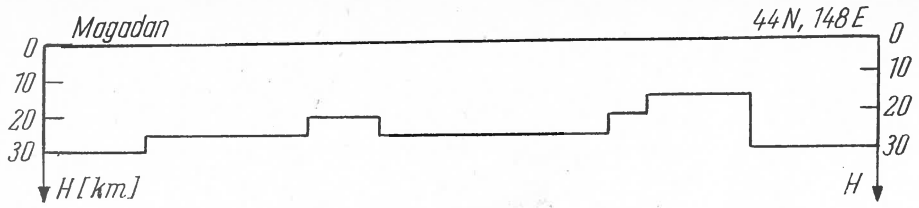


Fig. 4. Comparison of observed and theoretical dispersion curves of RAYLEIGH waves for the central part of the Sea of Okhotsk (path I, Fig. 3). Above-schematic crustal structure for this path from data of the deep seismic sounding

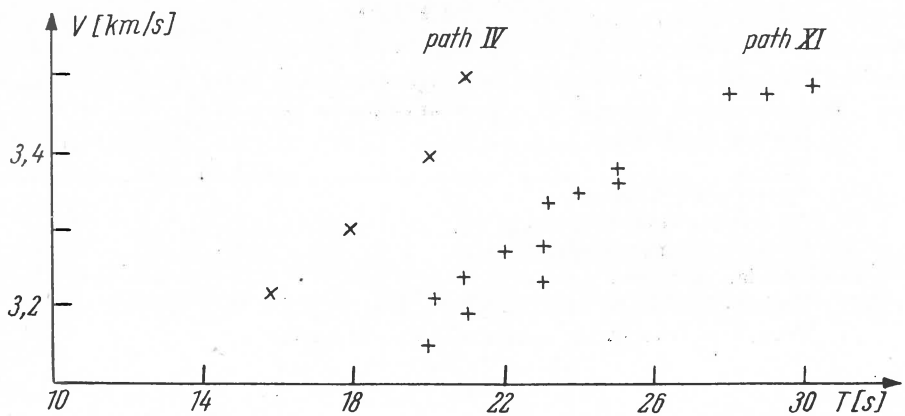


Fig. 5. Comparison of observed dispersion of LOVE waves for paths IV and XI (Fig. 3)

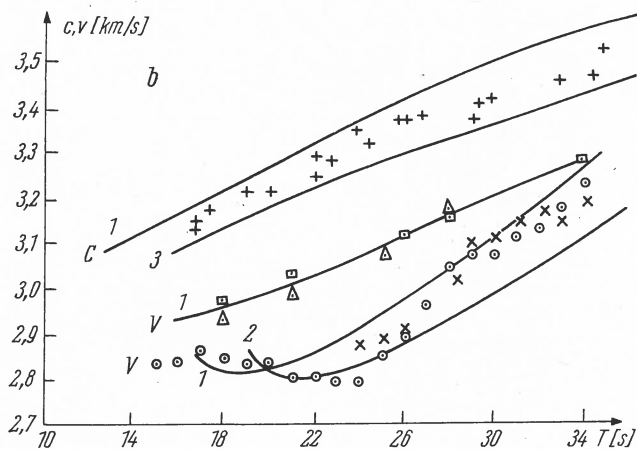
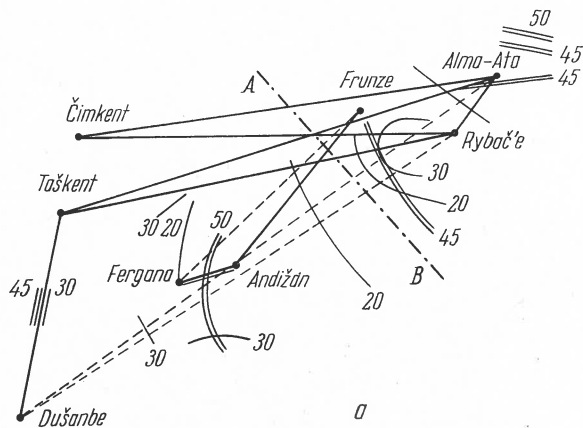


Fig. 6. a) The position of triangles of seismic stations in Middle Asia.

— 30 — the thickness of the "granitic" layer.

≡ 45 — the thickness of the crust of the earth. AB — wave front.

b) The observed and theoretical dispersion curves for group (V) and phase (C) velocities of RAYLEIGH waves for the stations Dušanbe, Rybač'e and Alma-Ata.

Observed data:

+ phase velocities for this triangle.

○, Δ group velocities, determined by differential method for two stations, lying in the same azimuth with epicentre (Dušanbe — Rybač'e and Dušanbe — Alma-Ata).

□, Δ group velocities for the Kurile Islands-Rybač'e, Alma-Ata.

Theoretical curves ($H_1/H = 0.7$):

1 $H = 40$ km, 2 $H = 45$ km, 3 $H = 50$ km

The long waves of the Chile earthquake of 1960 and the estimation of the thickness of the crust by phase velocities

E. F. SAVARENSKIJ, I. I. POPOV and A. P. LAZAREVA

I. The long waves of the Chile earthquake

In recent years the study of surface seismic waves, connected with the study of the earth's interior and the solution of other problems of seismology, has been growing in significance. Observations of the velocities of long surface waves and a comparison with theoretical data on their dispersion have been shown to be essential for the determination of the velocities of body waves inside the earth.

The existence of a layer of low velocity at a depth of 100—200 km under the continents and at a lesser depth under the oceans noticeably influences the dispersion of the velocities of surface waves, forming the maximum of the group velocity at a period of about 100 s, with which the appearance of the wave G is probably connected. The velocity minimum at the period of 200—250 s is correlated with the existence of the C-layer on a depth of 400—500 km.

The observations at long waves were made during the Chile strong earthquake of 22. V. 1960. The observations of Simferopol's seismic station, where a special long-period seismograph and galvanometer [1, 2] were mounted, appeared to be the best of all. The velocity of recording in Simferopol, which is 7,5 mm/min, was more effective for observations. The apparatus of the Moscow and Pulkovo seismic stations appeared to be comparatively less suitable. Their sensitivity for the usual surface and body waves was relatively too big. It led to the masking of the record of the long waves. Moreover, the velocity of recording at the Pulkovo and Moscow stations was 30 mm/min which led to considerable elongation of the record. The data on the parameters of the apparatus are given in the Table.

Parameter	Stations		
	Moscow	Pulkovo	Simferopol
Period of the pendulum T_1 [s]	30	30	21
Damping of the pendulum D_1	0.6	0.59	1.0
Period of the galvanometer T_2 [s]	23	26	90
Damping of the galvanometer D_2	2.35	0.58	0.60
Coefficient of coupling σ^2	0.28	0.25	0.13

As a result of the interpretation of the seismograms the observation of RAYLEIGH long waves with periods up to 8 min was a success. RAYLEIGH waves, which propagated round the globe many times (up to R_{13}) were revealed in the seismogram of Simferopol station (Fig. 1). Let us decide here to denote the RAYLEIGH wave, which had run from epicentre to the station along the shortest way, by R_0 , the wave, running in the opposite direction by R_1 , and so on.

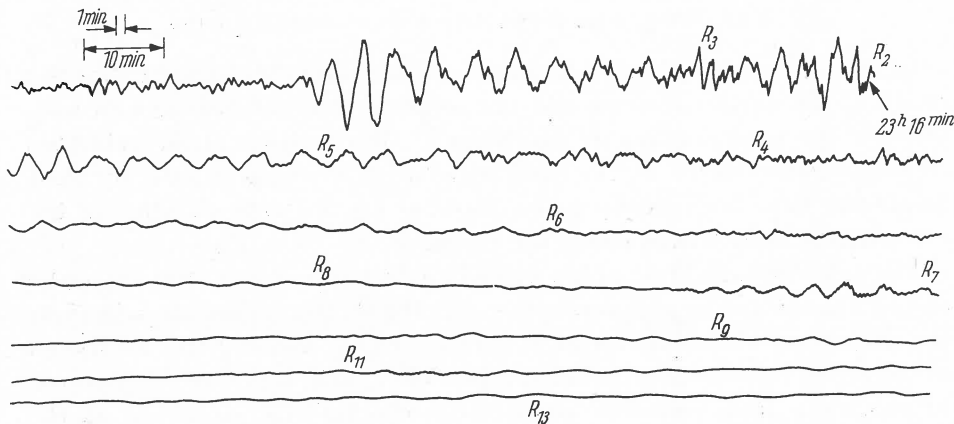


Fig. 1. Seismogram of Simferopol station with the record of RAYLEIGH waves, which have run many times over the globe. 22. 5. 1960

In order to find the long waves on the seismograms of the Moscow and Pulkovo stations the oscillations had to be drawn and smoothed. This is seen from the reproductions of the seismograms, in Fig. 2a and b. The RAYLEIGH long waves could not be seen later than R_6 at these stations.

The data on the dispersion of the group velocity obtained by us from the observations are given in Fig. 3, where they are compared with the data of other authors, and also with theoretical dispersion curves. The values of the velocities from our observations are given as circles; the data of American authors are shown as points [3, 4, 5]. The curves G and L in Fig. 3 represent the dispersion of the group velocities using the data of GUTENBERG (G) and LEHMANN (L) on the variation of the velocity of body waves under the continents [6]. Curve O corresponds to HASKELL'S rougher approximation, when the top of the earth's mantle is substituted by one layer, the thickness of which is 516 km [7].

As is seen from Fig. 3, the values of the group velocities found by us, especially in the range of large periods, were found to be less than those calculated theoretically. This indicates that it is necessary to take into account the sphericity of the boundaries of the separation of the layers of the earth's mantle.

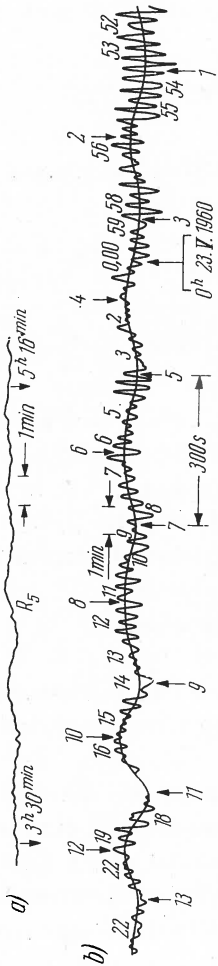


Fig. 2. The oscillations caused by fivefold RAYLEIGH wave on Pulkovo seismic station (a) and threefold RAYLEIGH wave on Moscow seismic station (b)

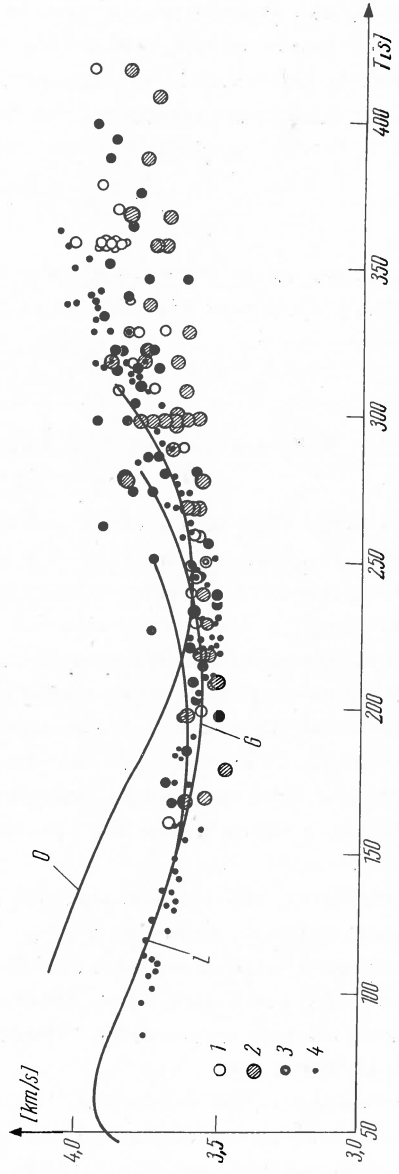


Fig. 3. The dispersion of group velocities of RAYLEIGH waves according to the data of seismic stations in Simferopol (1), in Moscow (2), in Pulkovo (3) and according to American data (4)

It should be noted that there are considerable amplitudes in the observational stations, for example in Simferopol in the wave R_3 at periods of about 250 s the maximum vertical displacement of the earth reached 4.7 mm.

Comparing the ground displacements in Simferopol in the maxima of the repeated waves of odd indices for the AIRY phase (from R_3 to R_{11}) it is possible to estimate the absorption and internal friction in the earth's mantle in the first approximation. For this let us use the method suggested before [3, 4] for the amplitude of maximum phase

$$A(\Delta) = \frac{A_0 e^{-\gamma \Delta}}{\Delta^{1/3}}.$$

For the mean value of the coefficient of absorption of RAYLEIGH waves in the earth's mantle at the periods of 240–270 s we obtained

$$\gamma = 0,0022 \text{ per degree.}$$

2. Estimation of the thickness of the crust by phase velocities

In the USSR, as in many other countries, determination of the crustal structure on the basis of the data of seismic stations on the dispersion of the phase velocities of surface seismic waves is being carried out. The first preliminary results are given here for the European part of the USSR.

The seismograms of seismic stations of the USSR, which had recorded the following earthquakes, were used for the study:

1. 14 April 1957, 19 hours, — Samoa Islands, RAYLEIGH waves
2. 19 May 1952, 18 hours, — Japan, LOVE waves.

In [8, 9] the first earthquake was chosen as standard. At the second earthquake RAYLEIGH waves are practically absent, but LOVE waves are very intensive.

The location of the seismic stations according to which the determinations were made, is shown in Fig. 4. The stations, at which RAYLEIGH waves were used, are joined by a dotted line. The stations at which LOVE waves were used are joined by continuous lines. The copies of the records of RAYLEIGH surface waves at the Appatite, Moscow and Pulkovo stations are given in Fig. 5.

The correlation of the same phase of the wave at these stations is shown. The values of the phase velocities for this case are given in Fig. 6. The theoretical dispersion curves of the comparison [11], constructed for a single-layered crust at a velocity of the transverse wave in the upper layer of 3,5 km/s, are given there. The experimental data lie between the theoretical curves for thicknesses of 35 and 46 km. These data conform

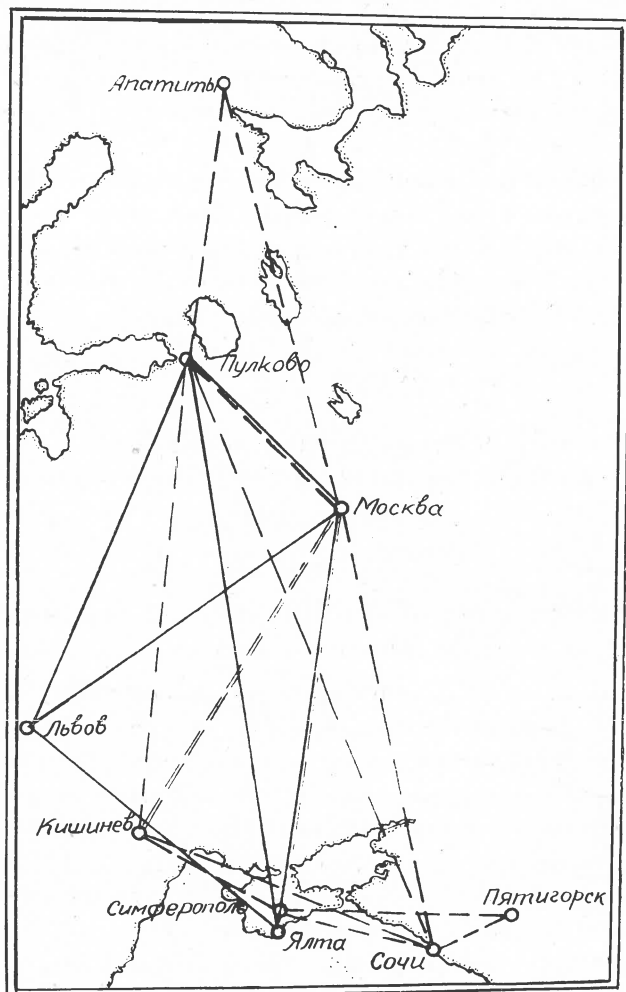


Fig. 4. The triangles of seismic stations, which recorded RAYLEIGH waves (dotted lines) and LOVE waves (continuous lines)

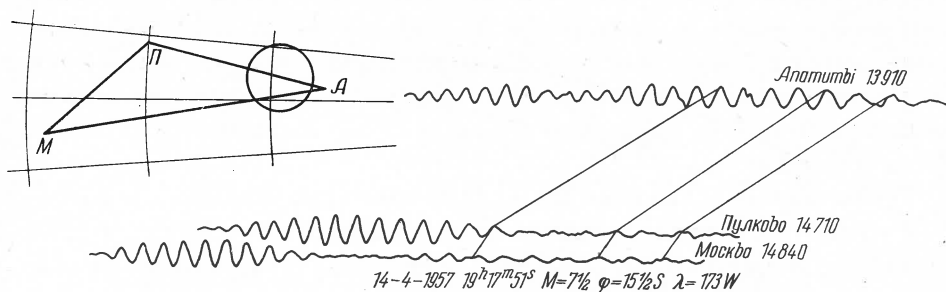


Fig. 5. RAYLEIGH waves recorded at Apatites, Moscow and Pulkovo stations. On the left side diagram of the location of stations and the region where the crustal structure was determined by deep seismic sounding

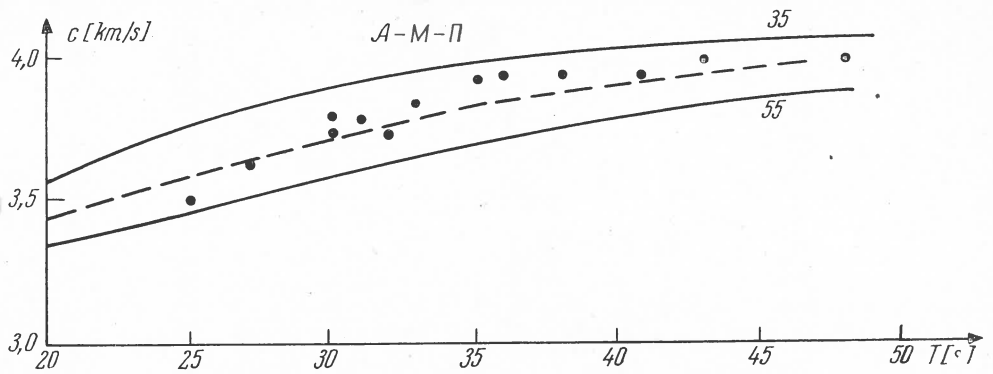


Fig. 6. The dispersion of phase velocities of RAYLEIGH waves according to the data of Apatites, Moscow, and Pulkovo stations

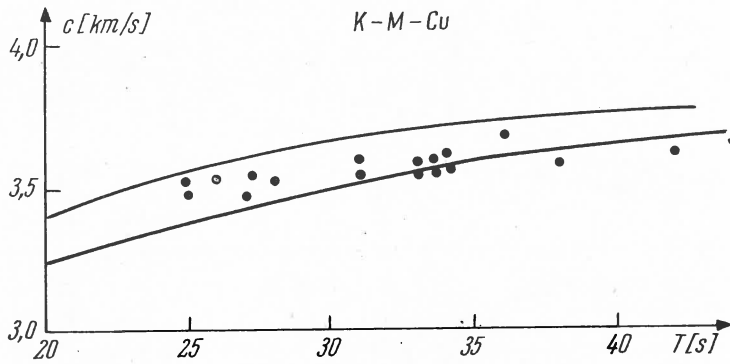


Fig. 7.

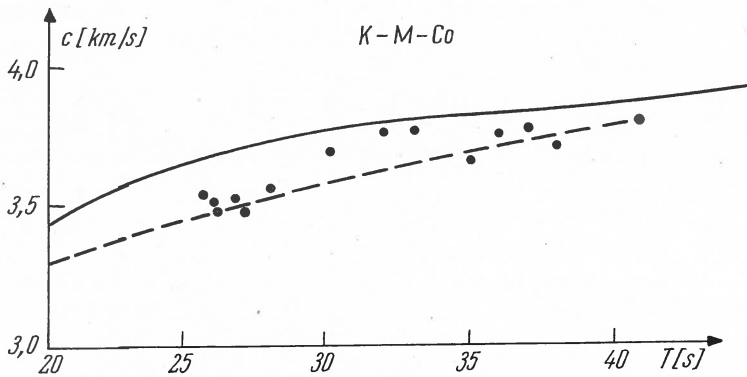


Fig. 8.

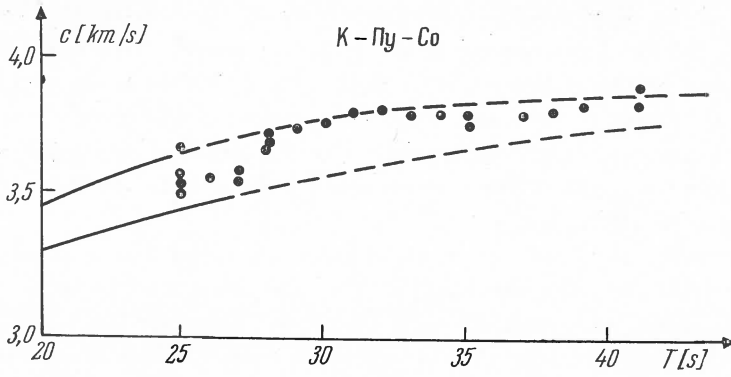


Fig. 9

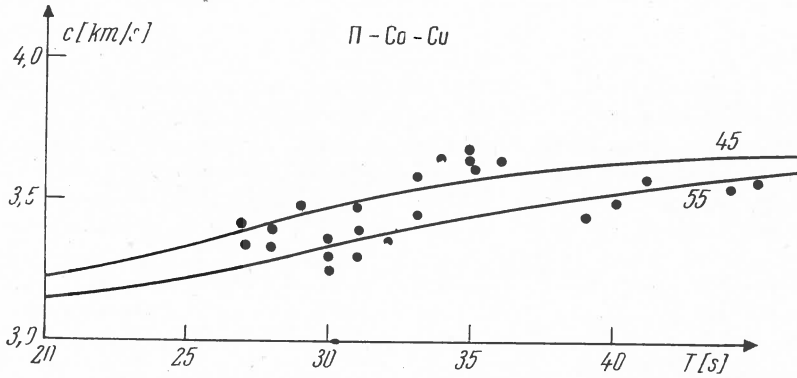


Fig. 10.

Fig. 7, 8, 9, 10. The dispersion of phase velocities of RAYLEIGH waves for the Russian platform

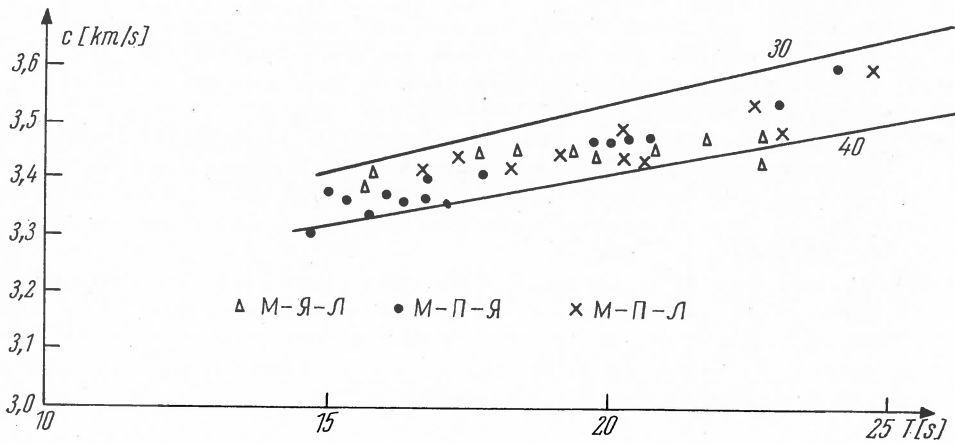


Fig. 11. The dispersion of phase velocities of LOVE waves for the Russian platform

to those of the deep seismic sounding on the Baltic shield [12], according to which the thickness of the crust is 40 km there. Analogous data for the Russian platform are given in Figs. 7, 8, 9, 10. It is seen from them how the thickness of the crust varies in relation to the central part of the Russian platform, where the thickness of the crust is estimated at 35 to 40 km. The thickness of the crust increases towards the South, and in the Caucasus zone it reaches 45—55 km.

The data on the phase velocities of LOVE waves for four stations, joined by three triangles, are given in Fig. 11. The calculated dispersion curves [13] for a shear wave velocity of 3.1 km/s in the upper layer are given in Fig. 11. The observed data lie between the curves for the thickness of the crust of 30 and 40 km.

References

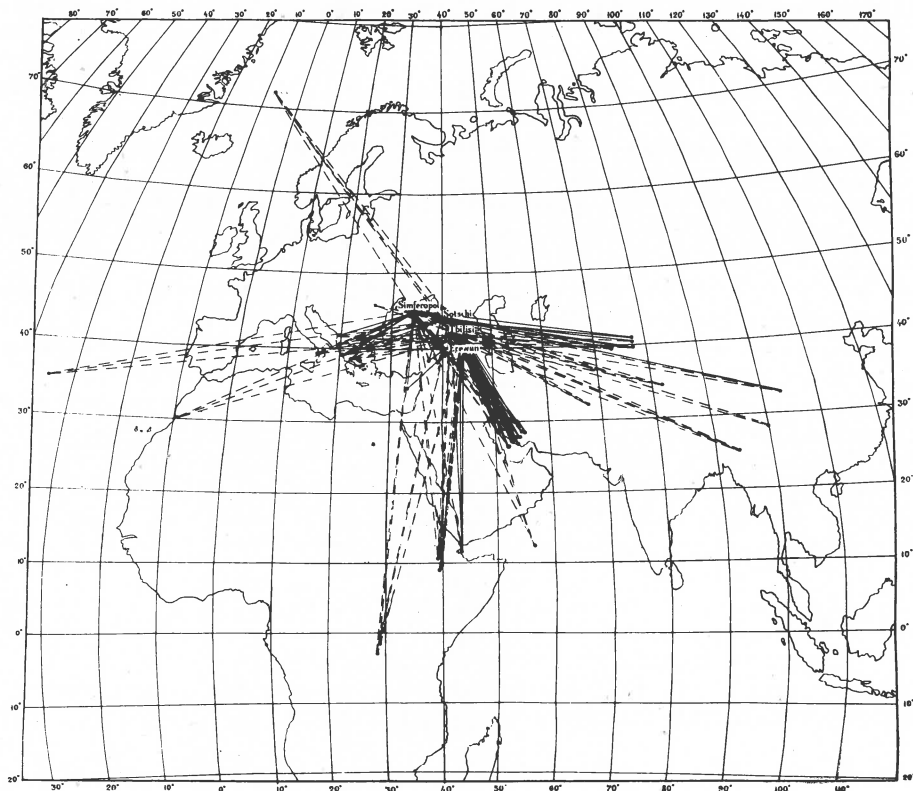
- [1] Архангельский, В. Т.: Вопросы теории длиннопериодного вертикального сейсмографа. Изв. АН СССР, сер. геофиз., (1960) 10.
- [2] Архангельский, В. Т., Кирнос, Д. П., Попов, И. И., и Соколов, В. Н.: Опыт наблюдения длиннопериодных сейсмических волн на станции Симферополь. Изв. АН СССР, сер. геофиз. (1961) 5.
- [3] EWING, M. and PRESS, F.: An investigation of mantle RAYLEIGH waves. Bull. Seism. Soc. Amer. **44** (1954) 3.
- [4] EWING, M. and PRESS, F.: Mantle RAYLEIGH waves from the Kamchatka earthquake of November 4, 1952. Bull. Seism. Soc. Amer. **44** (1954) 3.
- [5] BENIOFF, H. and PRESS, F.: Progress report on long period seismographs. Geophys. J. **1** (1958) 3.
- [6] DORMAN, J., EWING, M. and OLIVER, J.: Study of the shear-velocity distribution in the upper mantle by mantle RAYLEIGH waves. Bull. Seism. Soc. Amer. **50** (1960) 1.
- [7] HASKELL, N. A.: The dispersion of surface waves in multilayered media. Bull. Seism. Soc. Amer. **43** (1953) 1.
- [8] EWING, M. and PRESS, F.: Determination of crustal structure from phase velocity of RAYLEIGH waves. Bull. Geol. Soc. Amer. **70** (1959) 229—244.
- [9] АКИ, К.: Crustal structure in Japan from the phase velocity of RAYLEIGH waves. Bull. Earthqu. Res. Inst. **39** (1961) 255—283.
- [10] Саваренский, Е. Ф., Соловьева, О. Н., и Шечков, Б. Н.: О наблюдениях волн Лява на Московской сейсмической станции и строение земной коры. Изв. АН СССР, сер. геофиз. **5** (1959) S. 669.
- [11] PRESS, F.: Crustal structure in California-Nevada region. Journ. Geophys. Res. **65** (1960) 1039—1051.
- [12] Литвиненко, И. В., Дехнач, М. Я., и Некрасова, К. Н.: Глубинное сейсмическое зондирование на территории Балтийского щита. Сейсмические исследования, Сборник статей МГГ **4** (1960) S. 47.
- [13] DORMAN, J.: Numerical solutions for LOVE wave dispersion on a half-space with double surface layer. Geophysics **24** (1959) 12.

About the crustal structure on the basis of observations at the waves Lg and Rg on the Caucasus

V. G. PAPALAŠVILI, E. I. PATARAJA, D. I. SICHARULIDZE
and A. D. CCHAKAJA

Summary

The observations at short-period waves Lg and Rg at the stations of the Caucasus (Tbilisi, Soči, Erevan) and in Simferopol are interpreted. The data about the earthquakes for 1960—1961, which have taken place in Turkey, Iran, China, the Mediterranean Sea, Africa and other places (the distances from 400 to 600 km) are interpreted. It is ascertained that the waves Lg and Rg as a rule are absent at the propagation through the central parts of the Black Sea and the Caspian Sea, the Red Sea and some parts of the Mediterranean Sea.



On the amplitude curves of reflected waves for some models of the earth's crust

V. ČERVENÝ

Let us deal with the case which plays a fundamental role in investigating the structure of the earth's crust by seismic methods: the reflection of a spherical harmonic longitudinal wave from a plane interface between two homogeneous media. When such a wave falls on a plane interface a whole series of waves are produced — reflected longitudinal and transversal waves, different types of head waves, surface waves etc. All such waves interfere with one another and we therefore get the complex superposition of many waves as the result of reflection of a spherical harmonic wave. In practice, however, the incident wave does not usually have a harmonic but an impulse character. We do not then get the superposition of all the waves but the various waves separate from one another according to their times of arrival. In order to get as near as possible to reality, when studying the dynamic properties of a reflected wave we must determine the interference zone of this wave with the other waves. The most important interference of a reflected wave occurs beyond the critical point, where the reflected wave interferes with the head wave (see Fig. 1). The two waves interfere from the critical point (the distance of which from the source is denoted by r^*) up to a certain distance r_I . Only beyond this distance r_I do the two waves separate. For r_I we easily obtain (see [1])

$$r_I \doteq r^* + 2\sqrt{a_1 \Delta t H} (1 - n^2)^{-3/4} + a_1 \Delta t (1 - n^2)^{-1}, \quad (1)$$

where Δt is the length of the pulse, n the refractive index, a_1 the velocity of compressional waves in the medium with the source, H the depth of the interface. From (1) we can see, that the interference zone will be the longer, the greater the depth of the interface H , the nearer the refractive index is to one and the greater the length of the pulse Δt . If we assume Δt equal to one period (i.e. $\Delta t = T = \lambda/a_1$, where λ is the wavelength), we obtain from (1)

$$r_I = r^* + 2\sqrt{\lambda H} (1 - n^2)^{-3/4} + \lambda n (1 - n^2)^{-1}. \quad (2)$$

The values of r_I for some models of the earth's crust for Δt equal to one period are given in Tab. 1, where $[\lambda] = \text{km}$.

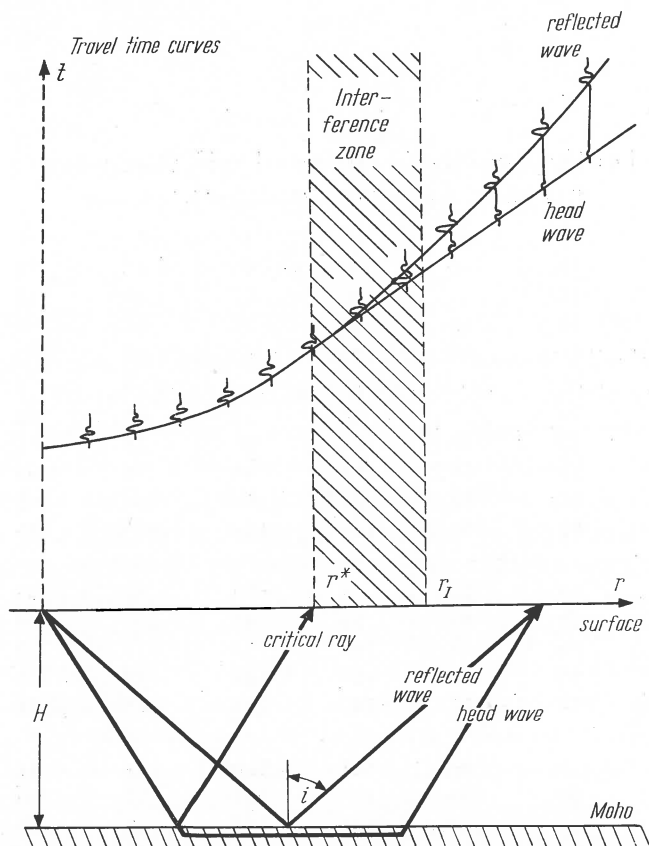


Fig. 1. Travel time curves of reflected and head waves (schematically)

The wave produced by the interference of the reflected wave and the head wave will naturally have quite different amplitude properties to those of the two waves independently. In the interference zone, therefore, we must investigate the interference wave and not the reflected wave or head wave in themselves. The relations of the amplitudes of the reflected and head waves have no physical meaning inside the interference zone.

Beyond the interference zone, however, we can study the properties of the two waves independently. The following asymptotic relation is often used for the amplitudes of the reflected waves A_R :

$$A = R^{-1} |A_0(x)|, \quad (3)$$

where R is the distance from the imaginary source, A_0 the coefficient of reflection of plane waves, x the sine of the angle of incidence. Analogously, by approximate asymptotic methods we get for the amplitude of the head

Table 1
Values of r_I

H [km]	n	r_I [km]						
		$\lambda = 0.0$	$\lambda = 0.5$	$\lambda = 1.0$	$\lambda = 1.5$	$\lambda = 2.0$	$\lambda = 2.5$	$\lambda = 3.0$
10	0.70	20	27	31	34	37	39	41
	0.75	23	32	36	40	43	46	48
	0.80	27	37	42	47	50	53	56
	0.85	32	45	52	57	62	66	70
	0.90	41	59	68	75	82	88	94
20	0.70	39	50	55	59	63	66	69
	0.75	45	58	64	68	72	76	79
	0.80	53	68	75	80	85	89	93
	0.85	65	83	91	98	104	109	114
	0.90	83	107	118	128	136	143	150
30	0.70	59	72	78	83	87	91	94
	0.75	68	83	90	95	100	104	108
	0.80	80	98	106	112	118	123	127
	0.85	97	119	128	136	143	150	156
	0.90	124	153	167	178	187	196	204
40	0.70	78	94	101	106	111	115	119
	0.75	91	108	116	122	127	132	137
	0.80	107	127	136	143	150	155	160
	0.85	129	154	165	174	182	189	196
	0.90	165	199	214	226	237	246	255
50	0.70	98	115	123	129	134	138	142
	0.75	113	133	141	148	154	159	164
	0.80	133	156	166	173	180	187	193
	0.85	161	189	201	211	220	227	235
	0.90	206	244	260	274	285	296	306

wave A^* the relation

$$A = \frac{C(n)}{k \sqrt{1 - n^2} \sqrt{r} (r - r^*)^{3/2}}, \quad (4)$$

where C is the so-called coefficient of head wave. However, around the critical point the accuracy of these two asymptotic relations is very small. The validity of the asymptotic relations is often incorrectly extended to the whole range of distances, particularly for reflected waves. The amplitude curve of the reflected wave then has the following shape in the

geometric ray theory (see Fig. 2): it first grows, has its peak in the critical point, where it is maximum, and then gradually decreases. The critical point is thus very important in the geometric ray theory because the amplitude curve reaches its maximum there.

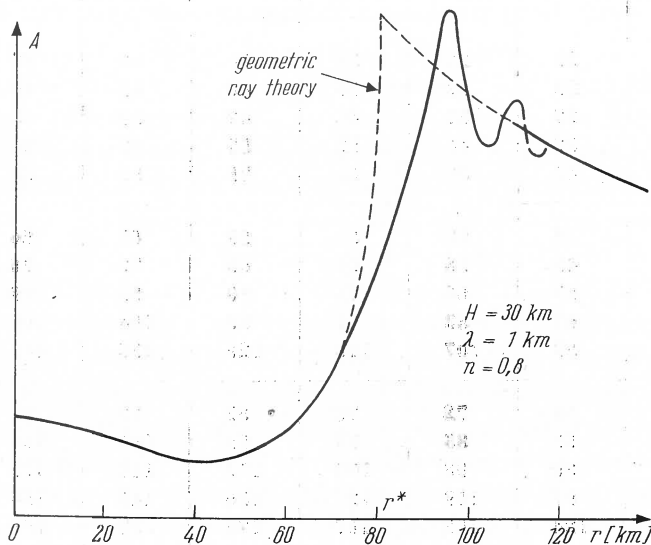


Fig. 2. The amplitude curves of reflected waves according to formulae (4) and (5)

As has already been said, this approximation cannot be used in the interference zone at finite frequencies. I therefore derived more exact relations and took into consideration the interference with the head wave [2]. As a further degree of approximation I thus obtained the approximate relation for the amplitude of the interference reflected wave around the critical point:

$$A = R^{-1} \left| A_0(x) - \left(\frac{H}{\lambda} \right)^{-1/4} g(n) h(x) G(y) \right|, \quad (5)$$

where

$$g(n) = 0.531 n^{3/4} (1 - n^2)^{1/4} C(n),$$

$$h(x) = x^{-5/4} (1 - x^2)^{1/8},$$

$$y = 3.545 \sqrt{H/\lambda} \cdot \sqrt{(1 - nx)(1 - x^2)^{-1/2} - (1 - n^2)^{1/2}},$$

$$G(y) = \dots \text{tabulated}^1).$$

¹) In paper [2] formula (5) was not derived directly, but some rather complicated formula. The derivation of (5) will be soon published.

In order to be able to determine the amplitude curves from the above relation rapidly, some secondary functions, particularly the coefficient of reflection of plane waves A_0 for a series of parameters near to those in the earth's crust, were calculated by means of an electronic computer.

In the Fig. 2 we can see the amplitude curves of reflected waves calculated according to the formula (5) and formula (3). The amplitude curves in this picture were calculated for one typical model of the earth's crust: the depth of the interface $H = 30$ km, refractive index $n = 0.8$ and for the wavelength $\lambda = 1.0$ km (i.e. frequency about 6 cps). It is seen from this figure that the amplitude curve of the interference reflected wave substantially differs in the neighbourhood of the critical point from the amplitude curve found by the geometric ray method. The amplitude curve does not have a peak in the critical point. It increases in the neighbourhood of the critical point, reaching its maximum somewhere beyond the critical point and then oscillating decreases. At a distance r_1 the head wave and reflected wave then separate, the latter ceasing to oscillate. It can be proved that the amplitude curve maximum will always lie in the interference zone of the reflected and head wave. It is for this reason that the interference zone is so important.

I think that the distance between the position of the maximum and the source r_M will play a very important role in the interpretations. The position of the amplitude curve maximum depends on a number of parameters of the medium, primarily the depth and dip of the interface, the focal depth and the refractive index. Furthermore, the position of the maximum varies with the frequency of the incident wave. Let us deal in greater detail with the dependence of the amplitude curve on the frequency and on some other parameters.

From the Fig. 3 we can see, that the lower the frequency, i. e. the longer the wavelength, the further the maximum will lie beyond the critical point. It is also seen from this figure that the amplitude curve has a narrow, sharp peak at small wavelengths while at high wavelengths its peak is broader and more unpronounced.

An analogous phenomenon can be observed when the depth of the interface and the refractive index n are changed (see Figs. 4 and 5). The greater is the depth of the interface and the nearer the refractive index n is to one, the greater is the distance between the maximum and the source as well as the distance between the maximum and the corresponding critical point.

The ratio of the densities has practically no influence on the position of the maximum nor, in most cases, has the absorption. The latter substantially influences the shape of the whole curve, it is true, but has a very small influence on the position of its maximum.

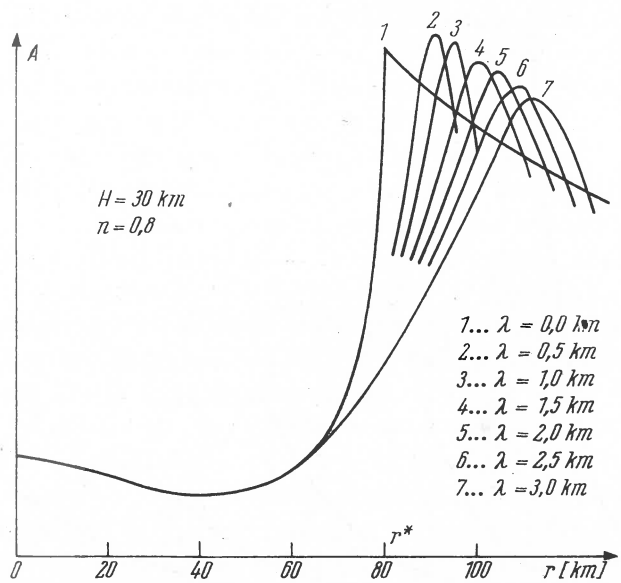


Fig. 3. The amplitude curves of reflected waves for different wavelengths λ

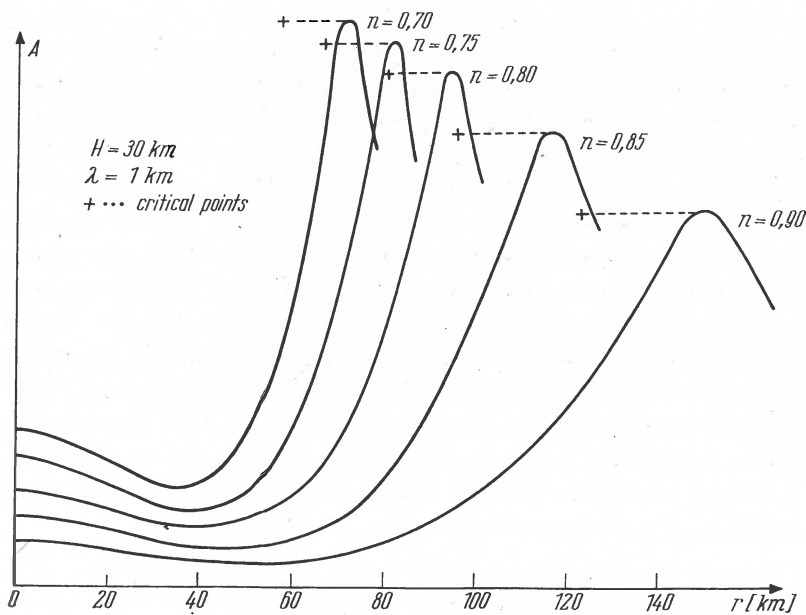


Fig. 4. The amplitude curves of reflected waves for different refractive indices n

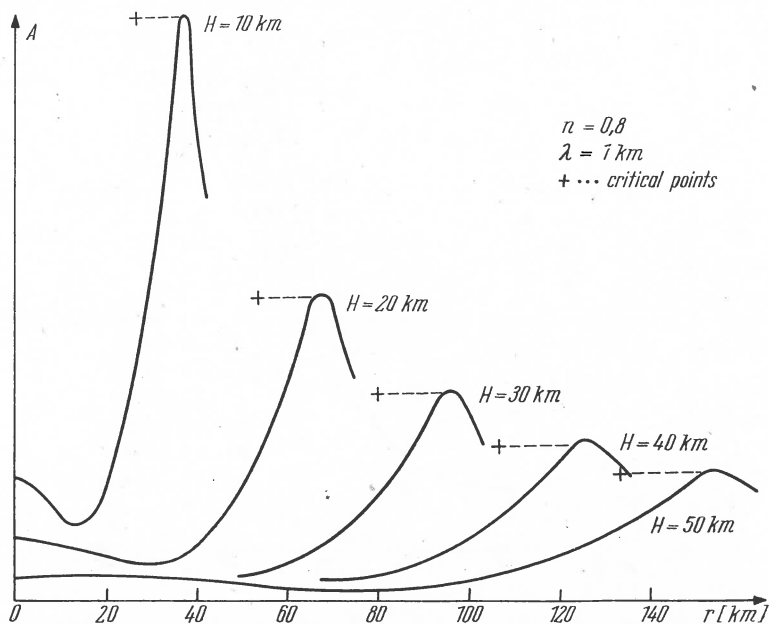


Fig. 5. The amplitude curves of reflected waves for different depths of interface H

Since the measurements of the dynamic parameters varies very much at present for several reasons, I think that the less pronounced properties of amplitude curves cannot be used for the time being. The position of the maximum, however, can very often be determined from observations. To avoid having to construct a series of theoretical amplitude curves for purposes of comparison, I studied the possibility of determining the position of the maximum directly, without calculating the amplitude curves. It can be shown, that the position of the maximum can be easily found, when we know the parameters of the media and the frequency. Vice versa, from the measured position of the maximum one can determine one of the parameters of the media [3]. I think the best way to do this is to determine the position of the critical point from that of the maximum and then to subject the critical point to the usual treatment. The position of the critical point can be determined from that of the maximum by means of the approximate relation [4]:

$$r^* \doteq r_M - \alpha \sqrt{\lambda r_M}, \quad (6)$$

where

$$\alpha = 0.86 n^{-1/2} (1 - n^2)^{-1/2}.$$

Table 2
Values of r_M

H [km]	n	r_M [km]						
		$\lambda = 0.0$	$\lambda = 0.5$	$\lambda = 1.0$	$\lambda = 1.5$	$\lambda = 2.0$	$\lambda = 2.5$	$\lambda = 3.0$
10	0.70	20	24	27	29	31	33	34
	0.75	23	28	31	33	35	37	39
	0.80	27	33	36	39	41	44	45
	0.85	32	40	44	47	50	53	56
	0.90	41	52	57	61	66	69	72
20	0.70	39	46	49	52	54	56	58
	0.75	45	53	56	60	62	64	66
	0.80	53	62	66	70	72	75	78
	0.85	65	75	80	84	88	91	94
	0.90	83	96	103	109	114	118	122
30	0.70	59	67	70	73	76	79	81
	0.75	68	77	81	85	88	91	93
	0.80	80	91	95	99	103	106	109
	0.85	97	110	115	119	125	128	132
	0.90	124	140	148	155	161	166	170
40	0.70	78	87	91	95	98	101	103
	0.75	91	101	106	110	113	116	119
	0.80	107	118	124	128	132	136	139
	0.85	129	144	150	155	159	165	168
	0.90	165	184	193	200	206	212	218
50	0.70	98	108	112	116	119	122	125
	0.75	113	124	129	134	138	141	144
	0.80	133	146	152	157	161	165	169
	0.85	161	177	184	190	196	199	204
	0.90	206	227	238	245	252	258	264

Tab. 2 gives as an example the values of r_M for some models of the earth's crust (for different depths of the interface H and different refractive indices n).

If the incident wave is not a harmonic but an impulse wave, the amplitude curve will naturally also depend on the shape of the pulse. I therefore dealt with the reflection of an impulse wave in the neighbourhood of the critical point and on the basis of this analysis theoretical seismograms for some models of the earth's crust were found. It can be shown that the maximum of the amplitude curve will always lie in the interference zone of the reflected and head waves and that the conclusions derived will hold as the first approximation also for reflected impulse wave.

References

- [1] ČERVENÝ, V.: On the length of the interference zone of a reflected and head wave beyond the critical point and on the amplitudes of head waves. *Studia geoph. et geod.* **6** (1962) 49–64.
- [2] ČERVENÝ, V.: The amplitude curves of reflected harmonic waves around the critical point. *Studia geoph. et geod.* **5** (1961) 319–351.
- [3] ČERVENÝ, V.: On the position of the maximum of the amplitude curves of reflected waves. *Studia geoph. et geod.* **6** (1962) 215–234.
- [4] ČERVENÝ, V.: Определение положения начальной точки по амплитудным кривым отраженных волн. *Studia geoph. et geod.*, **7** (1963) 286–288.

Diskussion

E. F. SAVARENSKIJ:

The amplitude of head waves is proportional to the wave length λ , but the maximum of $A(\Delta)$ is in the inverse relation with the λ ?

V. ČERVENÝ:

Yes, it is true. The amplitudes of the head wave are in the first approximation proportional to the wave length λ . The superposition of the reflected and the head wave, however, has quite different amplitude properties. The greater is the wavelength, the greater is the distance between the maximum of the interference reflected wave and the source.

Oscillatory character of amplitude curves for seismic body waves

J. VANĚK and J. STELZNER

The importance of studying the amplitudes of seismic body waves in relation to the structure of the earth's mantle has been emphasized by several authors [1, 2]. In previous investigations [3—6], however, only general features of amplitude curves in limited distance intervals were given. Combining observations of four Middle European seismic stations — Prague, Jena, Collmberg and Potsdam — we obtained a sufficient set of homogeneous data to derive the fine structure of amplitude curves for P-, PP- and S-waves.

Maximum ground amplitudes A in microns and periods T in seconds for individual waves could be estimated by special analysis of 257 well-recorded earthquakes. Using corresponding station corrections [7], the local effects on amplitudes of body waves were eliminated. The eventual effects of the earthquake mechanism were considerably minimized by the proximity of the stations. Epicentral distances were computed from ISS parameters, and from 1950 from BCIS or USCGS parameters, respectively.

Introducing

$$A_i^* = \log (A_i/T_i) - M_i \quad (1)$$

for $i = \text{PH, PV, PPH, SH}$, where the magnitudes

$$M_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n M_i^j \quad (2)$$

for $j = \text{Prague, Jena, Collmberg, Potsdam}$ were determined on the basis of the second approximation of the magnitude calibrating functions for body waves [7], we can take the graphical representation of the dependence (A_i^*, Δ) as the amplitude curve for the corresponding wave. The whole set of observations for an individual wave was divided into natural intervals, which were represented by their centres of gravity (large crosses in Fig. 1). Through these representative points the amplitude curve was then drafted allowing for the tendency of detailed distribution of the observations. Thus the fine structure of amplitude curves could be investigated with a considerable degree of certainty.

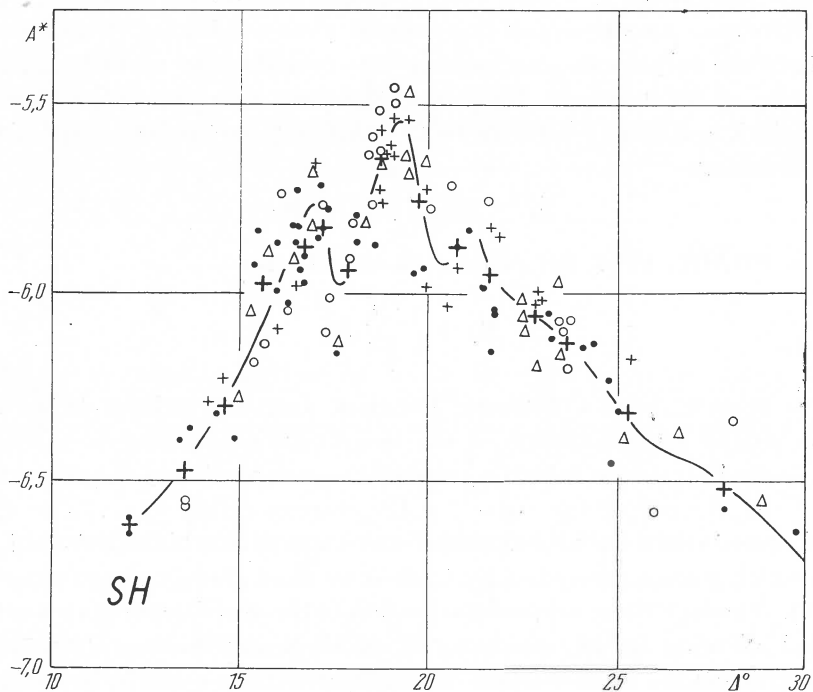
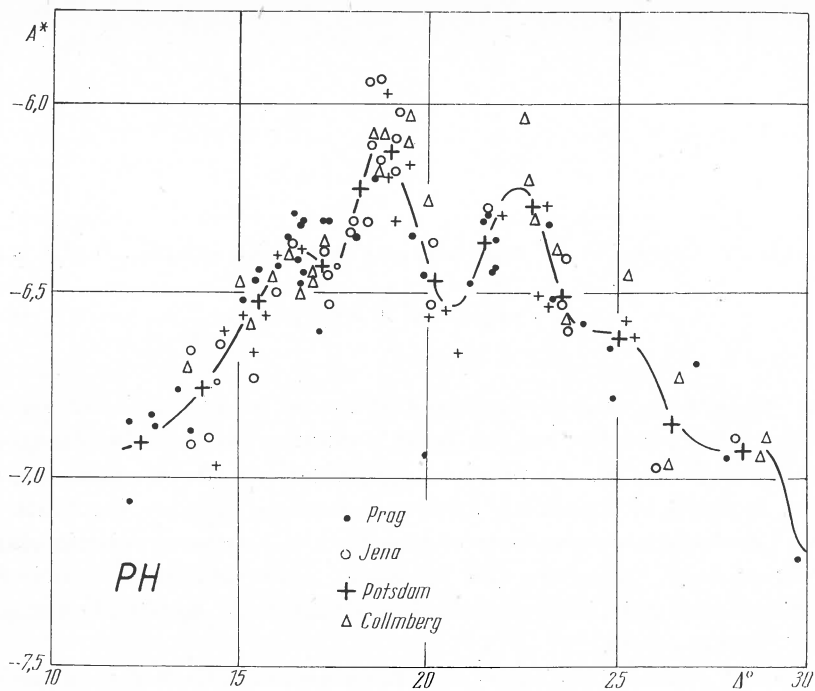


Fig. 1. Sections of amplitude curves for horizontal component of P- and S-waves. A^* — reduced amplitude according to equation (1); Δ — epicentral distance in degrees; large crosses indicate representative points of natural intervals

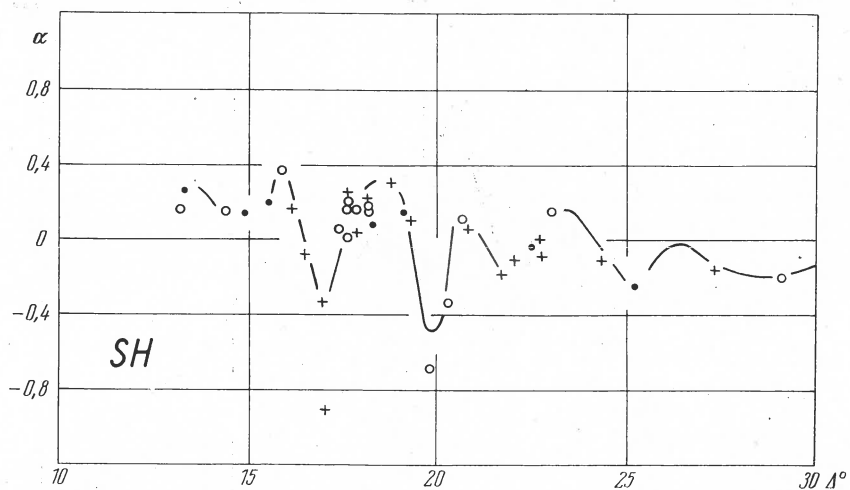
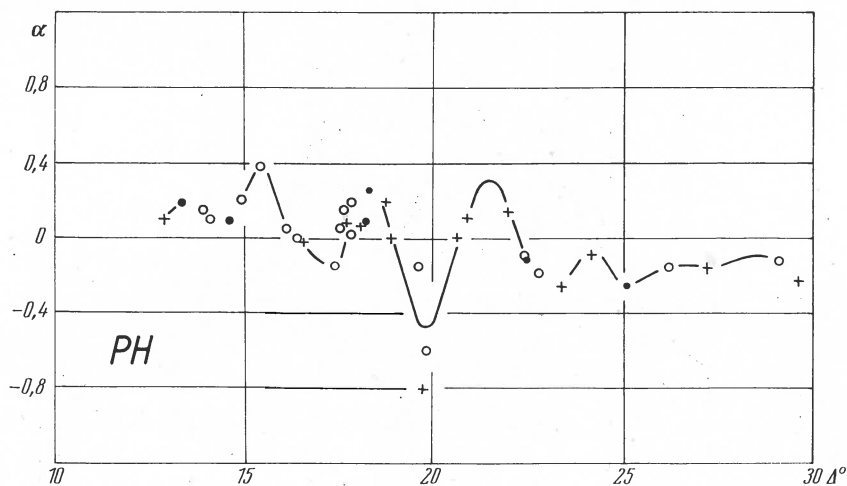


Fig. 2. Sections of gradient curves $\alpha(\Delta)$ for horizontal component of P- and S-waves. The gradients are indicated as follows: estimated from 4 observations by full circles, from 3 observations by open circles, from 2 observations by crosses

Two partial sections of amplitude curves with the points of observation and corresponding representative points for horizontal components of P- and S-waves in the distance range near the "20° discontinuity" are shown in Fig. 1. The oscillatory character of the amplitude curves can be clearly seen. This phenomenon was also found for other waves being investigated in several distance ranges.

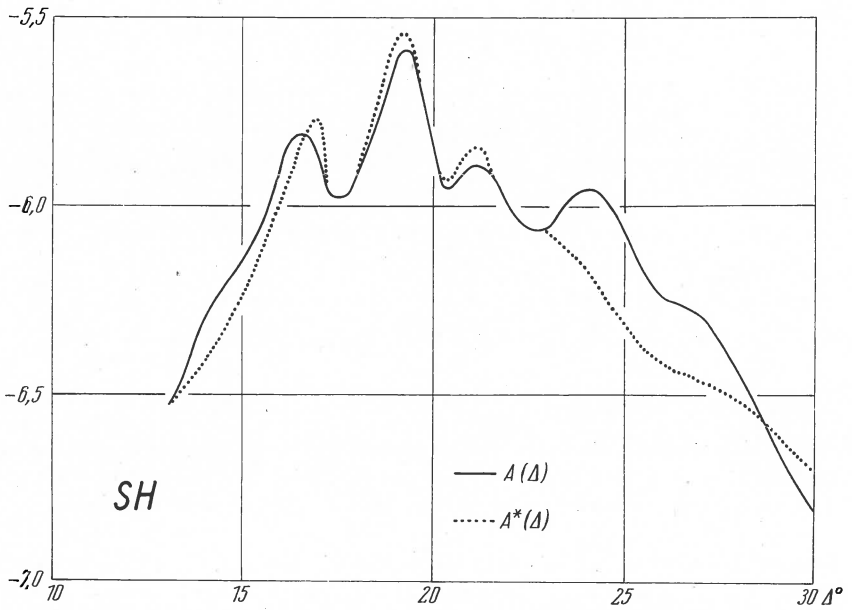
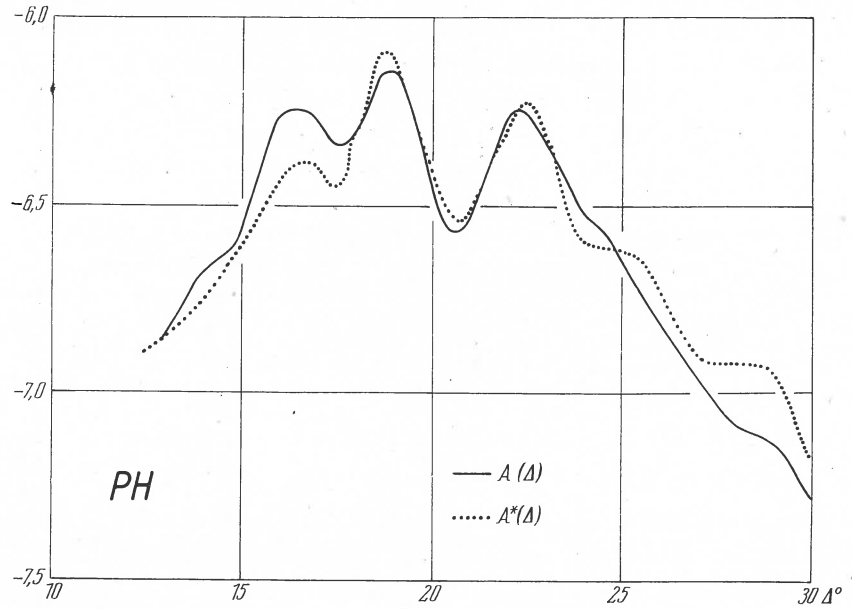


Fig. 3. Comparison of amplitude curves $A^*(\Delta)$ with $A(\Delta)$ derived by integration of gradient curves for horizontal component of P- and S-waves in the distance range to 30°

In the definition (1) of the quantity A^* the earthquake magnitude M occurs. Although it is not probable that the method of the magnitude determination used could influence the shape of the amplitude curves, we checked their shape by a method which was entirely independent of the magnitude M . Using the materials of four European stations published in [7] we have simultaneous observations of amplitudes and periods in a small distance interval $d\Delta$ at more than one station for most earthquakes in question. After applying the appropriate station corrections we can determine for every earthquake the gradient of the amplitude curve

$$\alpha = da/d\Delta, \quad (3)$$

where $a = \log(A/T)$. The value of the gradient was estimated per 1° of the epicentral distance and coordinated to the mean Δ in the interval $d\Delta$. Thus the gradient curves

$$\alpha_i = \alpha_i(\Delta) \quad (4)$$

could be constructed. Two partial sections of gradient curves for horizontal components of P- and S-waves in the distance range to 30° are shown in Fig. 2.

The shape of the amplitude curves can be obtained independently of the A^* -curves by integrating the gradient curves. Then

$$A(\Delta) = \int \alpha(\Delta) d\Delta. \quad (5)$$

The integration of the curves given in Fig. 2 was carried out graphically, the step of integration being 0.1° . The integration constants were excluded by satisfying the condition $A(13^\circ) = A^*(13^\circ)$ for both P- and S-waves. The resulting $A(\Delta)$ -curves are compared with the $A^*(\Delta)$ -curves in Fig. 3. We see that the shape of $A(\Delta)$ -curves is in good agreement with that of $A^*(\Delta)$ -curves. Thus the gradient curves confirm the course of the amplitude curves derived, especially they confirm the reality of oscillations which are typical for the fine structure of the amplitude curves for body waves.

A more detailed account of this work was published in the Gerlands Beiträge zur Geophysik 71 (1962) p. 105—119.

References

- [1] JEFFREYS, H.: The times of P up to 30° . Mon. Not. Roy. Astro. Soc., Geophys. Supp. 6 (1952) 348.
- [2] LEHMANN, I.: P and S at distance smaller than 25° . Trans. Amer. Geophys. Union 34 (1953) 477.
- [3] GUTENBERG, B.: On the layer of relatively low wave velocity at a depth of about 80 kilometers. Bull. Seism. Soc. Amer. 38 (1948) 121.
- [4] BREMAECKER, J. CL. DE: Use of amplitudes, Part I: P_n from 3° to 23° . Bull. Seism. Soc. Amer. 45 (1955) 219.

- [5] RUPRECHTOVA, L.: Dependence of amplitudes of seismic body waves on the distance. *Studia geophys. geodate.* **2** (1958) 397.
- [6] VANĚK, J.: Die Amplituden von PP- und SS-Wellen in der Nähe von 40° und die Struktur des äußeren Erdmantels. *Ann. Geofis.* **12** (1959) 239.
- [7] VANĚK, J. and STELZNER, J.: Einheitliche Bestimmung von Erdbebenmagnituden für mitteleuropäische Stationen. *Travaux Inst. Géophys. Acad. Tchécosl. Sci. No. 136* (1960).

Diskussion

E. BISZTRICSANY:

Der Fehler der Bestimmung der Entfernung ist $\delta\Delta^\circ \leq 2^\circ$. Ein Punkt, der auf den Abbildungen z. B. bei 70° erscheint, kann ebenso den Entfernungen von 68° oder 72° zugehörig sein. Man kann also ein ganz anderes Bild erhalten. Deshalb glaube ich nicht, daß die Oszillationen mit der Erdstruktur in Verbindung stehen.

J. VANĚK:

Es wurden nur Erdbeben benutzt, für welche eine gute Epizentrumsbestimmung zur Verfügung war (ISS, BCIS, USCGS), so daß $\delta\Delta^\circ$ in den meisten Fällen unter 2° lag. Die Bestimmung der Gradienten ist dann von den Koordinaten des Epizentrums ganz unabhängig (man arbeitet dabei nur mit Distanzdifferenzen) und bestätigt dabei die Existenz von Oszillationen der Amplitudenkurve.

R. RÖSLER:

I do not understand, why you differentiate at first a curve and then you integrate it.

J. VANĚK:

We did not differentiate the $A^*(\Delta)$ -curve, but we constructed independently gradient curves $\alpha(\Delta)$ for individual waves. By integrating the gradient curves the amplitude curves $A(\Delta)$ were then obtained.

L. EGYED:

It is difficult to accept as real the oscillations in the amplitude curves beyond 20° of the epicentral distance. The reality of this supposition must be questioned because of the fact that the period of the oscillations is coinciding with the uncertainty of epicentral determinations. All periods less or about 1° must be regarded as uncertain. It is still more doubtful to attribute these oscillations to the fine structure of the earth's interior. The dissolving power is decreasing with depth. Hence, changes in the variations observed must be attributed in the first place to near-surface inhomogeneities. This fact is well known to exploration geophysicists.

J. VANĚK:

Die physikalische Deutung von Oszillationen ist ein wichtiges Problem, welches noch gelöst werden muß. Die Gradientenkurve, die von der Lage des Epizentrums unabhängig ist, bestätigt den oszillatorischen Charakter der Amplitudenkurven. Der Einfluß des Erdbebenmechanismus kommt praktisch nicht in Frage wegen der engen Nachbarschaft der benutzten Stationen. (Das Azimut der Stationen in Rich-

ting Epizentrum variiert gewöhnlich um 1° – 2° .) Auch die geographische Verteilung der Erdbeben für $\Delta < 50^{\circ}$ kann keine große Rolle spielen, weil es sich meistens um Erdbeben vom westlichen Mittelmeer und aus Zentralasien handelt.

A. ZÁTOPEK:

Es ist jedenfalls sehr auffallend, daß diese Unterschiede an unabhängigen Materialien von 4 Stationen so gesetzmäßig auftreten. Das kann sicherlich kein Zufall sein. Deswegen ist auch die Streuung nicht so, wie sie hier angenommen wurde. Es gibt natürlich Intervalle, wo die Streuung groß und die Interpretation unsicher ist; bestimmt aber existieren Intervalle, und ich denke konkret an den Distanzbereich von 16° bis 20° , wo diese Unterschiede typisch sind und durch die Änderungen des physikalischen Zustands hervorgerufen werden und daher ihren reellen Grund zum Vorschein bringen.

W. BUCHHEIM:

Die Einwände von Prof. EGYED treffen zweifellos für gewisse Abschnitte der Kurve zu, aber nicht für die geringen Epizentraldistanzen, für die der oszillatorische Charakter der Kurven ziemlich klar erscheint. Im übrigen wäre zu empfehlen, die ganze Untersuchung mit einem völlig anderen Material zu wiederholen.

A. P. SINICÝ:

Ich glaube, daß die Methode, welche Herr Dr. VANĚK für die Bestimmung der Amplitudenkurven gebraucht hat, sehr nützlich ist. Denn die Amplitudenkurven sind durch Integration der Gradientenkurven berechnet und deshalb sind die zufälligen Oszillationen ausgeglichen. Die Methode wird zu richtigen Resultaten führen.

Analysis of seismic travel-time curves in association with the question of heterogeneity of the earth's structure

G. N. BUGAEVSKIJ

Summary

The method of the analysis of the travel-time curves form with the help of its piece-parabolic approximation without a preliminary smoothing of empiric travel-time curve by a continuous function is described. Some results of the determinating of the travel-time curve derivative by the mentioned method indicating the increase of the derivative close to certain values of epicentral distance are given. The results of piece-continuous approximation of empiric travel-time curve by polynomials of the second and fifth order within the mentioned values of the distance are stated. A conclusion is made concerning the possibility of the existence of travel-time curve discontinuities of direct waves close to the distance values of $34-38^\circ$, $49-53^\circ$, $68-72^\circ$. An assumption is put forward that the levels of heterogeneity with the local relative reduction of the velocity at the depths close to 900, 1200 and 1800 km may correspond to these discontinuities.

Über einige Ergebnisse der Spektralanalyse seismischer Schwingungen

N. K. KARAPETJAN

In vorliegender Arbeit wird eine Reihe von Ergebnissen in bezug auf das Spektralbild von seismischen Bodenschwingungen bei Explosionen angeführt. Ein Teil dieser Ergebnisse ist das Resultat der Untersuchung von Gebäudeschwingungen infolge Explosionen, wobei auch Bodenschwingungen registriert wurden [1], der andere Teil dagegen ergibt sich aus dem seismischen Verhalten desselben Bodenabschnitts [2]. Die Aufzeichnungsart dieser Spektralanalyse wurde nach der von uns vorgeschlagenen Methodik für die Bestimmung des Spektrums unter Berücksichtigung der Nichtperiodizität seismischer Schwingungen durchgeführt [3].

Laut dieser Methodik werden seismische Bodenschwingungen als FOURIER-Integral dargestellt, und zwar als unbegrenzte Summe unendlich frequenznaher sinusförmiger periodischer Schwingungen,

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} S(\omega) e^{i\omega t} d\omega . \quad (1)$$

In dem gegebenen Fall spiegelt die Funktion $f(t)$ das Bodenschwingungsgesetz beim Durchlaufen seismischer Wellen im begrenzten Zeitabschnitt wider. Der Hauptteil des Komplexspektrums dieser Funktion ist im Gebiet der Frequenzen 0 bis ω' begrenzt. Daraus ergibt sich die Möglichkeit, das Integrieren in den Grenzen des Beginns des Schwingungsprozesses bis zu seinem Erlöschen im Gebiet der Frequenzen von 0 bis ω' durchzuführen:

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{\omega'} S(\omega) e^{i\omega t} d\omega . \quad (2)$$

Die Größe $S(\omega) d\omega = dC$ ist hier die komplexe Amplitude einer jeden einzelnen Schwingung mit der Frequenz ω . Demzufolge ist die Größe $S(\omega)$ eine komplexe Funktion der Kreisfrequenz ω und bestimmt die Spektraldichte der komplexen Amplitude.

Jede harmonische Komponente von der Frequenz ω wird völlig durch die Spektrendichte ihrer Amplitude $\Phi(\omega)$ und der Anfangsphase $\varphi(\omega)$

bestimmt:

$$S(\omega) = \Phi(\omega) e^{i\varphi(\omega)}. \quad (3)$$

Der Modul $\Phi(\omega)$ des komplexen Spektrums $S(\omega)$ ist das Amplitudenspektrum der Funktion $f(t)$, und das Argument $\varphi(\omega)$ ist das Phasenspektrum derselben Funktion. Diese Spektren lassen sich folgendermaßen bestimmen:

$$\Phi(\omega) = \sqrt{A(\omega)^2 + B(\omega)^2}, \quad (4)$$

$$\varphi(\omega) = \arctg \frac{B(\omega)}{A(\omega)}, \quad (5)$$

wo $A(\omega)$ und $B(\omega)$ FOURIER-Koeffizienten sind:

$$A(\omega) = \int_0^{\nu} f(t) \cos \omega t dt, \quad B(\omega) = \int_0^{\nu} f(t) \sin \omega t dt. \quad (6)$$

Die Amplituden- und Phasenspektren werden graphisch dargestellt, und zwar erscheint an der Abszissenachse die Frequenz und an der Ordinate im ersten Falle die Amplitudendichte, im zweiten die Anfangsphase. Die Spektren nichtperiodischer Schwingungen erscheinen als kontinuierliche Funktionen und werden komplette Spektren genannt.

Laut der von uns vorgeschlagenen Methodik zur Aufstellung der Amplituden- und Phasenspektren auf Grund eines vorliegenden Seismogramms bzw. Akzellerogramms oder einer in der Zeitdauer fixierten Aufzeichnung einer Explosion lassen sich die Werte der Funktion $f(t)$ in Zeitabhängigkeit (durch bestimmte, genügend kleine Zeitabstände) definieren. Nun werden diese Werte in Tabellen aufgestellt und mit Elektronenrechenmaschinen die Werte $\Phi(\omega)$ nach (4) und $\varphi(\omega)$ nach (5) errechnet. Nach den hierdurch erhaltenen Angaben werden Amplituden- und Phasenspektren aufgestellt.

Wir unterzogen 33 Registrierungen der infolge von 9 Explosionen mit verschiedenen Sprengstoffmengen entstandenen Bodenbewegung einer Analyse [4]. Die Explosionen fanden am rechten Ufer des Flusses Razdan südöstlich des Dorfes Dawitaschen statt, das zum Schaumjaner Bezirk der Stadt Jerewan gehört. Das Gebiet besteht hauptsächlich aus Basalt mit einer dünnen Schicht von Weißerde [2]. Die Bodenbewegung wurde durch elektrodynamische Oszillographen „VEGIK“ aufgenommen.

Diese Geräte haben eine solche Frequenzcharakteristik, daß sie für Perioden im Bereich bis $T = 1$ s (Abb. 1) eine 1000fache Vergrößerung zeigen. 31 Aufzeichnungen der Bodenverrückungen wurden von „VEGIK“ getätigt, die in 4 speziell zu diesem Zweck ausgegrabenen Schächten im Urbasalt aufgestellt worden waren. Der 1. und 2. Schacht hatten 5,9 m, der 3. hatte 2,6 m und der 4. hatte 3,3 m Tiefe. Die Schächte haben die

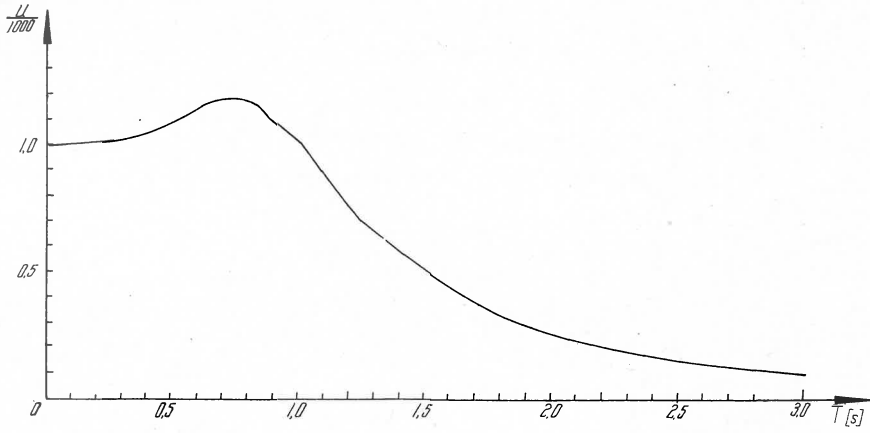


Abb. 1. Frequenzcharakteristik der verwendeten Seismographen

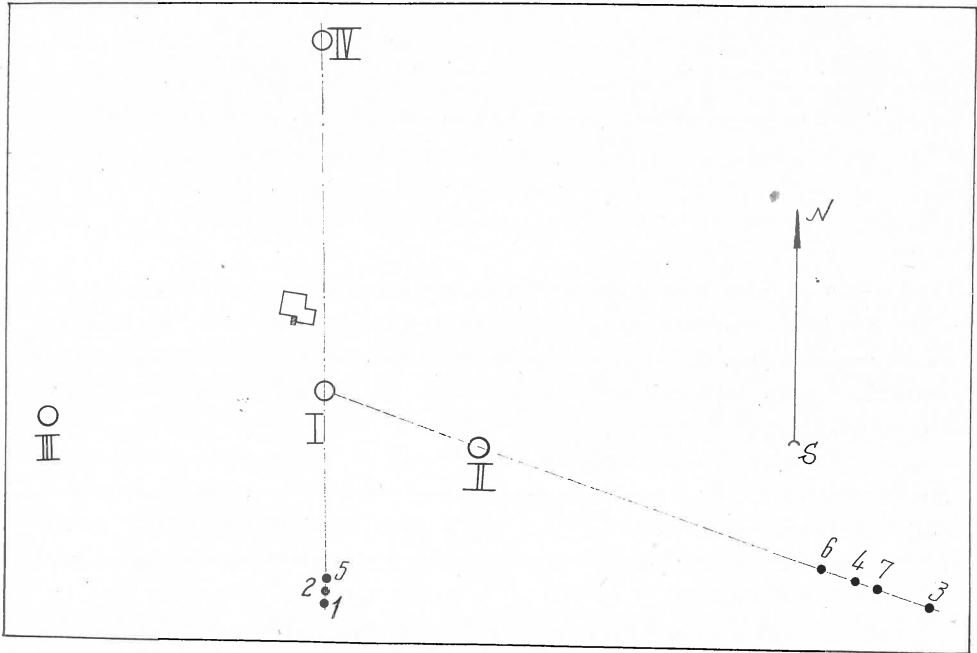


Abb. 2. Lage der Explosionspunkte und der Schächte für die Seismographen

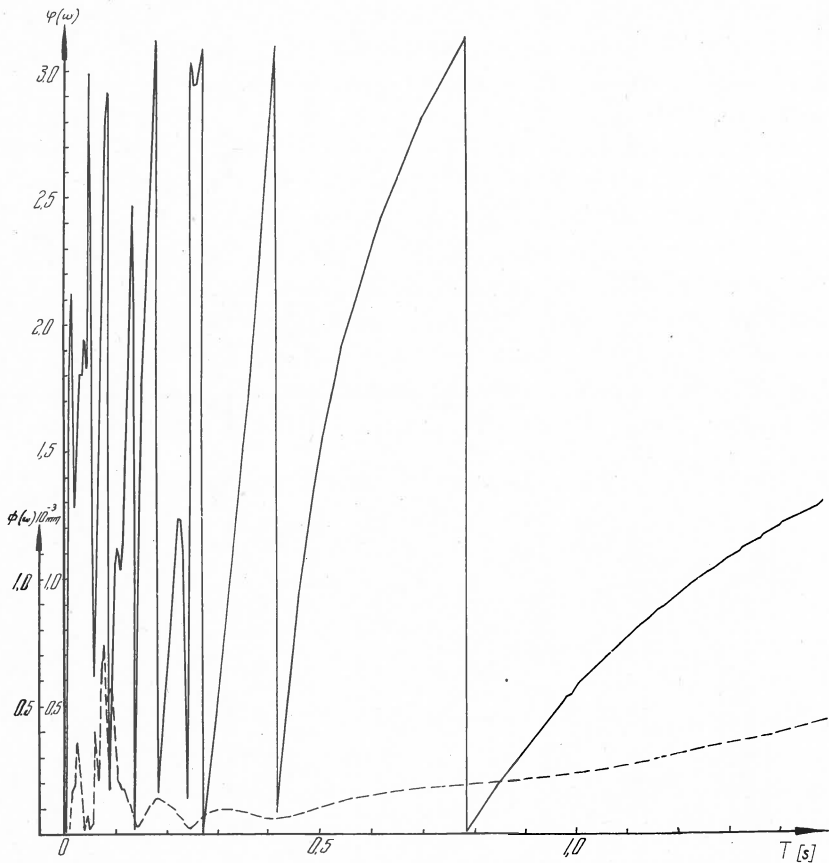


Abb. 3

Form eines senkrechten kreisrunden Brunnens mit dem Durchmesser von 3 m. Auf der Grundfläche des Brunnens wurde ein runder Betonpfeiler mit 2,2 m Durchmesser von 1 m Höhe errichtet, dessen unterer Teil 50 cm unter dem Schachtboden eingegraben war. Die Meßapparatur wurde auf diesem Betonpfeiler aufgestellt.

Die Registrierung der Schwingungen wurde von dem feldseismischen Meßlaboratorium mit zwei Oszillographen „POB-12“ und „GEOPHY-SIK-23“ durchgeführt.

Die Lage der Schächte und des feldseismischen Meßlaboratoriums sind aus Abb. 2 zu ersehen.

Um Amplituden- und Phasenspektren zu bekommen, wurden die Seismogramme um das Zehnfache vergrößert und an ihnen die Werte der Funktion $f(t)$ im zeitlichen Abstand von 0,005 s gemessen. Die tabellarisierten

Werte wurden in der Rechenzentrale der Akademie der Wissenschaften der Armenischen SSR mit der Elektronenrechenmaschine M-3 bearbeitet, so daß jeweils die Werte $\Phi(\omega)$ und $\varphi(\omega)$ für die Schwingungsdauer von 0,005 s bis 1 s im Abstand 0,005 s und von da ab im Abstand 0,01 s erhalten wurden. Nach diesen Angaben wurden für alle zu untersuchenden Aufzeichnungen Amplituden- und Phasenspektren aufgestellt. In den Diagrammen ist an der Abszissenachse die Frequenz und an der Ordinate bei einem Amplitudenspektrum die Spektraldichte der Amplitude $\Phi(\omega)$ und bei einem Phasenspektrum die Anfangsphase $\varphi(\omega)$ zu ersehen. Beim Aufstellen des Amplitudenspektrums wurde dem Einfluß der Frequenzcharakteristik dadurch Rechnung getragen, daß man $\Phi(\omega)$ mit einer Größe multiplizierte, die reziprok zur dynamischen Vergrößerung des Geräts war. Das Phasenspektrum wurde ohne Berücksichtigung der Phasencharakteristik des Geräts aufgestellt.

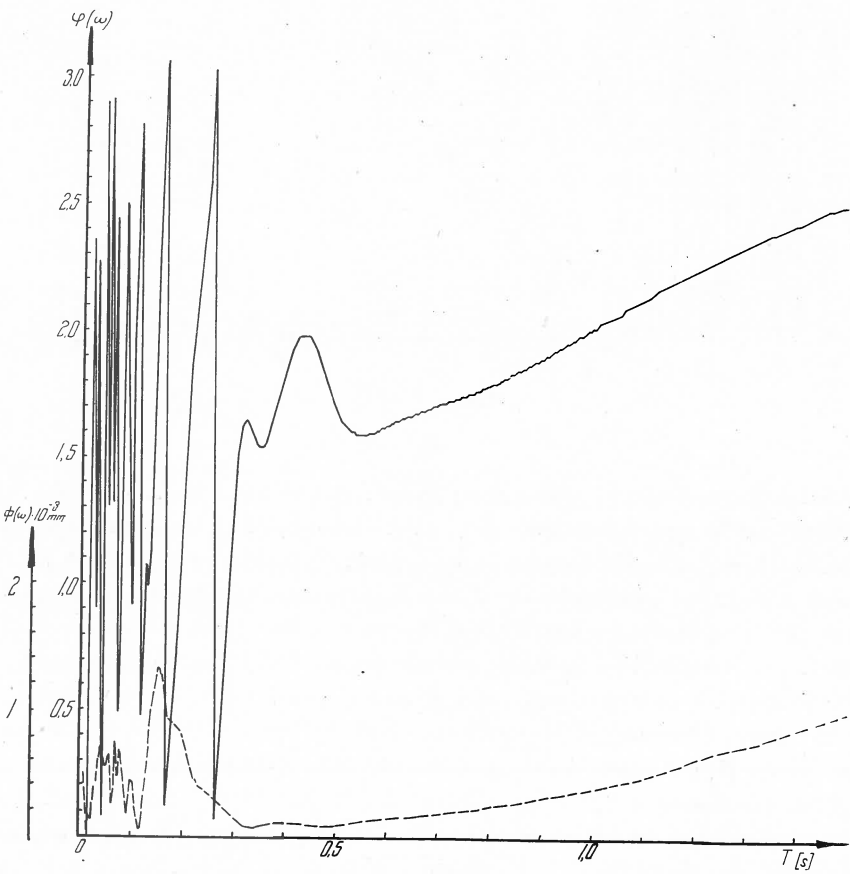


Abb. 4

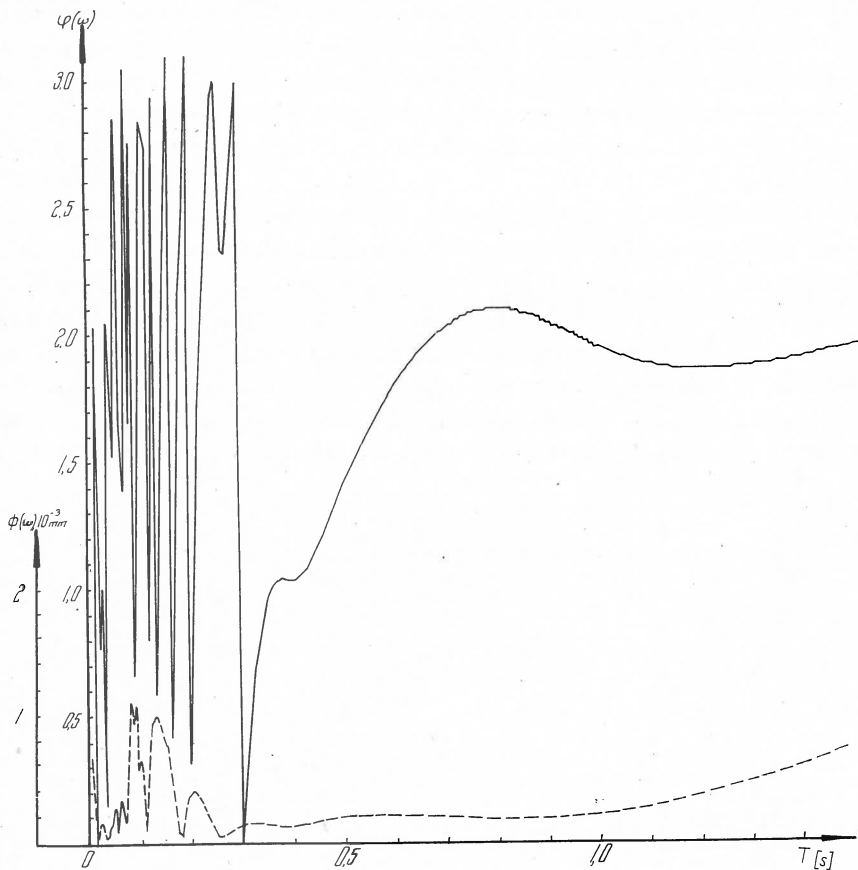


Abb. 5

Eine Explosion mit 300 g Sprengstoff wurde am 18. 10. 1958 im Südabschnitt der zu untersuchenden Versuchsstrecke im Abschnitt der Schächte 1—4 in 45 m Abstand von dem 1. Schacht durchgeführt (1. Explosion Abb. 2). Untersucht wurden Aufzeichnungen zweier in den Schächten 3 und 2 befindlichen Horizontal-Seismographen (Nord-Süd, West-Ost) sowie eines Horizontal-Seismographen (West-Ost) aus dem Schacht 1. Abb. 3 zeigt die Amplituden- und Phasenspektren für die Aufzeichnung des Horizontal-Seismographen (West-Ost) aus dem Schacht 1. Die volle Linie stellt das Phasen-, die gestrichelte das Amplitudenspektrum dar.

Die Explosion mit 400 g Sprengstoff wurde am 18. 10. 1958 in der Richtung der Verbindungslinie der Schächte 1 und 4 in 44 m Abstand von dem 1. Schacht durchgeführt (2. Explosion Abb. 2), d. h. an demselben Tage und etwa an derselben Stelle wie die 1. Explosion. Die Sprengungsart ist

in beiden Fällen die gleiche. Der Unterschied besteht allein in einer etwas größeren Sprengstoffmenge. Analysiert wurden die Registrierungen der in denselben Schächten aufgestellten Seismographen, d. h. die Aufzeichnungen der Horizontal-Seismographen (Nord-Süd, West-Ost) aus dem Schacht 3, (Nord-Süd) aus dem Schacht 2 und (West-Ost) aus dem Schacht 1.

Abb. 4 zeigt die Amplituden- und Phasenspektren für die Aufzeichnungen des Seismographen West-Ost aus dem Schacht 1.

Die Explosion am 22. 10. 1958 wurde durch gleichzeitige Sprengung der Ladung von 1600 g Explosivstoff durchgeführt. Die Sprenglöcher lagen im Osten der Versuchsstrecke im Bezirk des 1. und 2. Schachtes im Abstand von 105 m von dem 2. Schacht (3. Explosion Abb. 2). Analysiert wurden dabei die Registrierungen der Horizontal-Seismographen (Nord-Süd, West-Ost) aus dem Schacht 3, (Nord-Süd) aus dem Schacht 2 und

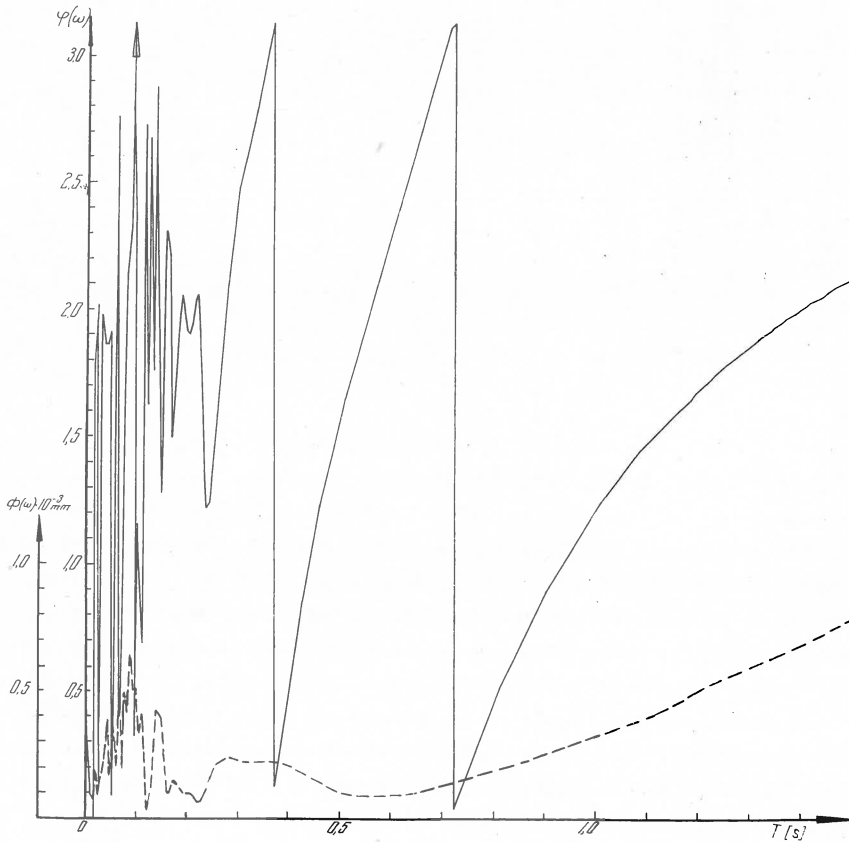


Abb. 6

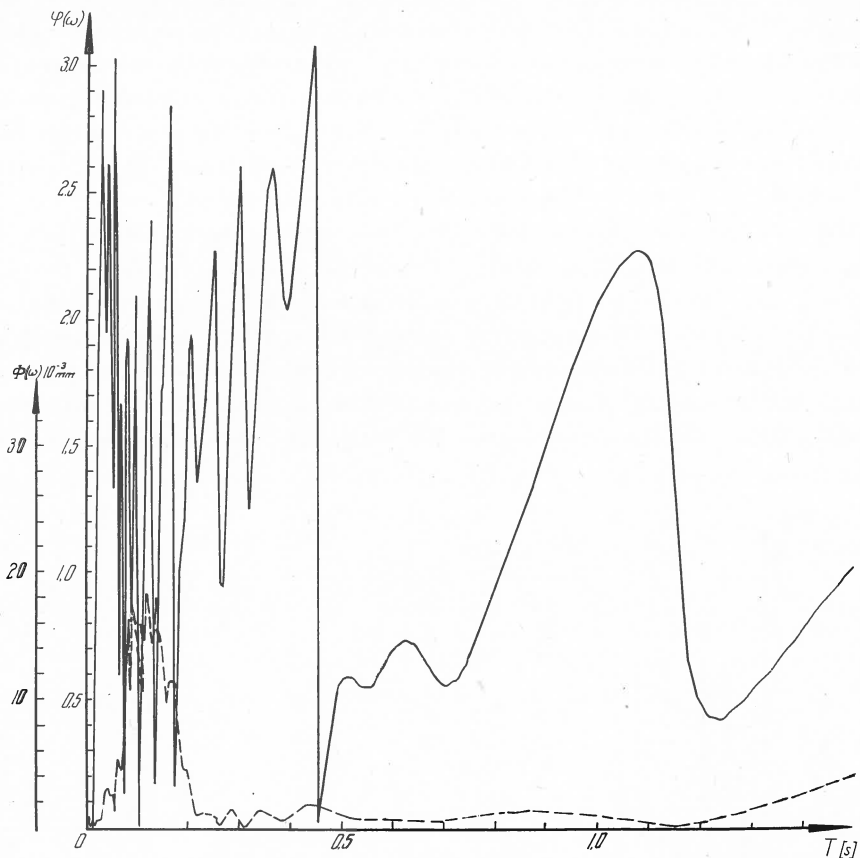


Abb. 7

(Nord-Süd) aus dem Schacht 1. Für diese Explosion wurden auch Aufzeichnungen der Vertikal-Seismographen aus den Schächten 1 und 2 analysiert.

Abb. 5 zeigt die Amplituden- und Phasenspektren für die Aufzeichnungen des Seismographen aus dem Schacht 1.

Am 17. 11. 1958 wurde eine Explosion im Osten der Versuchsstrecke mit einer Ladung des Sprengstoffs von 5 kg ausgelöst (4. Explosion Abb. 2). Analysiert wurden die von den Horizontal-Seismographen aus dem Schacht 1 (Nord-Süd), 4 (West-Ost) und 2 (Nord-Süd, West-Ost) aufgezeichneten Schwingungsbilder. In Abb. 6 sind die Amplituden- und Phasenspektren der Aufzeichnungen des Seismographen „Nord-Süd“ aus dem Schacht 1 wiedergegeben.

Die Explosion mit 10 kg Sprengstoff wurde am 18. 11. 1958 im südlichen Teil der Versuchsstrecke im Bezirk der Schächte 1—4 in einer Entfernung

von 42 m von dem 1. Schacht vorgenommen (5. Explosion Abb. 2). Analysiert wurden die Registrierungen der Horizontal-Seismographen (Nord-Süd) aus den Schächten 2, 3 und 4. Auch Aufzeichnungen der Horizontal-Seismographen aus den Schächten 1 und 4 wurden für diese Explosion analysiert. Abb. 7 zeigt die Amplituden- und Phasenspektren für die Registrierung des Vertikal-Seismographen aus dem Schacht 1.

Die Explosion am 20. 11. 1958 mit 15 kg Sprengstoff im östlichen Teil der Versuchsstrecke im Bezirk der Schächte 1 und 2 wurde in der Entfernung von 80 m von dem 2. Schacht gezündet (6. Explosion Abb. 2). Analysiert wurden die Registrierungen der Horizontal-Seismographen aus den Schächten 2 (West-Ost), 4 (Nord-Süd), 3 (West-Ost) und die der Vertikal-Seismographen aus den Schächten 1 und 2. Abb. 8 enthält die Amplituden- und Phasenspektren des Vertikal-Seismographen aus dem

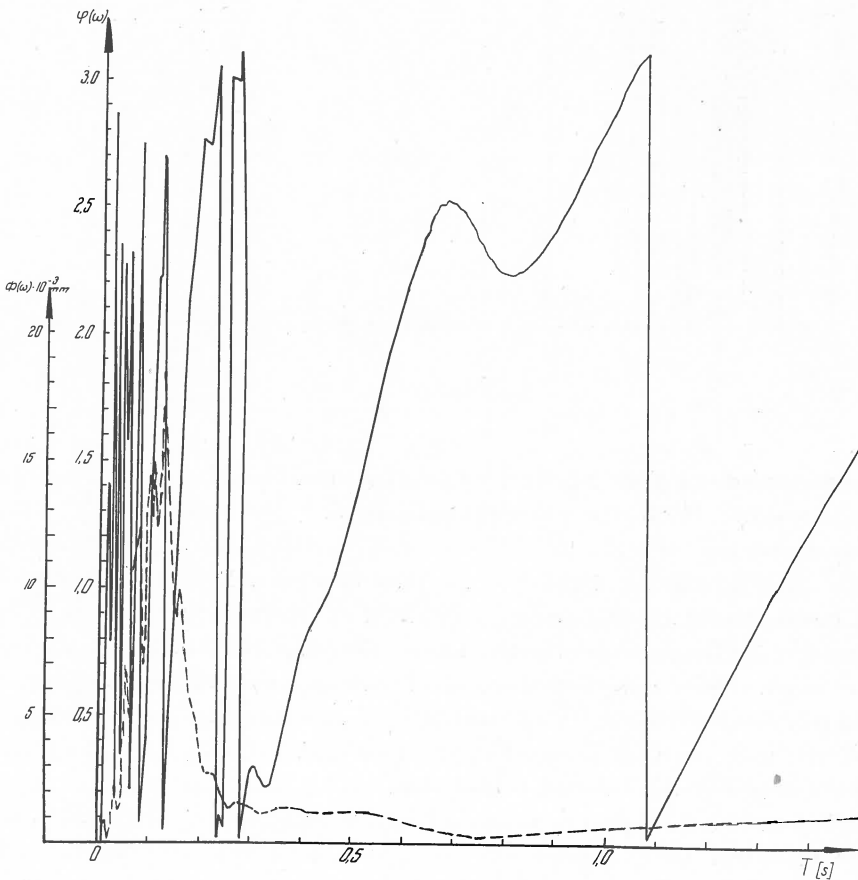


Abb. 8

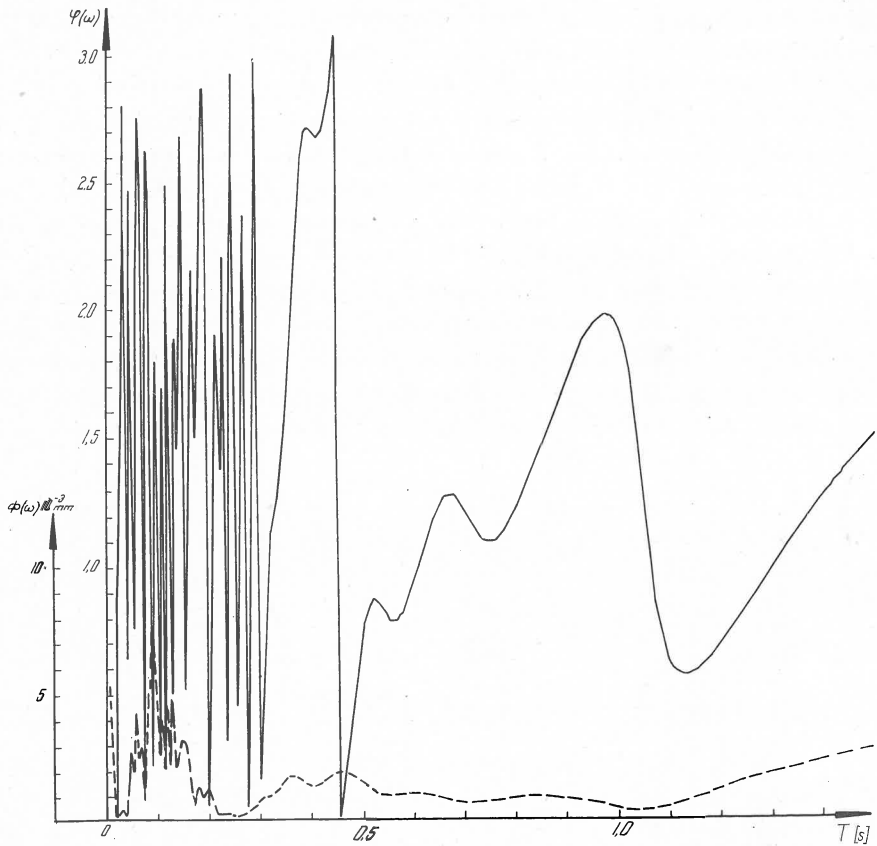


Abb. 9

Schacht 1 und die Abb. 9 Spektren der gleichen Explosion des Horizontal-Seismographen West-Ost aus dem Schacht 3.

Die Explosion vom 22. 11. 1958 wurde im östlichen Teil der Versuchsstrecke im Bezirk der Schächte 1—2 in 93 m Abstand vom Schacht 2 mit momentaner Sprengung von 100 kg Sprengstoff durchgeführt. Die seismische Wirkung dieser Sprengladung entspricht einer Stärke von etwa 2—3 Grad. Hierzu wurden die Aufzeichnungen der Vertikal-Seismographen aus den Schächten 1 und 2 analysiert. Die Amplituden- und Phasenspektren der Vertikal-Seismographen aus dem Schacht 1 für diese Explosion sind der Abb. 10 zu entnehmen.

Bei dem Durchsehen der diskutierten Phasenspektren sieht man, daß diese aus zwei Teilen bestehen: dem ersten Teil, der zahlreiche scharfe Maxima zeigt, und dem zweiten Teil, der gleichförmig ansteigt. Dabei hat der erste Teil für verschiedene Seismogramme unterschiedliche Werte.

In der Tabelle sind Periodenwerte T^* angegeben, die dem Ende des ersten Abschnittes in den Phasenspektren entsprechen. Wie man aus der Tabelle ersieht, variiert T^* in dem weiten Bereich von 0,2 s bis 1,4 s. Der Teil gleichförmigen Anstiegs des Phasenspektrums ist bei verschiedenen Seismogrammen auch nicht gleich. So steigt z. B. bei der 1. Explosion in dem Phasenspektrum des „Nord-Süd“-Seismographen aus dem Schacht 2 die Kurve in diesem Teil bedeutend schwächer an als in den Phasenspektren anderer Seismographen für dieselbe Explosion. Eine analoge Erscheinung ist in den Phasenspektren der 2. und der 5. Explosion zu bemerken. Dabei ist der Charakter der Amplitudenspektren der Seismographen aus allen Schächten etwa der gleiche, was möglicherweise darauf zurückzuführen ist, daß alle Seismographen auf gleichartigem

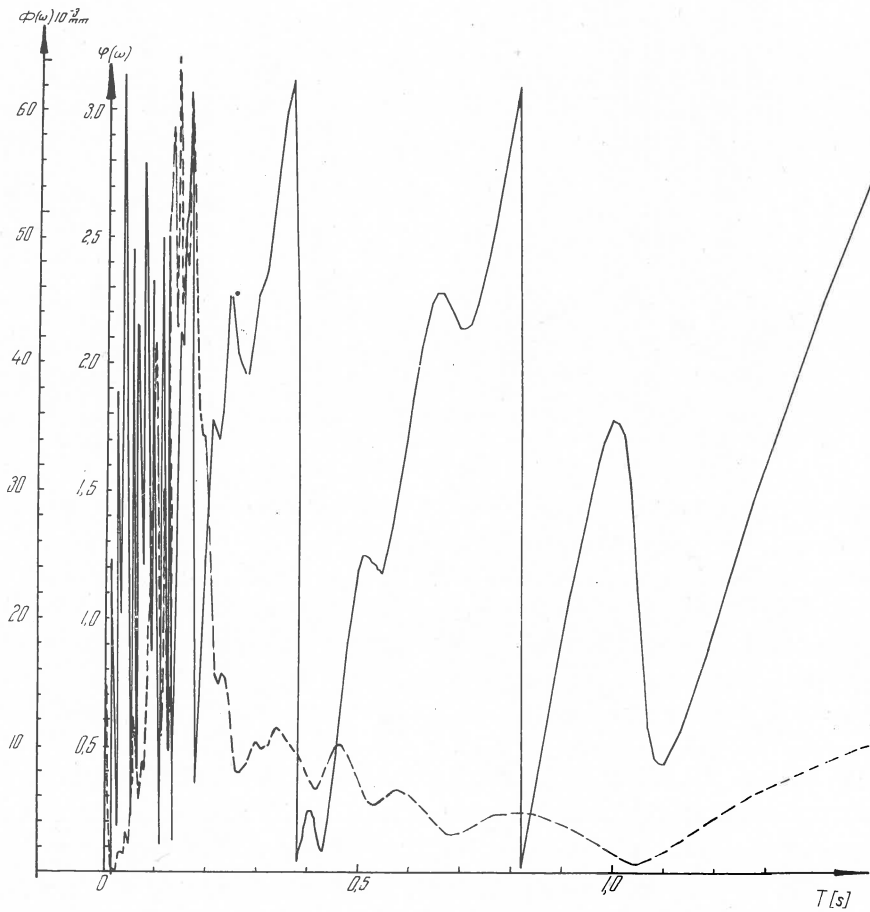


Abb. 10

Untergrund (Basalt) aufgestellt und die Explosionen auch im Basalt durchgeführt worden sind.

In der Tabelle sind die Maximalwerte Φ_{\max} der Spektraldichte der Amplitude und die ihnen entsprechenden Werte T_{\max} der Periode für alle besprochenen Registrierungen notiert. T_{\max} hat offensichtlich verhältnismäßig kleine Werte.

Wie bereits erwähnt, fanden die Explosionen im südlichen und östlichen Teil der Versuchsstrecke statt, wobei die Schächte etwa auf der Linie Süd-Nord (1 und 4) und Ost-West (2, 1 und 3) liegen. Diese Anordnung der Beobachtungspunkte gestattet, die Änderung von T_{\max} mit der Entfernung vom Explosionspunkt zu untersuchen.

Bei der 1. im südlichen Teil durchgeführten Explosion ist es von Interesse, die Vergleiche der Werte von Perioden in den Beobachtungspunkten der Schächte 2 und 3 zu ziehen, die von dem Explosionspunkt 45 bzw. 75 m entfernt sind. Dabei ist ersichtlich, daß an der Komponente Nord-Süd die Werte der Perioden sich genau um den Faktor vergrößern, um den sich die Entfernung von dem Explosionspunkt vergrößert hat (0,115 und 0,085). An der Komponente Ost-West dagegen ist eine Vergrößerung der Schwingungsperioden um mehr als das Dreifache (0,050 und 0,015 s) nachzuweisen, während die Entfernung sich weniger als um das Zweifache vergrößerte. Auch bei der 3. Explosion ersieht man eine Verlängerung der Perioden in den Beobachtungspunkten der Schächte 2, 1 und 3 (0,065 s, 0,080 s, 0,115 s) entsprechend der Vergrößerung der Entfernung (105 m, 140 m und 200 m), so daß auch in diesem Falle zwischen der Änderung der Perioden und der der Entfernung eine proportionale Abhängigkeit bestehen kann. Die gleiche Abhängigkeit der Länge der Periode von der Entfernung ergibt sich bei der 4. Explosion. Bei der fünften vom südlichen Teil aus durchgeführten Explosion entstand in den Beobachtungspunkten 2 und 3, die von dem Explosionspunkt 45 m und 75 m entfernt waren, gleichfalls eine entsprechende Abänderung der Schwingungsdauer (0,090 s : 0,060 s). Kennzeichnend ist dabei, daß eine zweite Periode von größerem Ausmaße entstand, die in beiden Beobachtungspunkten annähernd gleich war (0,65 s und 0,68 s). Von Interesse ist die Gegenüberstellung von Spektralkurven in der Registrierung der Vertikalkomponente in den Beobachtungspunkten 1 und 4 in 42 m und 46 m Abstand von dem Explosionspunkt. Die Perioden ergaben sich entsprechend als die gleichen zu 0,095 s und 0,125 s.

Bei der Gegenüberstellung von Aufzeichnungen durch Vertikal-Seismographen der 6. Explosion in den Beobachtungspunkten 2 und 1 in 80 m und 117 m Abstand vom Explosionspunkt ergibt sich ein Wachstum der Periode von 0,105 s bis zu 0,125 s.

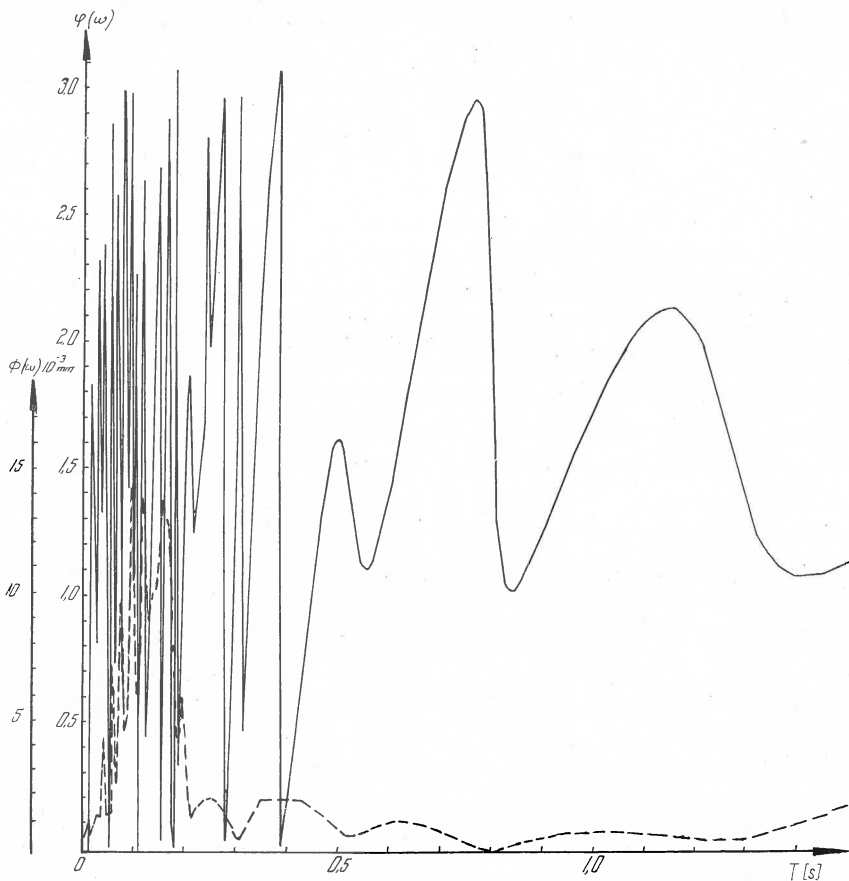


Abb. 11

Bei der 7. Explosion ist ein proportionales Wachstum der Schwingungsperioden (0,105 s und 0,150 s) abhängig von der Entfernung von dem Explosionspunkt (93 m und 130 m) zu bemerken. Dennoch ist dieselbe proportionale Abhängigkeit der Perioden von der Entfernung nicht bei allen Explosionen zu beobachten.

Um die Änderung der Periode in Abhängigkeit von der Sprengstoffmenge festzustellen, wurden die Kurven der Amplitudenspektren der Registrierungen von Vertikal-Seismographen aus dem Schacht 1 gegenübergestellt. Diese Vergleiche zeigen, daß den Sprengstoffmengen 10, 15 und 100 kg die Perioden $T_{\max} = 0,095, 0,125$ und $0,150$ s entsprechen. Demzufolge trägt die Ladungsmenge zur merklichen Änderung der Schwingungsperioden bei.

Die Registrierung der schwachen Explosion, deren Amplituden- und Phasenspektren in Abb. 11 zu finden sind, unterscheiden sich dadurch,

daß das Gerät nicht in dem Schacht, sondern auf der Bodenoberfläche aufgestellt war, d. h. nicht auf Urbasalt, sondern auf einer Erdschicht von etwa 4 m Dicke über dem Basalt. Das Phasenspektrum zeigt nun mehr Spitzen, während der ausgeglichene Teil fehlt. In dem Amplitudenspektrum zeigen sich drei scharfe und hohe Maxima (14,49; 14,25 und 13,33) bei $T = 0,095$ s, 0,115 s und 0,160 s.

Gleichzeitig wurden auch Aufzeichnungen von Bodenschwingungen analysiert, die bei der Untersuchung von Gebäudeschwingungen unter Einwirkung der seismischen Explosionswellen entstanden. Aufgestellt wurden ein Amplituden- und ein Phasenspektrum der Bodenverrückung (Abb. 12) bei der Explosion (14. 8. 1959) mit 20 kg Sprengstoff. Das Phasenspektrum zeigt ein Gebiet scharfer Maxima bis zur Periode 0,8 s und danach den ausgeglichenen Teil. Das Amplitudenspektrum zeigt gleich am Anfang die maximale Spitze von 0,585.

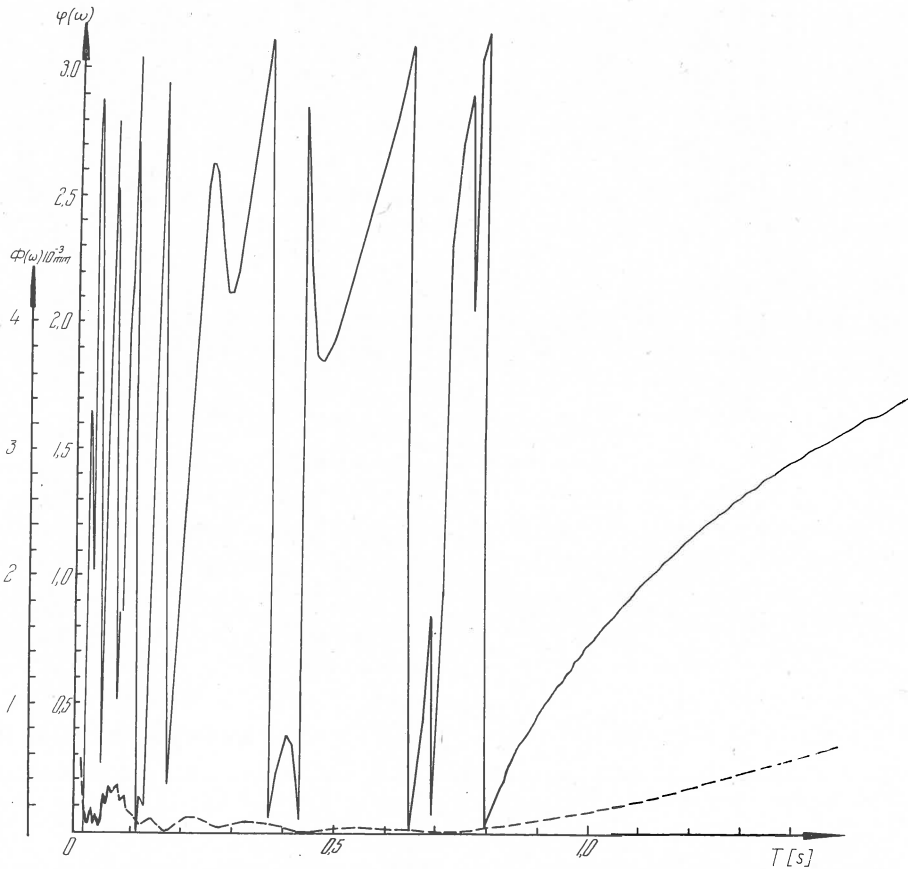


Abb. 12

Bei dem Vergleich aller für die Explosionseintragungen aufgestellten Spektralkurven bemerkt man, daß die überwiegende Bodenschwingungsfrequenz während der Explosionen im Durchschnitt 12—14 Hz ist. Es ist daher anzunehmen, daß diese Frequenz kennzeichnend für dieses Gebiet ist.

Literatur

- [1] Карапетян, Б. К.: Изучение поведения сооружений при сейсмических воздействиях. Доклады АН Арм.ССР, N 5, 1960.
- [2] Назаров, А. Г., Карапетян, Б. К., и Пирузян, С. А.: Изучение сейсмических колебаний участка строительства объекта АН Арм.ССР. Труды объединенной научной сессии строительных институтов Закавказских республик. 1961,
- [3] Карапетян, Н. К.: Методика определения спектра с учетом неперIODичности сейсмических колебаний. Доклады АН Арм.ССР, N 2, 1962.
- [4] Карапетян, Н. К.: Анализ спектрального состава колебаний скальной породы при взрывах. Доклады АН Арм.ССР, 1962 (в печати).

Diskussion

H. MILITZER:

Wird eine wesentliche Beeinflussung der untersuchten Spektren durch die Wahl verschiedener Sprengstoffe für möglich gehalten?

N. K. KARAPETJAN:

Die Explosionen wurden mit ein- und demselben Sprengstoff durchgeführt. Deshalb war es nicht möglich, die Abhängigkeit der Schwingungsperioden von der Art des Sprengstoffs zu untersuchen.

Statistical investigations of natural shocks

H. NEUNHÖFER

Summary

A great number of shocks are observed in an area, where the surface is sinking permanently. They are emitted by the crushing of subsurface cavities. The shocks may be explained as very small earthquakes.

Altogether 140 consecutive shocks are studied by methods of mathematical statistics for answering the question: These crushes may be interpreted as random processes or are they preferring distinct times by reason of physical causes? It was found a statistically significant period of eight hours. The maxima coincide with the changes of the shifts of the copper mines in the neighbourhood. This fact may be explained by releasing the shocks owing to firing in the mines or perhaps to higher traffic vibrations.

Moreover it was detected a statistically significant relationship between the occurrence of the shocks and the astronomical coordinates of the moon. The greatest rate of shocks is then, when the moon culminates. Consequently the tidal force of the moon is also releasing the regarded shocks.

The original paper is published in „Veröffentlichungen des Instituts für Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena“, Heft 72.

A new vertical-Seismograph with galvanometric recording.

Ch. TEUPSER and W. ULLMANN

Summary

The electromagnetic vertical-seismograph VSJ-I described in this paper accurately records amplitudes of ground motion in a period range of 0,1 till 15 s like the previously published horizontal-seismograph HSJ-I. The apparatus has a magnification of 1000. The period of the pendulum is 20 s and the overdamped galvanometer has a free period of 1 s. The hinge of the pendulum is composed of two only tensioned leaf-springs. The supporting spring operates at zero-length. It is mounted in such a manner, that in the equilibrium position the seismograph is not sensitive against horizontal accelerations and the moment of the inertia of the pendulum does not depend on the boom-deflection. The use of Nispan C for spring-material allows temperature-variations of $\pm 1^\circ \text{C}$.

The full text is published in *Zeitschr. f. Geophys.* 29 (1963) 3, S. 115—122.

Diskussion

H. BERCKHEMER:

Ist es bei einer Seismometer-Galvanometer-Kombination 20—1 nicht zweckmäßiger, dem Galvanometer 20 s Eigenperiode und dem Seismometer 1 s zu geben? Beides ist ja physikalisch gleichwertig.

CH. TEUPSER:

Der 1-s-Seismograph müßte dann sehr stark gedämpft werden, was einen großen Aufwand erfordert, zumal er eine bedeutend größere Gehängemasse besitzen müßte, damit der Rückwirkungsfaktor nicht zu groß wird. Das Verhältnis der Gehängemasse zum Trägheitsmoment des Galvanometers ist bekanntlich für die Rückwirkung maßgebend. 20-s-Galvanometer haben meist ein wesentlich größeres Trägheitsmoment als 1-s-Galvanometer.

A. P. SINICYN:

Haben Sie die statische Wirkung der Temperatur oder auch die dynamische Wirkung untersucht?

CH. TEUPSER:

Der Temperaturkoeffizient wurde statisch bestimmt.

P. INGRAM:

I would like to ask about the temperature sensitivity of this seismograph. Is it sufficient to control the temperature to $\pm 1^\circ \text{C}$?

CH. TEUPSER:

Temperaturschwankungen von 1° sind zulässig. Eine besondere Temperaturkompensation ist nicht eingebaut, da der Temperaturkoeffizient der Aufhängefeder klein genug ist.

Bemerkungen zum Horizontalseismographen HSJ-I

W. ULLMANN

Bei der Konstruktion des mechanischen Empfängers eines Stationsseismographen erhebt sich die wichtige Frage nach der optimalen Aufhängung des sogenannten Gehänges am Gestell. Eine solche Aufhängung ermöglicht die weitestgehende Übereinstimmung der tatsächlichen mit der theoretisch vorgeschriebenen Gehängebewegung.

Bei der Auswahl der die Bindungen des Gehänges realisierenden Elemente kommen von vornherein keine Spitzen- und Schneidenlagerungen in Betracht. Denn bei derartigen Aufhängungen können unerwünschte Reibungseffekte sowie anholonome Bindungen zustande kommen. Statt dessen eignen sich elastische Bindeglieder, deren Gesamtmasse gegen die Gehängemasse vernachlässigbar klein ist.

Für die Aufhängung bieten sich also dünne Drähte und Blattfedern an, deren Reaktionen auf das Gehänge unter gewissen Bedingungen durch die lineare Elastizitätstheorie hinreichend genau beschrieben werden. Diese Bedingungen betreffen sowohl die Auswahl des Materials als auch die Anordnung der Bindeglieder. Sie sind insbesondere für die Annahme notwendig, daß die zur Aufhängung verwendeten Blattfedern entsprechend den Vorstellungen der technischen Biegelehre reagieren.

Die elastische Aufhängung liefert keinen Beitrag zu den am Gehänge angreifenden Reibungskräften. Sie verursacht indessen rückführende Kräfte, deren Einwirkung auf die Gehängebewegung zumindest bei langperiodischen Seismographen jenem Vorteil entgegensteht. Der bedeutendere Nachteil einer elastischen Aufhängung scheint vielmehr darin zu liegen, daß sie den mechanischen Empfänger prinzipiell mit mehr Freiheitsgraden ausstattet als erwünscht ist. RÖSSIGER und FÖRTSCH haben derartige Untersuchungen am sogenannten Blattfederseismographen angestellt [1, 2].

Die lineare Theorie ergibt sodann, daß sich jede konservative Gehängebewegung aus mehreren (harmonischen) Schwingungen zusammensetzt. Die experimentelle Prüfung bestätigt diesen Sachverhalt, indem sie etwa statt einer einzigen Eigenfrequenz deren mehrere nachweist. Jene neben der Grundfrequenz auftretenden höheren Frequenzen machen sich mög-

licherweise in den Seismogrammen störend bemerkbar, und zwar mit um so größerer Wahrscheinlichkeit, je dichter alle Eigenfrequenzen beieinander liegen.

Hieraus darf man aber nicht schließen, daß die Seismogramme von kurzperiodischen Empfängern eo ipso störanfälliger sind als die von langperiodischen Empfängern. Die theoretischen und experimentellen Ergebnisse betreffen notabene nur ein und denselben mechanischen Empfänger unter Beibehaltung derselben elastischen Bindeglieder. Beispielsweise werden in der Versuchsreihe „schwache“ Blattfedern nicht durch „starke“ ersetzt.

Am Institut für Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena sind diesbezügliche Untersuchungen angestellt worden, um zunächst bei dem neuen Horizontalseismographen HSJ-I eine optimale Aufhängung zu erzielen [3]. Das starre Gehänge wird mittels zweier Blattfedern und eines Drahtes am Gestell aufgehängt, und zwar in einer Anordnung, die man in ähnlicher Weise beim Horizontalseismographen von KIRNOS vorfindet [4].

Diese Aufhängung muß gewisse Bedingungen erfüllen, damit das Gehänge nur *ebene* Bewegungen ausführt. Der mechanische Empfänger besitzt sodann drei Freiheitsgrade: Die momentane Lage des Gehänges (relativ zum Gestell) läßt sich durch die Koordinaten x_0, y_0 des Gehängeschwerpunktes P_0 bezüglich eines gestellfesten kartesischen (x, y) -Systems in der Bewegungsebene von P_0 und durch den Winkel ξ beschreiben, der die Drehungen des Gehänges um seine zur (x, y) -Ebene orthogonale Schwerpunktsachse anzeigt.

Die Linearisierung der Bewegungsgleichungen bewirkt unmittelbar, daß *ein* Freiheitsgrad „einfriert“. Bei geeigneter Lage des (x, y) -Systems erscheint dann y_0 als Konstante in den übriggeliebenden zwei linearen Bewegungsgleichungen für x_0 und ξ . Das entsprechende Gleichungssystem der (zugeordneten) konservativen Gehängebewegungen ist „im Ausschlag gekoppelt“ [5]. Die Hauptkoordinaten des entkoppelten Systems stimmen mit den Abszissen x_1, x_2 zweier angegebbarer gehängefester Punkte P_1, P_2 überein, die auf derselben Geraden durch P_0 in der (x, y) -Ebene liegen, wobei sich P_0 zwischen P_1 und P_2 befindet. In der (stabilen) Gleichgewichtslage des Gehänges mögen die drei Punkte der y -Achse angehören.

Es zeigt sich nun, daß während der ungedämpften Gehängebewegung einer der beiden gehängefesten Punkte P_1, P_2 , also etwa P_1 , seine Lage auf der y -Achse in erster Näherung unverändert beibehält. Die Aufhängung bei HSJ-I tilgt also eine der beiden (hinreichend kleinen) Schwingungskomponenten. Das Gehänge ist unter solchen Bedingungen eine „Drehmasse“.

Dieser mit der Konstruktion des mechanischen Empfängers von HSJ-I angestrebte Sachverhalt trifft nicht ohne weiteres in dem für die Praxis bedeutsameren Fall zu, wo die (heteronomen) Gehängebewegungen gedämpft sind. Die Transformation

$$(x_0, \xi) \rightarrow (x_1, x_2)$$

verhilft nämlich im allgemeinen zu zwei linearen Bewegungsgleichungen, die „in der Geschwindigkeit gekoppelt“ sind. Die Entkopplung des Gleichungssystems ist gewiß nicht durch eine Modifikation der Aufhängung zu erreichen.

Sie gelingt aber genau dann, wenn an der Stelle P_2 des Gehänges die Dämpfungsspule angebracht wird und das Produkt der Abstände der Punkte P_1, P_2 vom Gehängeschwerpunkt P_0 übereinstimmt mit dem Quadrat des Trägheitsradius r vom Gehänge bezüglich der zur (x, y) -Ebene orthogonalen Achse durch P_0 . Die Bedingung

$$P_0 P_1 \cdot P_0 P_2 = r^2$$

ist also notwendig und hinreichend dafür, daß das Gehänge auch gedämpfte heteronome Bewegungen in erster Näherung als „Drehmasse“ ausführt, wobei die gestellteste Drehachse durch den Punkt P_1 verläuft und die dämpfenden Kräfte an der Stelle P_2 angreifen.

Bei HSJ-I repräsentiert übrigens diese Drehachse eine dünne Stahlsaite, die zur Aufhängung gehört. Sie fängt die zur (x, y) -Ebene orthogonale Komponente des Gehängegewichts auf und wird während der Gehängebewegung um den Drehwinkel ξ tordiert.

Literatur

- [1] RÖSSIGER, M.: Beitrag zur Theorie des Blattfederseismographen. Zeitschr. f. Geophys. 8 (1932) 470.
- [2] FÖRTSCH, O.: Das Verhalten von Blattfederseismographen bei freier und erzwungener Schwingung. Ann. di Geofis. 5 (1952) 321.
- [3] TEUPSER, CH. und ULLMANN, W.: Ein neuer Horizontalseismograph mit galvanometrischer Registrierung. Zeitschr. f. Geophys. 25 (1959) 272.
- [4] SAWARENSKI, E. F. und KIRNOS, D. P.: Elemente der Seismologie und Seismometrie. Akademie-Verlag, Berlin 1960.
- [5] KLOTTER, K.: Technische Schwingungslehre 2. Band. Schwinger von mehreren Freiheitsgraden. Springer-Verlag, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1960.

Diskussion

A. P. SINICYN:

Sie haben hier zwei eigene Frequenzen. In diesem Fall können unstetige Schwingungen hervorgerufen werden, wenn die Federn eine nichtlineare Charakteristik haben. Sind die „Zitterbewegungen“ vielleicht diese unstetigen Schwingungen oder sind das die harmonischen Schwingungen der hohen Frequenzen?

W. ULLMANN:

Die „Zitterbewegungen“ sind eine Eigenschaft des Empfängers infolge der beiden wirksamen Komponenten der Gehäμβewegung. Dieser Effekt ist linear und wird genau dann eliminiert, wenn man die Produktregel berücksichtigt.

H. BERCKHEMER:

Für langperiodische Seismographen hat sich in Stuttgart die Verwendung des von O. MEISSER vorgeschlagenen Rollbandgelenks sehr bewährt. Es liefert praktisch keine Direktionskraft und hat eine große Quersteifigkeit, so daß die hier besprochenen Probleme entfallen.

Elektrodynamische Seismographen mit großer Rückwirkung zur Untersuchung von Großsprengungen

Ch. TEUPSER

Die Beobachtung der von großen Sprengungen ausgehenden Wellen muß mit Seismographen erfolgen, die trotz hoher Vergrößerung kleine Abmessungen und Gewichte besitzen und somit für Messungen im Gelände geeignet sind. Die bisherigen Erfahrungen haben gezeigt, daß diese Seismographen etwa im Intervall von 2 bis 50 Hz eine von der Frequenz der Bodenbewegung unabhängige Vergrößerung von 100 000fach und mehr haben müssen. Die Bodenunruhe, insbesondere die Mikroseismik mit Perioden von 4 bis 8 s, soll dagegen möglichst unterdrückt werden. Von den verschiedenen bekannten Konstruktionsprinzipien können diese Forderungen am besten die elektrodynamischen Seismographen erfüllen. Sie haben zusätzlich den Vorteil, daß die hohen Vergrößerungen auch ohne Verstärker zu erreichen sind. Die folgende Untersuchung soll einmal die Grundprinzipien für Neukonstruktionen aufzeigen und zum anderen Verbesserungsmöglichkeiten für bereits vorhandene Apparaturen darlegen.

Sieht man zunächst vom Einfluß des Rückwirkungsfaktors ab, so hat ein elektrodynamischer Seismograph eine in einem weiten Intervall von der Frequenz unabhängige Vergrößerung, wenn man einen mäßig gedämpften, tief abgestimmten seismischen Empfänger mit einem stark gedämpften, hochabgestimmten Galvanometer koppelt. Wenn f_s und f_g die Eigenfrequenzen vom seismischen Empfänger und Galvanometer sind, muß für die Dämpfungen gelten [7]:

$$\alpha_s = 0,5 \quad (1)$$

und

$$\alpha_g = \frac{1}{2} \frac{f_g}{f_s}. \quad (2)$$

Die Breite des Bereichs frequenzunabhängiger Vergrößerung wird durch die Frequenzen f_u und f_0 bestimmt. Bei diesen Frequenzen ist die Vergrößerung auf das $\frac{1}{2} \sqrt{2}$ fache des Maximalwertes abgefallen (Abb. 1).

Unter Berücksichtigung der obigen Bedingungen ist:

$$\frac{f_0}{f_u} = b \left(\frac{f_g}{f_s} \right)^2, \quad (3)$$

$$f_u = \frac{1}{u} f_s. \quad (4)$$

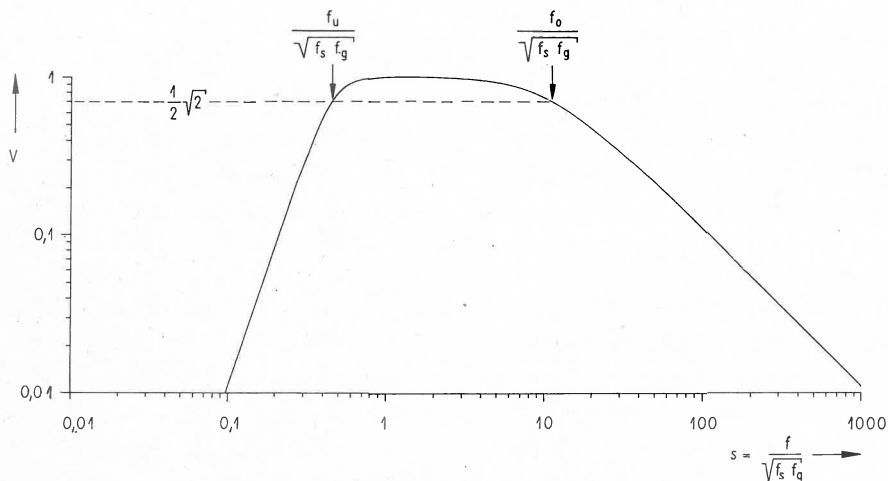


Abb. 1. Zur Definition der Bandbreite

$\frac{f_0}{f_u}$ ist ein Maß für die Breite des Frequenzbandes. Die Größen b und u hängen im allgemeinen von $\frac{f_g}{f_s}$ ab. Wie Abb. 2 zeigt, ist die Abhängigkeit für hier interessierende Verhältnisse nur gering. Es kann für $\frac{f_g}{f_s} > 1$ mit guter Näherung b und u gleich 1 gesetzt werden. Aus obiger Formel folgt also, daß die Bandbreite proportional dem Quadrat des Verhältnisses der Eigenfrequenzen ist. Wenn f_0 und f_u vorgegeben sind, können mit Hilfe dieser Formeln sofort f_s , f_g und dann auch die Dämpfungen α_s und α_g berechnet werden.

Die Vergrößerung eines so abgestimmten Seismographen ist im frequenzunabhängigen Bereich durch

$$V \approx 2 A \sigma V_{\max} \frac{f_s}{f_g} \sqrt{\frac{M}{K_g}} \quad (5)$$

gegeben. A ist die Lichtzeigerlänge, M die Masse des Seismographengehanges, K_g das Trägheitsmoment des Galvanometers. V_{\max} ist eine von $\frac{f_g}{f_s}$ abhängige Funktion. Wie Abb. 3 zeigt, kann für $\frac{f_g}{f_s} > 2$ $V_{\max} \approx 1$

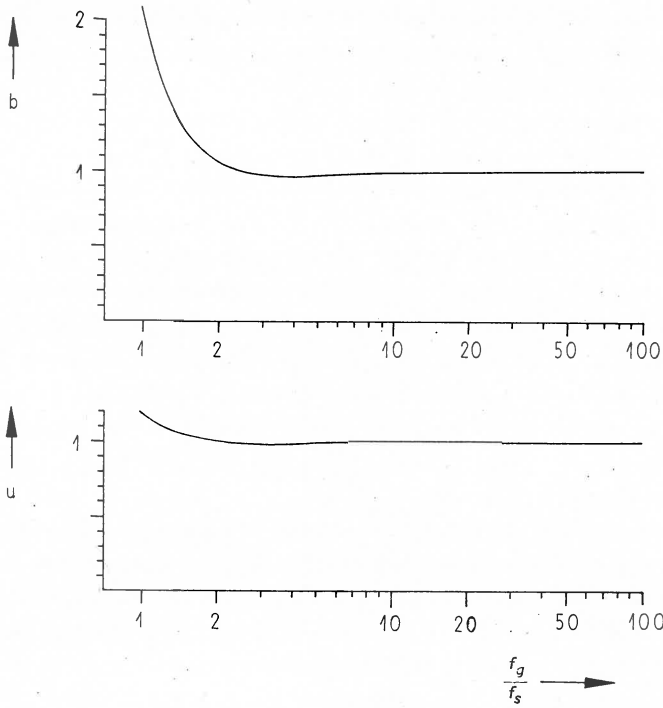


Abb. 2. Die Funktionen b und u

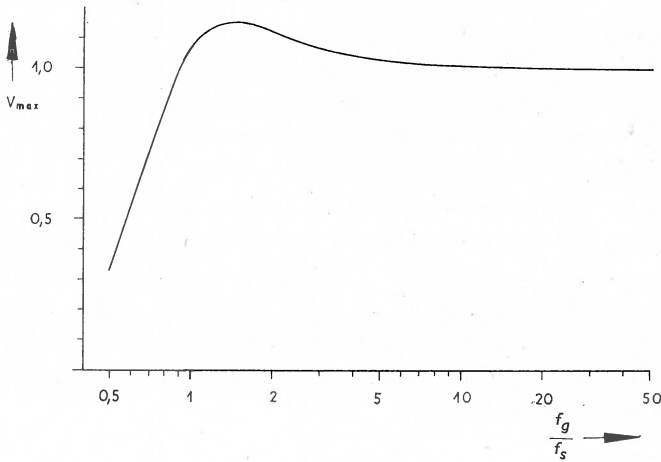


Abb. 3. Die Maximalvergrößerung V_{max}

gesetzt werden. σ ist der Rückwirkungsfaktor. Die Vergrößerung ist proportional $\frac{f_s}{f_g}$ und somit umgekehrt proportional der Wurzel aus der Bandbreite. Da die Masse des Empfängers nicht zu groß sein darf, weil

er sonst nicht mehr transportabel ist, und dem Galvanometerträgheitsmoment auch Grenzen gesetzt sind, erfordert eine hohe Vergrößerung die Beschränkung der Bandbreite.

Aus der obigen Formel ist ferner zu ersehen, daß man einen großen Rückwirkungsfaktor zulassen muß. Dann wird die durch die Bewegung der Masse gelieferte Energie voll für die Vergrößerung ausgenutzt. Bei großer Rückwirkung wird aber die Form der Vergrößerungskurve stark verzerrt (Abb. 4). In der Nähe der Eigenfrequenzen des seismischen Empfängers wird die Vergrößerung etwa verdreifacht. Die Eigenfrequenz des seismischen Empfängers muß nach den oben gegebenen Formeln bei etwa 2 Hz liegen. Das ist aber gerade eine Frequenz, in deren Nähe nach Untersuchungen von verschiedenen Autoren [2, 3] mit relativ großer Bodenunruhe zu rechnen ist. Die für die Amplitudenauswertung schon unerwünschte starke Vergrößerungsüberhöhung liegt also gerade in einem ungünstigen Frequenzbereich.

Zu diesem einen Nachteil kommt noch ein zweiter. Die Apparaturen müssen alle mit einem Empfindlichkeitsregler ausgestattet werden, da die örtliche Unruhe nicht immer die volle Vergrößerung zuläßt. Man wird am besten die Stufen 1 : 3 : 10 : 30 usw. wählen. Durch Herabsetzung der Empfindlichkeit ändert sich aber auch der Rückwirkungsfaktor. Werden die Dämpfungen unverändert gelassen, ist der Rückwirkungsfaktor für die erste Stufe sicher kleiner als 0,3 und somit nicht mehr von wesentlicher Bedeutung [4]. Die Amplitudencharakteristik entspricht daher bereits bei dieser Stufe den gestellten Forderungen, beim Umschalten auf volle Empfindlichkeit wird aber die Vergrößerung in der kritischen Gegend von 2 Hz nicht im Verhältnis 1 : 3 wie bei den übrigen Frequenzen, sondern sogar auf das 10fache erhöht. Es wird also kaum möglich sein, die volle Empfindlichkeit der Apparaturen auszunutzen.

Diese Nachteile können nun durch die folgende Abstimmung vermieden werden. Nach COULOMB und GRENET [1] kann jeder elektrodynamische Seismograph mit den Konstanten $f_s, f_g, \alpha_s, \alpha_g, \sigma \neq 0$ durch einen mit den sog. äquivalenten Konstanten $f_s^*, f_g^*, \alpha_s^*, \alpha_g^*, \sigma^* = 0$ ersetzt werden. Eine für unsere Zwecke geeignete Vergrößerungskurve erhält man, wenn nicht die wahren, sondern die äquivalenten Konstanten die obigen Beziehungen erfüllen. Es muß also gelten

$$\alpha_s^* = 0,5, \quad (6)$$

$$\alpha_g^* = \frac{1}{2} \frac{f_g^*}{f_s^*}, \quad (7)$$

$$f_s^* \approx f_u, \quad (8)$$

$$\left(\frac{f_g^*}{f_s^*}\right)^2 \approx \frac{f_0}{f_u}. \quad (9)$$

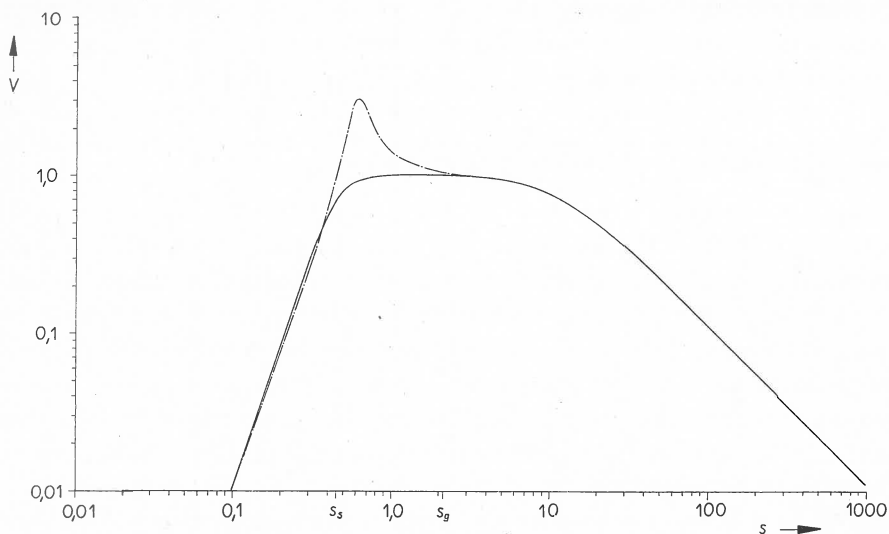


Abb. 4. Einfluß der Rückwirkung

Die wahren Konstanten lassen sich bei Kenntnis des Rückwirkungs-faktors aus den äquivalenten berechnen. Wie in [5] näher ausgeführt, erhält man für die sog. ideale Abstimmung $\left(\frac{f_g^*}{f_s^*} = \infty\right)$ die Beziehungen:

$$f_g = f_g^* \sqrt{x}, \quad (10)$$

$$f_s = \frac{f_s^*}{\sqrt{x}}, \quad (11)$$

$$\alpha_g = \frac{\alpha_g^*}{\sqrt{x}}, \quad (12)$$

$$\alpha_s = \frac{2x - 1}{2x^{3/2}}. \quad (13)$$

Dabei ist x eine Wurzel der kubischen Gleichung

$$x^3 - 2x^2 + 2(1 - \sigma^2)x - (1 - \sigma^2) = 0. \quad (14)$$

Im vorliegenden Fall ist nur eine Wurzel brauchbar. $x(\sigma)$ ist in [5] tabel-larisiert und hier in Abb. 5 graphisch dargestellt. Für $\sigma = 1$ ist $x = 2$ und für $\sigma = 0$ ist $x = 1$. Es kann nun nachgewiesen werden, daß die Beziehungen (10) bis (13) auch für endliche Werte von $\frac{f_g^*}{f_s^*}$ recht gut gelten.

Der Fehler, den man bei Verwendung der Formeln (10) bis (13) begeht, ist kleiner als $\frac{1}{8} \left(\frac{f_s^*}{f_g^*}\right)^2$. Für $\frac{f_g^*}{f_s^*} > 3$ liegt er somit unter 1,5%. Die Maximal-

vergrößerung ergibt sich zu

$$V = 2 A \sigma \sqrt{2x - 1} \frac{f_s}{f_g} \sqrt{\frac{M}{K_g}} V_{\max} \left(\frac{f_g^*}{f_s^*} \right). \quad (15)$$

Diese Formel geht für kleine σ in Gl. (5) über.

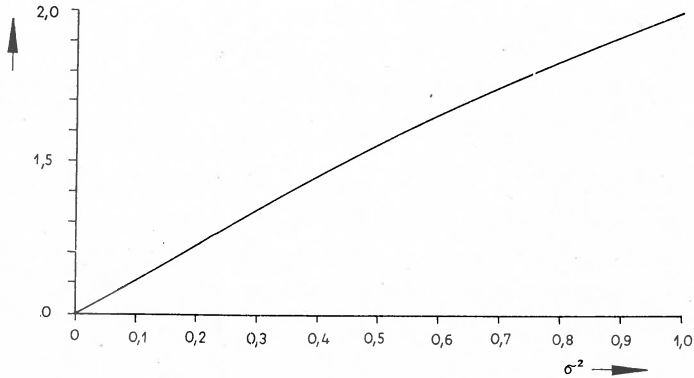


Abb. 5. Die Funktion $x(\sigma)$

Der Seismograph hat jetzt eine Charakteristik, wie sie den äquivalenten Konstanten entspricht. Die störende Überhöhung durch die Rückwirkung ist verschwunden. Setzt man die Empfindlichkeit durch ein Widerstands-T-Glied herab, so wird der Rückwirkungsfaktor geändert. Wenn die Form der Vergrößerungskurve erhalten bleiben soll, müßten die Eigenfrequenzen und die Dämpfungen variiert werden. Da das erstere kaum möglich sein wird, muß man sich auf die Veränderung der Dämpfung beschränken. Diese wird so durchgeführt, daß die obigen Bedingungen für die äquivalenten Konstanten erfüllt sind und die Eigenfrequenzen f_s und f_g unverändert bleiben. Wenn die Vergrößerung auf den n -ten Teil ihres Betrages bei voller Empfindlichkeit, die bei $\sigma = 1$ erreicht wird, herabgesetzt werden soll, muß

$$n = \frac{1}{\sigma} \sqrt{\frac{3}{2x - 1}} \quad (16)$$

sein. Dabei ist σ der Rückwirkungsfaktor bei verminderter Empfindlichkeit.

Damit die Bedingungen für die äquivalenten Konstanten erfüllt sind, muß die Dämpfung des seismischen Empfängers um den Faktor μ und

die des Galvanometers um den Faktor ν geändert werden, wobei

$$\mu = \frac{2x - 1}{x^{3/2}} \frac{2\sqrt{2}}{3}, \quad (17)$$

$$\nu = \frac{2\sqrt{2}}{x\sqrt{x}}. \quad (18)$$

Für $n = 3$ erhält man $\sigma = 0,470$, $x = 1,253$, $\mu = 1,012$, $\nu = 2,016$. Für $n \geq 10$ ist $\sigma \leq 0,168$ und damit so gering, daß die äquivalenten Konstanten sich von den wahren kaum unterscheiden. Für $n \geq 10$ gilt daher

$$\sigma = \frac{\sqrt{3}}{n}, \quad x \approx 1, \quad \mu = 0,94, \quad \nu = 2\sqrt{2}.$$

Wenn ein Widerstands-T-Glied zur Empfindlichkeitsregelung benutzt wird, so wird der Übertragungsfaktor des Seismographen auf den \bar{n} -ten Teil herabgesetzt. Die offenen Dämpfungen des seismischen Empfängers und des Galvanometers sind in praxi meist vernachlässigbar, es gilt dann, wie in [6] gezeigt:

$$\bar{n} = \frac{1}{\sigma\sqrt{\mu\nu}}. \quad (19)$$

Für $n = 3$ ist somit $\bar{n} = 1,488$ und für $n \geq 10$ ist $\bar{n} = \frac{n}{2\sqrt{2}}$. Es wird bei der hier vorgeschlagenen Art der Empfindlichkeitsregelung einerseits die Vergrößerung vermindert und andererseits die Bandbreite der Vergrößerungskurve vergrößert. Es ist

$$\left(\frac{f_0}{f_u}\right)_\sigma = \frac{4}{x^2} \left(\frac{f_0}{f_u}\right)_{\sigma=1}. \quad (20)$$

Der Unterschied zwischen n und \bar{n} erklärt sich also dadurch, daß die Vergrößerungsverminderung nicht nur durch das Widerstands-T-Glied auf rein elektrischem Wege, sondern auch durch eine Bandbreitenerweiterung bewirkt wird.

Abb. 6 zeigt die Verhältnisse für $\frac{f_g}{f_s} = 10$. In dem von der Bodenperiode unabhängigen Teil der Vergrößerungskurve wird die Empfindlichkeit im Verhältnis 1 : 3 : 10 herabgesetzt. In den anderen Teilen ist das allerdings nicht der Fall. Das ist aber kein wesentlicher Nachteil, wichtig ist nur, daß jetzt die maximale Vergrößerung des Seismographen voll genutzt werden kann, ohne daß Verzerrungen durch die Rückwirkung eintreten. Die Erweiterung der Breite des frequenzunabhängigen Bereiches wird dann noch ein Vorteil sein, der gern in Anspruch genommen wird. Bei weiterer Herabsetzung der Empfindlichkeit, also für die Stufen 1 : 30 usw., wird natürlich die Vergrößerung für alle Frequenzen linear

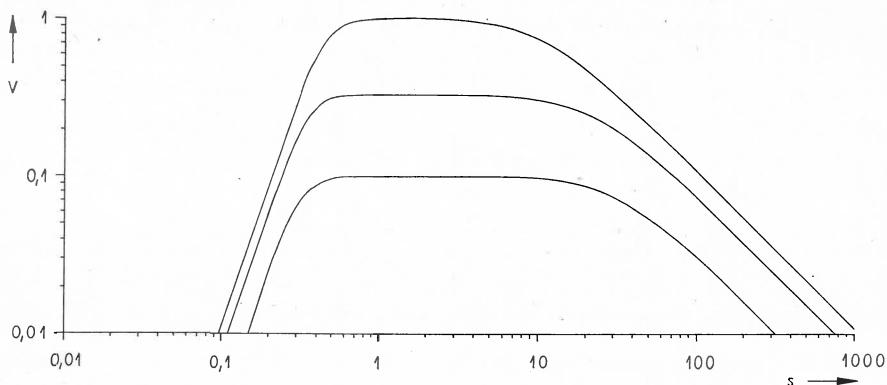


Abb. 6. Vergrößerungskurven für $\frac{f_g}{f_s} = 10$

herabgesetzt. Der Verlauf der dynamischen Vergrößerung stimmt dann mit dem für die Stufe 1 : 10 überein.

Es erhebt sich nun noch die Frage, ob der hier gemachte Vorschlag auch tatsächlich verwirklicht werden kann, beziehungsweise welche Voraussetzungen dazu erfüllt sein müssen. Wie in [6] gezeigt wurde, kann mit einem Empfindlichkeitsregler die Dämpfung des seismischen Empfängers und des Galvanometers nur in gewissen Grenzen geändert werden. Wenn $\gamma = \frac{R_g}{R_s}$ das Verhältnis der Spulenwiderstände von Galvanometer und seismischem Empfänger ist, muß gelten

$$\frac{\bar{n}^2 \nu \mu - 1}{\bar{n} (\bar{n} - 1)} - 1 < \gamma < \frac{\bar{n} (\bar{n} - 1)}{\bar{n} - 1 + \bar{n}^2 \mu (\nu - 1)}. \quad (21)$$

Für $n = 3$ lautet die Bedingung

$$0,1824 < \gamma < 0,2723. \quad (22)$$

Wenn R_{gr} der Grenzwiderstand des Galvanometers ist, gilt für dessen Dämpfung

$$\alpha_g = \frac{R_{gr}}{R_s + R_g}. \quad (23)$$

Im Fall eines Kurzschlusses ist die Dämpfung

$$\alpha_{gk} = \frac{R_{gr}}{R_g}. \quad (24)$$

Somit folgt aus obiger Bedingung

$$4,67 \alpha_g < \alpha_{gk} < 6,48 \alpha_g. \quad (25)$$

Für die in der Tiefenseismik gebrauchten Abstimmungen wird α_g zwischen 1 und 3 liegen. Galvanometer mit Kurzschlußdämpfungen, die der linken Seite der Bedingungsgleichung genügen, sind durchaus handelsüblich. Die rechte Seite kann leicht erfüllt werden, da R_g nur durch einen zusätzlichen Reihenwiderstand vergrößert zu werden braucht. Für $n \geq 10$ kann α_{gk} innerhalb weiterer Grenzen liegen.

Die Eichung der für die Tiefenseismik verwendeten Instrumente kann mit Hilfe der bekannten Testversuche erfolgen. Es wird hier besonders der Ausschwingtest herangezogen werden, da bei ihm keine Erregungsdauern zu berücksichtigen sind. Die Theorie dieser Versuche mit den nötigen Eichkurven, -tabellen und Näherungsformeln ist in [5] ausführlich dargelegt worden.

Literatur

- [1] GRENET, G. und COULOMB, J.: Nouveaux principes de construction des séismographes électromagnétiques. Annales de Physique, Paris, 11. série 3 (1935) 321—369; Bull. de l'Inst. et Observ. de Physique du Globe du Puy de Dôme, Clermont-Ferrand (1935—1936) 8, 1—56.
- [2] KÁRNÍK, V. und TOBYÁŠ, V.: Underground measurements of the seismic noise level. Studia geophysica et geodaetica, Praha, 5 (1961) 3, 231—236.
- [3] MOSKVINA, A. G. und SHEBALIN, N. V.: A study of seismic noise and calculation of the optimum seismograph constants. Studia geophysica et geodaetica, Praha, 5 (1961) 3, 227—230.
- [4] TEUPSER, CH.: Der Rückwirkungsfaktor bei elektrodynamischen Erschütterungsmessern. Freiburger Forschungshefte C 51, Akademie-Verlag, Berlin 1958, 64 S.
- [5] TEUPSER, CH.: Die Eichung von elektrodynamischen Verrückungsmessern mit Hilfe von Testversuchen. Veröff. Inst. f. Bodendynamik u. Erdbebenforsch. Jena, H. 72, Akademie-Verlag, Berlin 1962, 93—119.
- [6] TEUPSER, CH.: Empfindlichkeitsregler für elektrodynamische Seismographen. Gerl. Beitr. Geophys., Leipzig, 68 (1959) 2, 90—103.
- [7] TEUPSER, CH.: Zur Abstimmung und Eichung von elektrodynamischen Verrückungsmessern. Gerl. Beitr. Geophys., Leipzig, 69 (1960) 5, 269—289.

The influence of the galvanometer reaction on the equivalent constants of electromagnetic seismographs

V. TOBYÁŠ

Summary

The dependences of the equivalent constants on the coupling coefficient σ^2 for different initial combinations of seismograph constants indicate the great variety in their changes.

With increasing σ^2 the equivalent frequencies of the seismometer tend to reach equal values. The equivalent damping coefficients have an opposite tendency in many cases; the differences in the coefficients increase with increasing coupling and if the initial damping coefficients are different, then the damping decreases with the smaller initial value and increases with the larger initial value. In addition, there exist such combinations of constants for which the differences in the equivalent damping coefficients do not change at least for part of the values σ^2 and the equivalent constants are larger compared with the initial ones or the differences in the damping increase but the equivalent damping despite this increases with smaller initial value. Such combinations of constants are useful from the point of view of using coupling to achieve high magnification of some types of seismograph.

Literatur

- [1] *Studia geophysica et geodaetica* 7 (1963) 20—37.

Zur Wechselwirkung zwischen einem mechanischen Empfänger und einer longitudinalen harmonischen Planwelle

R. MAAZ

Die qualitative und quantitative Untersuchung seismischer Wellen benutzt hauptsächlich Seismographen, die die Bewegung einer „Gehänge-masse“ relativ zum seismisch erfaßten „Gestell“ registrieren. Wegen der Kopplung des Bodens mit dem an sich seismologisch nicht interessierenden mechanischen Empfänger des Seismographen ist die resultierende Gestellbewegung nicht prinzipiell identisch mit der gefragten Bodenbewegung bei Abwesenheit des Meßapparates. Die Diskrepanz zwischen der zu messenden und der gemessenen Bodenbewegung kann erheblich sein und muß dann mit Hilfe einer Umrechnungsvorschrift überbrückt werden.

Mit dieser Aufgabe beschäftigen sich seit einigen Jahren mehrere experimentelle und theoretische Arbeiten. Bei letzteren vertritt ein Kreis-zylinder den an der Erdoberfläche stationierten Seismographen, der durch longitudinale ebene Sinuswellen bewegt wird. Die mathematischen Grundlagen erbrachte unter gewissen ad-hoc-Annahmen BYCROFT 1957, der wiederum auf LAMB fußt. Weiter sind HEIDRICH und JUST sowie HWANG YEN-HU und STEGENA zu nennen. Letztere haben auch wie PASEČNIK und andere bei ROSEMANN (1959) zitierte Autoren entsprechende experimentelle Studien durchgeführt.

Im folgenden interessiert das Verhältnis der zu messenden Bodenbewegung zur tatsächlich gemessenen, wenn der mechanische Empfänger des Seismographen im Medium eingebettet ist. Die Einbettung reduziert alle Störungen der seismischen Welle, die bei einer Messung an der Bodenoberfläche auftreten. Das den mechanischen Empfänger umgebende Medium soll isotrop ideal elastisch sein und den Vollraum homogen erfüllen. Als Gestell dient eine starre Kugelschale. Darin führt das Gehänge eine lineare Translation mit linearer Rückstellkraft und geschwindigkeitsproportionaler Dämpfung aus. Die Wellennormale der gegebenen longitudinalen harmonischen Planwelle soll parallel zur Gehängebewegung sein. Drehbewegungen des Empfängers sind dann ausgeschlossen. Die mathematische Behandlung beruht auf der linearen Elastizitätstheorie. Die Potentiale der gegebenen Planwelle und der Sekundärwellen werden nach Kugelfunktionen entwickelt.

Die additive Aufspaltung der Streuwelle in eine Verschiebung \check{u} , die bei festgehaltenem Gestell allein existieren würde, und in den Rest u gestattet eine einfache Formulierung der Randbedingungen. Die kinematischen Bedingungen, daß das Gestell starr und mit dem umgebenden Medium fest verhaftet ist, legen die unbestimmten Koeffizienten in der Entwicklung für \check{u} fest und erweisen \hat{u} als einen Pol erster Ordnung. Zu dessen vollständiger Bestimmung führt die Forderung des dynamischen Gleichgewichts zwischen dem mechanischen Empfänger und dem Medium. Sie drückt sich mathematisch durch die Bewegungsgleichungen des aus dem Gestell und dem Gehänge gebildeten mechanischen Systems aus. Dabei rührt die formal angesetzte äußere Kraft vom Mechanismus des schwingenden Mediums her. In ihr wirken von \check{u} wie von \hat{u} nur die Kugelwellenanteile erster Ordnung.

In der Formel für die komplexe Amplitude der Gestellbewegung in bezug auf die Amplitude der vorgegebenen harmonischen Planwelle

$$\beta = e^{i\pi d} \left(1 + i\pi d - \frac{1}{3}\pi^2 d^2\right)^{-1} \left\{1 + [\gamma \{1 + \varepsilon(w^2 + 2i\alpha w - 1)^{-1}\} - 1] \right. \\ \times \left[1 - \frac{1}{3}(1 + i\pi d) \left(1 + i\pi d - \frac{1}{3}\pi^2 d^2\right)^{-1} \right. \\ \left. \left. - \frac{2}{3}(1 + i\pi D) \left(1 + i\pi D - \frac{1}{3}\pi^2 D^2\right)^{-1}\right]^{-1} \right\}$$

gehen folgende Parameter ein: Die Dämpfung α des mechanischen Empfängers, das Verhältnis w seiner Eigenfrequenz zur Frequenz der Welle, sein an der Wellenlänge der longitudinalen bzw. transversalen Welle gemessener Durchmesser d bzw. D , seine Masse γ im Vergleich zur Masse des verdrängten Mediums und der Anteil ε des Gehänges an der Gesamtmasse.

Im folgenden ist Gleichheit der LAMÉschen Parameter angenommen worden. An Abb. 1 ist die Dämpfung α mittelgroß, die Seismographenmasse das Zehnfache der verdrängten Bodenmasse und die Gehängemasse gleich der Gestellmasse. Das Amplitudenverhältnis kann durchaus größer als 1 sein. Große Empfänger nehmen an der Wellenbewegung weniger teil als die kleinen.

Leichtere Empfänger nehmen an der Wellenbewegung besser teil. Bei Empfängern mit kleinerer Dämpfung ist die Resonanz stärker ausgeprägt. Die Resonanzwirkung nimmt ab, wenn der Anteil ε der Gehängemasse abnimmt.

Der Grenzfall $\varepsilon = 0$ charakterisiert einen Mechanismus mit arretiertem Gehänge oder eine starre Kugel. Hinreichend kleine Kugeln bewegen sich stärker als die Mediapartikel, wenn ihre Dichte größer als 17/14 der

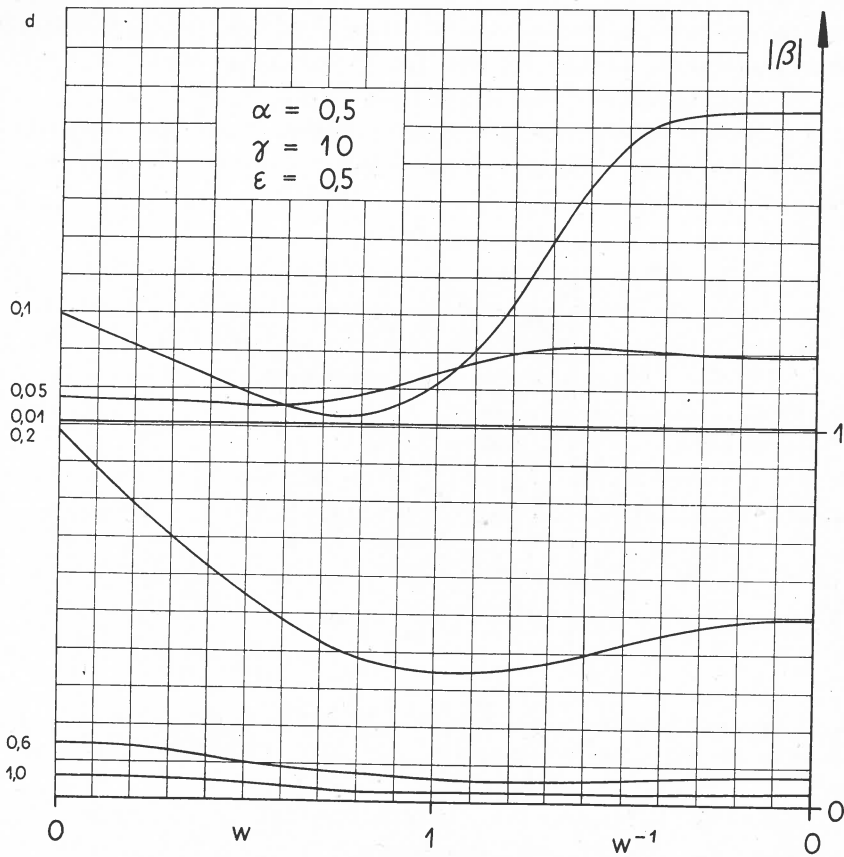


Abb. 1. Betrag $|\beta|$ des Verhältnisses zwischen der Amplitude der Gestellbewegung und der Wellenamplitude bei Abwesenheit des Empfängers in Abhängigkeit vom Verhältnis w der Eigenfrequenz des mechanischen Empfängers zur Frequenz der Welle. d ist der Gestelldurchmesser relativ zur Wellenlänge, α ist die Dämpfungskonstante, γ die Empfänger­masse relativ zur verdrängten Medium­masse und ε der Anteil des Gehänges an der Empfänger­masse

Medium­dicke ist. Das bedeutet, daß auch relativ schwere kleine Kugeln nicht im Wellenfeld ruhen.

Schließlich soll die stationäre Bewegung der starren Kugel (I) mit der eines Zylinders gleicher Masse auf dem Halbraum (II) verglichen werden (Abb. 2). Die Medien und die in ihnen gegebenen Wellen seien gleich beschaffen. Die Wellennormale der longitudinalen harmonischen Planwelle im Halbraum steht senkrecht auf dessen Begrenzungsebene und ist damit parallel zur Zylinderachse.

Die punktweise Zuordnung beruht auf der Annahme, daß die Körper das an sie grenzende Medium in gleichen Flächen berühren. Der Betrag

von β unterscheidet sich in zugeordneten Punkten wenig. Eine kleine eingebettete Kugel nimmt an der Wellenbewegung besser teil als der zugeordnete Zylinder auf dem Halbraum.

Eine ausführliche Darlegung befindet sich im Druck und erscheint als Heft 73 der Veröffentlichungen des Instituts für Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena.

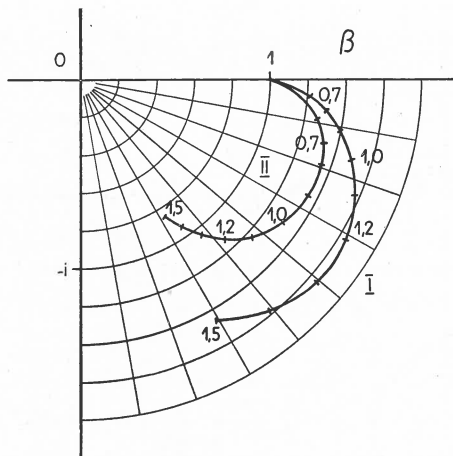


Abb. 2. Zum Vergleich der Schwingungen einer starren Kugel im Vollraum (I) und eines Zylinders auf dem Halbraum (II) unter dem Einfluß einer harmonischen longitudinalen Planwelle

Diskussion

W. BUCHHEIM:

Wie verhält es sich mit der praktischen Anwendbarkeit der angegebenen Lösung, da jedes derartig eingebettete Seismometer sich in einer endlichen, gegen die Wellenlänge meist recht geringen Entfernung von einer Begrenzungsfläche des Mediums befinden wird?

R. MAAZ:

Dazu ist zu sagen, daß die Aufstellung des Seismographen auf der Erdoberfläche jedenfalls viele Probleme mit sich bringt, die man auch in einer theoretischen Behandlung nicht ohne weiteres vollständig erfassen kann, daß man aber bei hinreichender Tiefe des Empfängers viele Einflüsse eliminieren kann. Im Falle eines kurzen Impulses wird dann der an der Erdoberfläche reflektierte Impuls vom ersten getrennt aufgezeichnet. Es gibt gewisse Aufgabenstellungen, die die Einbettung des Empfängers von vornherein verlangen.

H. BERCKHEMER:

Die Untersuchungen von Herrn MAAZ können insbesondere für seismische Messungen unter Wasser von Bedeutung sein, sofern der Empfänger kein Druckempfänger ist. Auch bei modellseismischen Experimenten können die Betrachtungen von praktischem Interesse sein.

A. P. SINCYN:

An der Oberfläche der Kugel entsteht eine reflektierte Welle. Haben Sie diese Welle berücksichtigt?

R. MAAZ:

Ja, dieser Sachverhalt ist berücksichtigt worden.

W. BUCHHEIM:

Ich hatte die Darlegung der Rechnung so verstanden, daß die von der Oberfläche des Seismometers reflektierte Welle berücksichtigt wurde. Sind also die geometrischen und dynamischen Randbedingungen voll erfüllt worden?

R. MAAZ:

Das ist bei diesem Vorgehen garantiert, das von der Grundgleichung der linearen Elastizitätstheorie ausgeht und den Einfluß durch Randbedingungen ausdrückt. Diese bewirken, daß die gegebene longitudinale harmonische Planwelle nicht mehr Lösung der Grundgleichung ist. Die vollständige Lösung muß vielmehr einen weiteren Anteil enthalten, der rotationsfreie und divergenzfreie gestreute Wellen darstellt.

Model seismic investigations of inhomogeneous wave fronts

H. BERCKHEMER and J. ANSORGE

Summary

This report deals with a method for observing elastic wave propagation "inside" a solid model. Experimental results are compared with theoretical statements given by F. SAUTER, M. NEWLANDS, and P. A. HEELAN.

By the propagation of ultrasonic pulses in two-dimensional models (plates) deformations in the plane of the plate are coupled with lateral deformations. From the generalized HOOKE's law it follows that a change w of thickness of the plate is related to the divergence of the vector of displacement ξ in the plate by $w = \frac{d \cdot \nu}{1 - \nu} \operatorname{div} \xi$, d being the thickness and ν POISSON's ratio. w is measured as a variation of capacity by means of small metal electrodes fixed on opposite surfaces of the insulating model plate. If the condenser is charged to a voltage U , a lateral deformation w produces a change of the voltage

$$\Delta U = \frac{\varepsilon \cdot F \cdot w}{d^2 \left(\frac{\varepsilon \cdot F}{d} + C_s \right)} U,$$

where ε is the dielectric constant of the model, F the area of the condenser plate, and C_s the input capacity of the electrometer stage used.

With this arrangement the following experiments have been carried out.

1. Observation of the wave front generated by a vertical impulse applied to the surface of an elastic half-space. It could be stated that, with approaching of the surface, the wave front was delayed by $\pi/2$. Similar results were gained in a theoretical paper by F. SAUTER who used a δ -pulse. The decay of amplitude with distance along the surface was less than predicted by theory.
2. The generation of the headwave front was studied in a model consisting of a layer of Polyamid overlying Plexiglass. A radial impulse source was fixed in the interface. It can be seen that the shape of the impulse in the cylindrical wave front in the half-space changes markedly until it reaches, at the interface, the same shape as the headwave itself. According to NEWLANDS, the headwave should be the time integral

of the direct wave. This could be verified by experiment. Very good agreement with HEELAN's calculation was obtained for the amplitude ratio at both sides of the interface. Also the decay of the headwave amplitude with distance agrees with theory. This paper will be published in "Geophysical Prospecting".

Diskussion

A. P. SINICYN:

Haben Sie in der Nähe der Impulsstelle die plastischen Verschiebungen beobachtet oder war die ganze Scheibe (Platte) elastisch?

H. BERCKHEMER:

Die Verschiebungsamplituden sind so klein, daß plastische Deformationen nicht zu erwarten sind.

O. MEISSER:

Kann ein Teil der beobachteten Abweichungen durch die Annahme ebener Wellen (anstelle von Zylinderwellen) beim Einsetzen in das Hookesche Gesetz entstanden sein?

H. BERCKHEMER:

Das Beispiel mit der ebenen Welle sollte nur zur Illustration des Effekts dienen. Die gemessene Größe ist in jedem Fall der Divergenz des Verschiebungsvektors proportional.

R. RÖSLER:

Die Rechnungen von SAUTER wurden für eine Linienquelle auf dem Halbraum ausgeführt. Ist es möglich, daß die Abweichungen der gemessenen Amplituden an der Oberfläche von den theoretischen Werten darauf zurückzuführen sind, daß bei dem beschriebenen Experiment als Modellkörper nicht der Halbraum, sondern eine Platte benutzt wurde?

H. BERCKHEMER:

Es ist auch meine Überzeugung, daß die Wellenausbreitung in der Platte, insbesondere am Rand derselben, von der idealen zweidimensionalen Wellenausbreitung abweichen muß.

Weight impact of a dropping instrument in sand

G. GENSCHEL

Summary

Measurements of the weight impact of falling bodies in sand indicate that consideration must be given to the mass, the velocity and the shape of the falling body. In a semi-infinite body the velocity of conical falling bodies ($\alpha \leq 180^\circ$) decreases during the weight impact so, that for all times this velocity is > 0 . It is shown that this fact is available for limited spaces ($40 \times 25 \times 55 \text{ cm}^3$) too. Mass of falling bodies 2—4 kg.

The weight impact couples a seismic transient into the sand. In effect the decay of the velocity of sand particles with distance r is proportional r^{-n_1} and $e^{-n_2 r}$ ($r = 2 \dots 30 \text{ cm}$). The same relationships are found in the case of industrial weight dropping. Mass of falling bodies $1-5 \cdot 10^6 \text{ g}$, $r = 10 \dots 50 \text{ m}$. The result of experiment is a significant correlation for both proportionalities in both cases.

Zur Deutung der Amplitudenkurven bei Absorptionsmessungen an Gesteinsproben

K. KLÍMA und L. WANIEK

Seit kurzem wird den mit der Absorption elastischer Wellen verbundenen Fragen in der Seismologie erhöhte Aufmerksamkeit gewidmet. Wie bekannt, sind unsere bisherigen Vorstellungen über den Aufbau des Erdkörpers nur auf kinematische Analysen der seismischen Wellen gestützt. Es zeigt sich, daß eine genauere Kenntnis der inneren Struktur nur durch eingehendes Studium der dynamischen Eigenschaften elastischer Wellen angestrebt werden kann. Eine richtige Deutung der dynamischen Parameter ist jedoch ohne physikalische Lösung der Absorptionsprobleme in Festkörpern kaum denkbar. In der vorliegenden Mitteilung sollen deshalb einige Fragen der Deutung von Amplitudenkurven behandelt werden, und zwar für den Fall von impulsförmigen elastischen Wellen, die sich in Gesteinsproben ausbreiten.

Bei der Ausbreitung elastischer Wellen gibt uns die Amplitudenkurve die einzige Information über die Absorption im Medium; deshalb kann der Absorptionskoeffizient nur aus den beobachteten Amplitudenkurven berechnet werden. Die Schwierigkeiten bei der Bestimmung des Absorptionskoeffizienten bestehen darin, daß die Abnahme der Amplituden nicht einzig durch Absorption des Mediums verursacht wird, sondern daß auch eine Reihe weiterer nicht vernachlässigbarer Faktoren in Betracht gezogen werden muß.

Einen der wichtigsten stellt die geometrische Ausdehnung der Wellenfläche mit wachsender Entfernung von der Wellenquelle dar, die eine Energieausstrahlung auf eine immer größere Fläche verursacht. Als ein weiterer Grund der Amplitudenabnahme kann z. B. die an Grenzflächen entstehende Umwandlung der durch die Wellenfläche übertragenen Energie in andere Wellentypen angesehen werden. Es zeigt sich, daß solche Einflüsse in reellen Versuchsbedingungen nicht außer acht gelassen werden dürfen.

Der Einfachheit halber beschränken wir unsere Betrachtungen auf die einfachste Wellenform, d. h. auf eine ebene Welle, die meistens bei allen Messungen vorausgesetzt wird. Vom kinematischen Standpunkt aus ist eine ebene Welle ziemlich leicht auffaßbar — man fordert nur eine geome-

trisch ebene Wellenform. Jedoch zur richtigen Deutung der Amplitudenkurven müssen für den Fall einer kinematisch ebenen Welle zwei Möglichkeiten unterschieden werden, und zwar: 1. die ebene Wellenfläche ist unbegrenzt, wobei die Energieverteilung in dieser Fläche konstant bleibt, und 2. die Energiedichte entlang der ebenen Wellenfläche ändert sich, eventuell ist die Wellenfläche nur in einem begrenzten Teil eben.

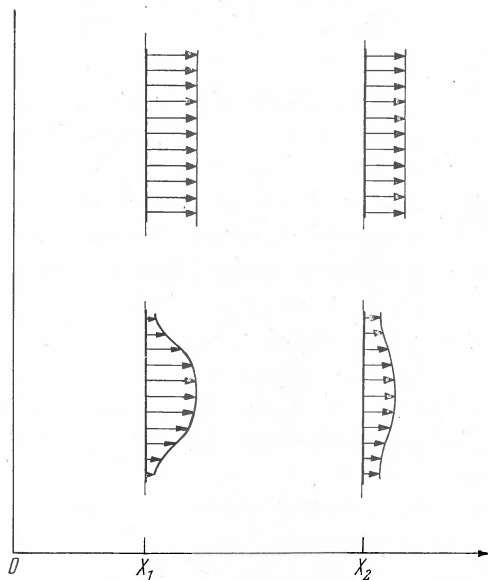


Abb. 1. Amplitudenabnahme ebener Wellen mit wachsender Entfernung x . Oben ebene Welle mit konstanter Energieverteilung, unten ebene Welle mit ungleichmäßiger Energieverteilung

Den ersten Fall (Abb. 1 oben) können wir auch vom dynamischen Standpunkt aus als ebene Welle bezeichnen; die Beziehungen zwischen den Amplituden können unter Voraussetzung der Gültigkeit des normalen Absorptionsgesetzes durch die Amplitudenformel

$$A = A_0 e^{-\alpha x} \quad (1)$$

ausgedrückt werden, wo A_0 die Anfangsamplitude, A die Amplitude in der Entfernung x und α der Absorptionskoeffizient ist.

Die zweite Eventualität, die der Wirklichkeit häufiger entspricht, ist auf Abb. 1 unten veranschaulicht. Bei der Ausbreitung der elastischen Welle im festen Medium ändert sich die Energieverteilung längs der Wellenfläche; die Amplitudenbeziehungen können nicht mehr durch die

einfache Formel (1) ausgedrückt werden. Der analytische Ausdruck der Amplitudenkurve muß in diesem Fall ein Glied enthalten, das die Änderungen in der Energieverteilung längs der Wellenfläche respektiert. Dies kann durch Einführung der Funktion $f(x)$ in die Amplitudenformel geschehen; dann wird

$$A = A_0 f(x) e^{-\alpha x}. \quad (2)$$

Es besteht daher die nötige Voraussetzung zur richtigen Deutung der Amplitudenkurven in der Bestimmung einer, der Wirklichkeit am besten entsprechenden Funktion $f(x)$.

So versucht z. B. JU. V. RIZNICENKO, die Funktion $f(x)$ durch eine einfache Potenzfunktion x^{-n} anzunähern, wo der Koeffizient n je nach dem Charakter der gegebenen Wellenfläche verschiedene positive Werte annehmen kann [1]. So wird das Problem der Absorptionsmessungen auf die Bestimmung der Koeffizienten n und α übergeführt.

Die Amplitudenkurve kann gemäß der vorangehenden Betrachtungen in der Form

$$\ln A = \ln A_0 - n \ln x - \alpha x \quad (3)$$

geschrieben werden; hier sind $\ln A_0$, n und α die Unbekannten.

Es sei nun m die Zahl der Meßpunkte ($x_i A_i$), die die Amplitudenkurve bestimmen, ferner sei vorausgesetzt, daß die Abweichungen Δ_i von der analytisch ausgedrückten Amplitudenkurve statistisch normal verteilt sind. Dann gilt

$$\Delta_i = \ln A_i - (\ln A_0 - n \ln x_i - \alpha x_i). \quad (4)$$

Durch Anwendung der Methode der kleinsten Quadrate können wir aus den Normalgleichungen sowohl den Absorptionskoeffizienten α als auch die weiteren Koeffizienten n und $\ln A_0$ berechnen. Zu diesem Zweck wurde eine Reihe von Messungen an zylindrischen Metall- und Gesteinsproben durchgeführt [2]. Diese Messungen wurden mit der von Z. PROS entwickelten Impulstraschallapparatur unternommen; als Wellensender und -empfänger werden piezoelektrische Wandler gebraucht [3]. Auf Abb. 2 sehen wir die Blockschaltung dieser Apparatur. Vom Eichfrequenzgenerator 1 werden zusammen mit dem Frequenzteiler 2 die Zeitmarken 5 geliefert. Gleichzeitig wird von ihm die Folgefrequenz 8 (300 Hz) mit Hilfe vom Teiler 3 abgeleitet; diese Frequenz schaltet nach Verzögerung 6 die Zeitbase des Oszillographen 7 und nach Verzögerung 4 den Generator der Sendeimpulse 13. Der elektrische Impuls aus dem Block 13 wird im elektroakustischen Wandler 12 in einen mechanischen Impuls umgeformt; dieser breitet sich durch Probe 11 aus und wird durch den piezoelektrischen Empfänger 10 nach Verstärkung 9 auf dem Schirmbild abgebildet.

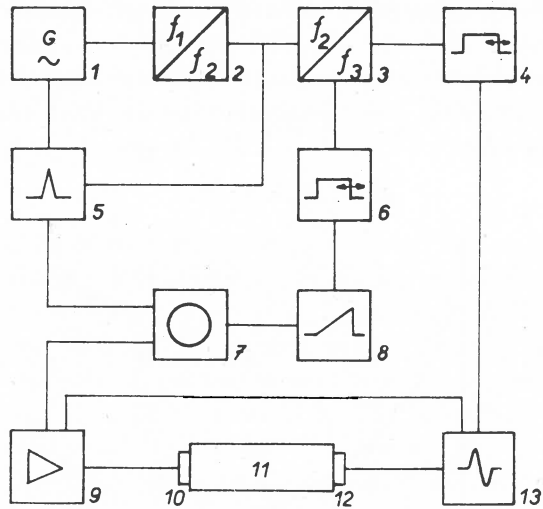


Abb. 2. Blockschaltung

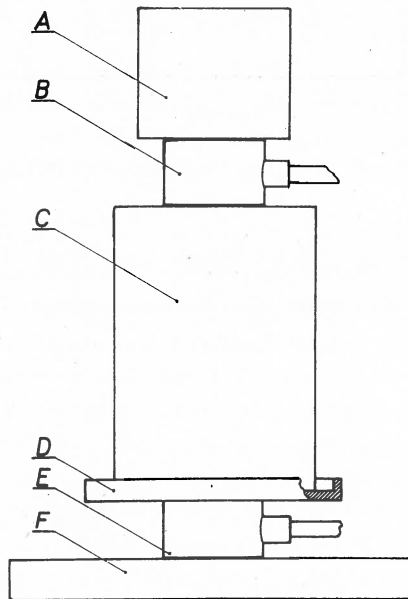


Abb. 3. Versuchsanordnung

Auf Abb. 3 sehen wir schematisch die Versuchsanordnung. Über ein konstantes Gewicht *A* wird der elektroakustische Empfänger *B* an die plangeschliffene Stirnfläche der zylindrischen Gesteinsprobe *C* angedrückt. Der Impulsender *E* ist in einen speziellen Halter *D*, *F* eingebracht, der eine genaue Konzentricität der Anordnung ermöglicht.

Abb. 4 zeigt den typischen Verlauf der beobachteten Amplitudenkurven. Es handelt sich hier um Messungen an zylindrischen Granitproben aus einer Lokalität; Länge 10—300 mm, Durchmesser 54 mm, Impulsfrequenz 0,6 MHz; auf der Abszisse ist die Probenlänge x , auf der Ordinate im logarithmischen Maßstab die Amplitude A eingetragen.

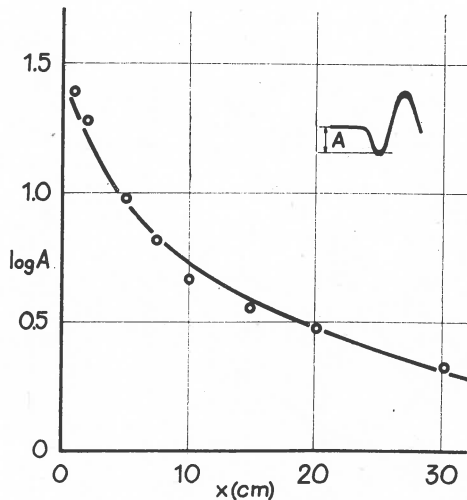


Abb. 4. Typisches Beispiel der beobachteten Amplitudenkurven

Die ausgeprägte Krümmung der beobachteten Abhängigkeit, die außerdem bei allen unseren Messungen beobachtet werden konnte, weist darauf hin, daß die Amplitudenabnahme nicht allein durch Absorption im Probekörper verursacht wird, sondern daß auch eine Änderung der Energieverteilung bei der Ausbreitung der Wellenfläche eintritt, und zwar so, wie sie schon vorher besprochen wurde (Abb. 1 unten). Für die Amplitudenkurve auf Abb. 4 konnten die Werte von n und α berechnet werden, $n = 0,625$, $\alpha = 0,0117 \text{ cm}^{-1}$. Die Kurve, die diesen Parametern entspricht, stellt die auf Abb. 4 ausgezogene Linie dar; man sieht hier die sehr gute Übereinstimmung der berechneten Kurve mit den Meßpunkten.

Trotz dieser Übereinstimmung sind jedoch gemäß der Fehlerübertragungstheorie die mittleren Fehler ε in der Bestimmung von n und α ziemlich groß, und zwar für n ist $\varepsilon_n = \pm 0,103$ und für α ist $\varepsilon_\alpha = \pm 0,0093$. Nach einer eingehenden Analyse konnte jedoch gezeigt werden, daß die Fehlergröße nicht allein durch Meßfehler verursacht ist, sondern daß sie vorwiegend durch die Form der in der Amplitudenformel (2) enthaltenen Abhängigkeiten gegeben ist.

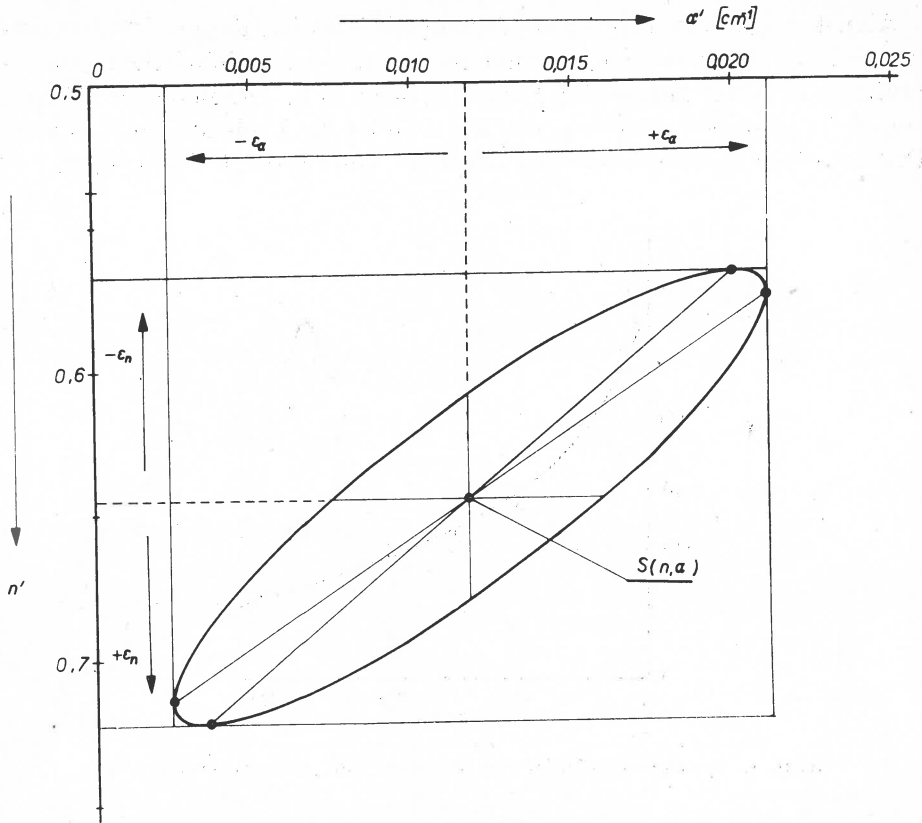


Abb. 5. Fehlerellipse im Koordinatensystem (n', α')

Im Koordinatensystem (n', α') sei S ein aus einer Amplitudenkurve berechnetes Koeffizientenpaar mit seinen mittleren Fehlern $\pm \epsilon_n$ und $\pm \epsilon_\alpha$ (Abb. 5, Messungen an Granitproben, Impulsfrequenz 0,6 MHz). Theoretischen Überlegungen zufolge können jedoch alle in der ausgezogenen Ellipse liegenden Punkte (d. h. alle in ihr liegenden Koeffizientenpaare) die gemessene Amplitudenkurve mit derselben Genauigkeit annähern. Durch eine Erhöhung der Meßgenauigkeit werden die mittleren Fehler in der Bestimmung beider Parameter grundsätzlich nicht herabgesetzt, denn ihre Größe ist durch die ausgedehnte Fehlerellipse, wie sie aus der angewendeten Amplitudenformel (2) hervorgeht, gegeben. Eine größere Genauigkeit in der Bestimmung von n und α kann durch gleichzeitige Auswertung einer Reihe von Amplitudenkurven für das gleiche Material — jedoch für verschiedene Versuchsbedingungen — erzielt werden, z. B. für Proben verschiedener Länge und verschiedenen Durchmessers. Diese konnten wir in einer größeren Meßreihe für Granit aus einer Lokalität

durchführen. Aus dieser Versuchsreihe wurde auch die Amplitudenkurve in Abb. 4 entnommen. Es wurde bei der Sendeimpulsfrequenz von 0,2, 0,6 und 1,0 MHz gemessen [2].

Tabelle 1

Messungen	Frequenz	α [cm ⁻¹]	Q^{-1}
AUBERGER, RINEHART 3 Lokalitäten USA	0,25 MHz	0,41	0,23 0,66 0,19
		1,37	
	1,0 MHz	0,30	
		4,24	
		2,40	
	0,48		
SILAEVA, ŠAMINA 4 Lokalitäten UdSSR	0,2 MHz	0,02–0,06	0,02–0,05
BIRCH 1 Lokalität USA	140–1600 Hz		0,01
vorliegende Messungen 1 Lokalität ČSSR	0,2 MHz	0,008	0,008
	1,0 MHz	0,038	

In Tab. 1 wird das Resultat unserer Messungen an Granitproben mit den Ergebnissen anderer Autoren verglichen (Q^{-1} -Qualitätsfaktor). Man sieht, daß die von uns berechneten Werte z. B. mit denen von SILAEVA und ŠAMINA [4] sowie von BIRCH [5] gut übereinstimmen. Um so mehr wird die Differenz mit den von AUBERGER und RINEHART [6] veröffentlichten Werten auffällig, die ihre Messungen unter praktisch denselben Versuchsbedingungen durchgeführt haben, wie sie in dieser Mitteilung beschrieben wurden. Die Klärung hierfür liegt offensichtlich darin, daß zur Berechnung des Absorptionskoeffizienten von den letztgenannten Autoren nur die einfachste Form der Amplitudenformel (1) ohne Berücksichtigung der Wellenformänderung vorausgesetzt wurde.

Abschließend sei betont, daß bei der Berechnung des Absorptionskoeffizienten aus den beobachteten Amplitudenkurven eine erhöhte Aufmerksamkeit dem Einfluß der durch Ausbreitung elastischer Wellen verursachten Änderungen zu widmen ist; die einfache Amplitudenformel (1) ist für genauere Messungen als nicht ausreichend zu betrachten. Dies gilt nicht nur bei Untersuchungen in Laborbedingungen, sondern ganz allgemein, falls aus dem seismischen Beobachtungsmaterial die Absorptionseigenschaften des Mediums gedeutet werden sollen.

Literatur

- [1] RIZNIČENKO, JU. V.: Trudy geof. inst. Akad. Nauk SSSR **35** (1956).
- [2] PROS, Z.: Trav. inst. géophys. Acad. Tchécosl. Sci. Nr. 135 (1961).
- [3] KLÍMA, K.: Trav. inst. géophys. Acad. Tchécosl. Sci. Nr. 166 (1962).
- [4] SILAEVA, O. I. und ŠAMINA, O. G.: Izvest. Akad. Nauk SSSR, Ser. geofiz. Nr. 9 (1960) 1354.
- [5] BIRCH, F.: Geol. Soc. Am., Spec. Paper **36** (1942) 87.
- [6] AUBERGER, M. und RINEHART, J. S.: J. Geophys. Research **66** (1961) 191.

The velocity of elastic waves in diabase and greywacke to 4 kilobars

Z. PROS, J. VANĚK and K. KLÍMA

Summary

The variation of the velocity of longitudinal and shear waves under hydrostatic pressure to 4 kilobars was investigated on samples of diabase and greywacke of Příbram (Czechoslovakia). The velocities of elastic waves were measured by a pulse method (method of transmission) using a special electronic apparatus with a resolving power of $0,02 \mu\text{s}$. The relative changes of velocities for both rock types in question were not greater than 5% under pressures up to 4 kilobars. It was confirmed that the method of transmission was very suitable for the simultaneous determination of the velocity of longitudinal and shear waves under high pressures. Thus the behaviour of POISSON'S ratio σ could be also studied. It follows from the measurements that the behaviour of σ under high pressure is more complicated than has sometimes been anticipated. A detailed account of this work was published in the *Studia geophysica et geodaetica* 6 (1962) S. 347—368.

Diskussion

M. UHLMANN:

In your paper you mentioned the importance of these measurements for rock-pressure-problems in mining. But in underground mining it's the trouble that the pressure in the regions which are especially interested (walls, hanging wall, foot wall, i.e. in the neighbourhood of free surfaces) is not a hydrostatic one. According to this fact my question is: how do you determine the quantity of pressure values by velocity measurements in situ with the help of your velocity-pressure-characteristics, you get from your laboratory observations.

J. VANĚK:

By our laboratory measurements only informational data on the changes of v_p and v_s under pressure ought to be obtained as a preparatory stage for investigating the rock pressure by ultrasonic methods directly in the mine. The variation of v_p and v_s under uniaxial compression to 1 kilobar was also investigated.

Über das Zusammenwirken zwischen den seismischen Wellen und dem Bauwerk

A. P. SINICYN

In dem vorliegenden Vortrag wird die Wirkung von seismischen Wellen auf die massiven Bauwerke (Staudämme) behandelt. Es werden die stationären Schwingungen, die laufenden Wellen und die Ausbildung von plastischen Zonen im Bauwerk untersucht.

1. Die Aufgabe der Untersuchung

Bei der Wirkung der seismischen Wellen kann das Bauwerk waagerechte und senkrechte Verschiebungen erleiden. Die Theorie des Bauwerks hinsichtlich waagerechter seismischer Kräfte hat in der UdSSR einen hohen Grad der Vollkommenheit infolge der wissenschaftlichen Werke von SAVARENSKIJ, MEDVEDEV, NAZAROV [1, 2, 3] und anderen erreicht. Die Aufgabe ist für die hohen Bauwerke gelöst. Für diese Bauwerke wird als rechnerisches Schema der vertikale Träger angenommen. Für die Staudämme ist dieses Schema nicht gültig, wie es der Verfasser in den Werken [4, 5] gezeigt hat. Wenn die waagerechten Dimensionen des Bauwerks dieselbe Größe wie die Länge der seismischen Welle haben, dann wird die senkrechte Kraft, die bei der Ausbreitung der Welle entsteht, die Hauptrolle spielen.

Infolge des Zusammenwirkens zwischen der seismischen Welle und dem Bauwerk werden die Reaktionskräfte des Fundaments verändert und die Sicherheitskoeffizienten des Bauwerks vermindert.

Hier wird auf vereinfachte Weise das Bauwerk als waagerechter Träger berechnet, der mit dem elastischen Halbraum verbunden ist (Abb. 1). Gewöhnlich wird die seismische Kraft als eine harmonische Funktion in die Rechnung eingeführt. Man kann feststellen, daß für die Staudämme das Kräftespiel etwas anders sein wird.

2. Die stationären Schwingungen

Zuerst wird das starre Bauwerk berechnet, das auf einem elastischen Halbraum liegt. Wenn der Halbraum in eine solche Bewegung versetzt wird, daß in ihm harmonische stationäre Schwingungen hervorgerufen

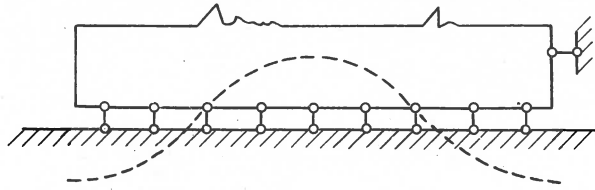


Abb. 1. Das Berechnungsschema des Bauwerks

werden, so kann man für einen bestimmten Augenblick das System als quasistatisches bezeichnen. Die starre Fundamentfläche wird die Wellen des Halbraumes ausgleichen und deshalb zusätzliche Reaktionskräfte hervorrufen. Diese Kräfte deformieren den Halbraum, das Bauwerk aber ist starr und wird nur kinematische Verschiebungen erfahren. Bei der symmetrischen Belastung sind das die vertikalen Verschiebungen. Die Reaktionskräfte, die zwischen dem Halbraum und dem Bauwerk wirken, sichern die Zusammenarbeit der beiden Systeme. Die Begrenzung des Halbraumes unter dem Fundament muß eben sein. Die harmonische Belastung wird diese Bedingungen erfüllen, wenn die elastische Unterlage dem WINKLERSchen Gesetz entspricht, das heißt, daß die Unterlage als einfaches mechanisches Modell entwickelt ist. In diesem Falle wird die sinusoidale Belastung die ähnlichen sinusoidalen Verschiebungen der Wellenbewegung ausgleichen. Im elastischen isotropen Halbraum ruft die sinusoidale Belastung Verschiebungen hervor, die am Rande des Fundaments kleiner sind als die der Welle. An diesen Stellen läßt sich der Halbraum vom Fundament abtrennen. Jetzt muß man ein in dem Selbstgleichgewichtszustand befindliches Kraftsystem zusetzen, um das Abtrennen des Halbraumes zu verhindern. Man kann feststellen, daß in diesem Falle das Diagramm der Reaktionskräfte vom sinusoidalen Gesetz abweicht und am Rande des Fundaments vergrößerte Ordinaten hat.

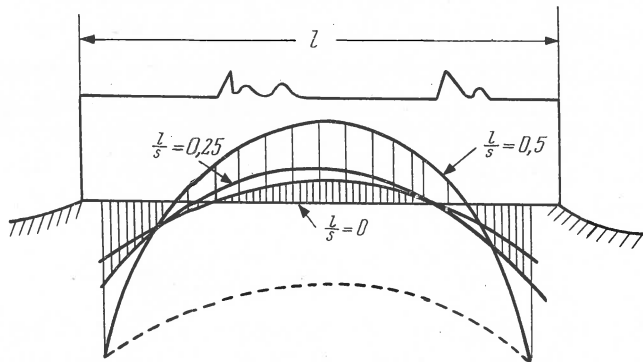


Abb. 2. Das Diagramm der Reaktionskräfte für die stationären Schwingungen

Ist die Länge s der seismischen Welle beispielsweise zweimal so groß wie die Länge l des Bauwerkes, dann hat das sinusoidale Diagramm am Rande des Fundaments verschwindende Ordinaten. Deshalb hat das zusätzliche Diagramm ein Aussehen, wie es auf Abb. 2 gezeichnet ist. Wenn die Länge der Welle größer ist als die Länge des Bauwerkes, dann werden die Ordinaten des zusätzlichen Diagramms kleiner, weil eine entsprechende Verkleinerung der Länge des durch die Welle gekrümmten Halbraumes entsteht.

3. Die laufende Welle

Wenn die Welle am Fundament angekommen ist, wird sie die elastische Unterlage deformieren, jedoch muß das Fundament diese Deformationen ausgleichen. Die Berechnung muß jetzt stufenweise durchgeführt werden. Hat sich die Welle um ein Viertel ihrer Länge unter dem Fundament ausgebreitet, so schaffen wir jetzt das Fundament weg und ersetzen es durch die Reaktionskräfte. Diese Kräfte deformieren den ganzen elastischen Halbraum, da aber an der Fläche des Fundaments die Deformationen gleich Null sind, muß ein zusätzliches Kräftesystem eingeführt werden, um alle Randbedingungen zu erfüllen. Man kann feststellen, daß das endgültige Diagramm der Reaktionskräfte zwei Vorzeichen hat, denn das einheitliche Diagramm kann nicht die erforderlichen Deformationen des Halbraumes hervorrufen. Die zusätzliche Belastung bedingt ein Biegemoment. Also hat das Kräftesystem, das auf das Bauwerk wirkt, einen negativen Abschnitt vor der Wellenfront. Am hinteren Rande des Fundaments werden die Reaktionskräfte entsprechend größer. Die Veränderung des Diagramms der Reaktionskräfte ist für verschiedene Augenblicke auf Abb. 3 gezeigt.

Die Berechnungen der Staudämme, die man ausgeführt hat, zeigen, daß die senkrechte Komponente der seismischen Belastung eine bedeutende Rolle spielt und den Sicherheitskoeffizienten des Bauwerkes verändert.

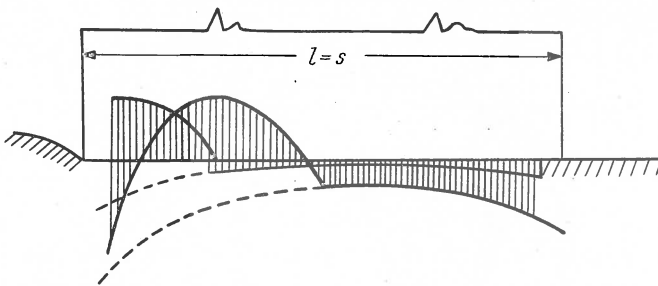


Abb. 3. Das Diagramm der Reaktionskräfte für die laufende Welle

4. Die Wirkung der plastischen Zonen

Bei heftigen seismischen Bewegungen erhalten die Bauwerke große Verschiebungen, es entstehen plastische Zonen im Fundament, und die Steifigkeit des ganzen Systems verändert sich. Deshalb ändern sich auch die Reaktionskräfte. Die Deformation des Bauwerks wird in Stufen eingeteilt. Zuerst wird die Berechnung im elastischen Bereich durchgeführt und die möglichen Stellen der plastischen Zonen werden bestimmt, dann wird noch eine Berechnung für ein neues Ausgangssystem durchgeführt, bei dem das Bauwerk plastische Zonen enthält [6]. Der Begriff „Traglast“ hat eine besondere Bedeutung in dieser Aufgabe. Die Bildung von einigen plastischen Zonen wird das Bauwerk noch nicht in ein veränderliches kinematisches System umwandeln. Das Bauwerk wird von der elastischen Unterlage unterstützt. Die Traglast des Fundaments wird gewöhnlich mit der Normierung der maximalen Durchbiegung berechnet.

Nach der Bildung der plastischen Zonen in starren Bauwerken wachsen die Durchbiegungen sehr schnell an und sind vom Verhältnis der elastischen Werte der Unterlage und des Bauwerkes abhängig. Für biegsame Bauwerke wird die Bildung der ersten plastischen Zonen noch nicht zu einer Vergrößerung der Durchbiegungen führen. Die elastische Schicht mit der Dicke h_0 , die sich zwischen dem Bauwerk und dem elastischen Halbraum befinden kann, vermindert die Reaktionskräfte am Rande des Fundaments, und die Durchbiegungen des Bauwerkes vergrößern sich infolge der Deformation der elastischen Schicht.

Die Bildung einer plastischen Zone im Fundament ruft Veränderungen in der Verteilung der Reaktionskräfte hervor. Diese Reaktionskräfte sind vom Verhältnis zwischen der Steifigkeit des Bauwerks und der Unterlage sowie von der Größe der Belastung abhängig, deshalb ist die Aufgabe nicht linear.

Die Traglast P ist für verschiedene Werte der maximalen Durchbiegung y berechnet. Diese Werte werden in relativer Form ausgedrückt durch die Durchbiegung y_0 und die Kraft P_0 , die dem Ende des elastischen Bereichs entsprechen.

Die Beziehung zwischen P und y ist nicht linear und hängt vom Verhältnis der physikalischen Konstanten des Bauwerks und der elastischen Unterlage ab, die mit dem Beiwert α bezeichnet ist (Abb. 4).

Die Veränderung der Traglast P als Funktion von der maximalen Durchbiegung y ist auf Abb. 5 gezeigt. Die Kurven zeigen, daß die starren Bauwerke ($\alpha = 0$) kleinere Tragfähigkeit für große Werte von y haben.

Es ist interessant zu bemerken, daß die Verminderung der Steifigkeit des Bauwerkes sowie die Vergrößerung des Deformationsmoduls der Unterlage eine Vergrößerung der Traglast hervorrufen können.

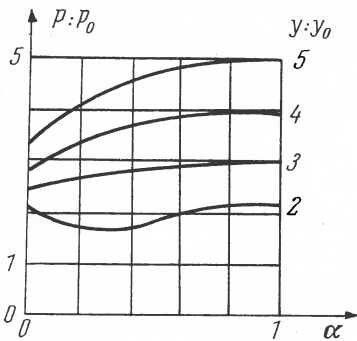


Abb. 4. Die Veränderung der Traglast als Funktion der Durchbiegungen

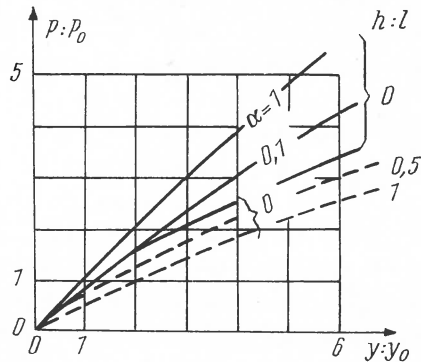


Abb. 5. Die Veränderung der Traglast als Funktion der Steifigkeit des Bauwerkes

Die angeführten Erläuterungen zeigen, daß die richtige Tragfähigkeit des Bauwerkes bei der seismischen Belastung berechnet werden kann, wenn das Zusammenwirken zwischen den seismischen Wellen und dem Bauwerk berücksichtigt wird.

Literatur

- [1] SAVARENSKIJ, E. F. und KIRNOS, D. P.: Die Elemente der Seismologie und der Seismometrie, 2. Auflage. GTTI, Moskau 1955.
- [2] MEDVEDEV, S. W.: Seismologie für Ingenieure. Gosstroyisdat, Moskau 1962.
- [3] NASAROV, A. G.: Ingenieurmethode der Analyse für seismische Kräfte. Verlag der Armenischen Akademie der Wissenschaften, Erewan 1959.
- [4] SINICYN, A. P.: Über die Berechnung der seismischen Belastung für massive Bauwerke. Bulletin N. 8 des Rates für Seismologie der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Moskau 1960.
- [5] SINICYN, A. P.: Die Wirkung der laufenden seismischen Welle auf massive Bauwerke. Abhandlungen des Instituts der Physik der Erde N. 17 (184), Moskau 1961.
- [6] SINICYN, A. P.: Der Träger auf dem zweischichtigen Halbraum im plastischen Bereich. Forschungen in der Theorie des Bauwerkes, Gosstroyisdat Ausgabe X, Moskau 1961.

SH-Polarisation der Transversalwellen in großen Entfernungen

G. RICHTER

Die von einem Erdbebenherd ausgehenden Transversalwellen schwingen innerhalb der zur Fortpflanzungsrichtung normalen Ebene in einem durch die Bewegungsrichtung im Herd und das Azimut, unter dem die Welle das Herdgebiet verlassen hat, vorgegebenen Winkel mit der Spur der vertikal durch den Erdmittelpunkt gehenden Fortpflanzungsebene. Diese Ausrichtung, die man in einen SV- und einen SH-Anteil aufspalten kann, ist auf dem ganzen Weg einer direkten, d. h. vom Erdkern unberührten Transversalwelle vom Herd bis zur Erdoberfläche konstant und kann daher auch zur Bestimmung des Herdmechanismus verwendet werden. Von einer bestimmten Herddistanz an ist jedoch diese Möglichkeit nicht mehr gegeben, denn bei zunehmender Steilheit des Ausstrahlungswinkels vom Herdgebiet aus nimmt auch die Eintauchtiefe der Welle in das Erdinnere zu, bis sie schließlich auf die Kernoberfläche trifft. Die Herddistanz, in der die letzte noch direkt gelaufene Welle an der Erdoberfläche ankommt, ist die Grenze für die Verwendungsmöglichkeit der Transversaleinsätze für das Studium des Herdmechanismus. In größeren Herddistanzen zeigen die Transversaleinsätze Polarisation in der Richtung der Fortpflanzungsebene (SV) oder senkrecht zu ihr in der Horizontalen (SH). GUTENBERG hat 1952¹⁾ in einer Arbeit über SV und SH gezeigt, daß Transversaleinsätze in Herdentfernungen bis zu 80° noch keine Polarisation erkennen lassen. Für die Herddistanz von 83° hatte bereits 1932 I. LEHMANN²⁾ an europäischen Seismogrammen von südamerikanischen Beben nachgewiesen, daß 2 polarisierte Transversaleinsätze in dieser Entfernung auftreten. Der eine davon, der durch die SKS-Welle ausgelöst wird, ist SV-polarisiert, während der S-Einsatz SH-Polarisation zeigt. Diese Feststellung, die auch für die Deutung dieser beiden dicht nebeneinander liegenden Einsätze äußerst wichtig ist, zeigt, daß die Grenze für nichtpolarisierte S-Einsätze und damit auch für die Bedeutung ihrer Ausrichtung für den Herdmechanismus zwischen 80° und 83° Herddistanz liegt.

¹⁾ Trans. Amer. Geophys. Union **33** (1952) 4.

²⁾ Gerl. Beitr. Geophys. **36** (1932).

Eine eingehende Untersuchung der Polarisation von SKS in allen Herdentfernungen (RICHTER 1958)¹⁾ ergab, daß auch in größeren Entfernungen nicht allein die SV-Polarisation von SKS nachweisbar ist, sondern auch deutliche, zum Teil das Seismogrammbild beherrschende SH-gerichtete Einsätze hervortreten (Abb. 1), und zwar in dem verwendeten Material bis in Herddistanzen von 121° . Hierbei konnte keinerlei Zusammenhang mit dem Herdazimut gefunden werden. Auch konnten die Amplituden dieser Einsätze weder der Herdentfernung noch der Bebenmagnitude zugeordnet werden, sondern erschienen in solchen Beben besonders groß, in denen die SV-gerichteten Transversaleinsätze, also z. B. SKS, PS u. ä., klein sind oder fehlen.

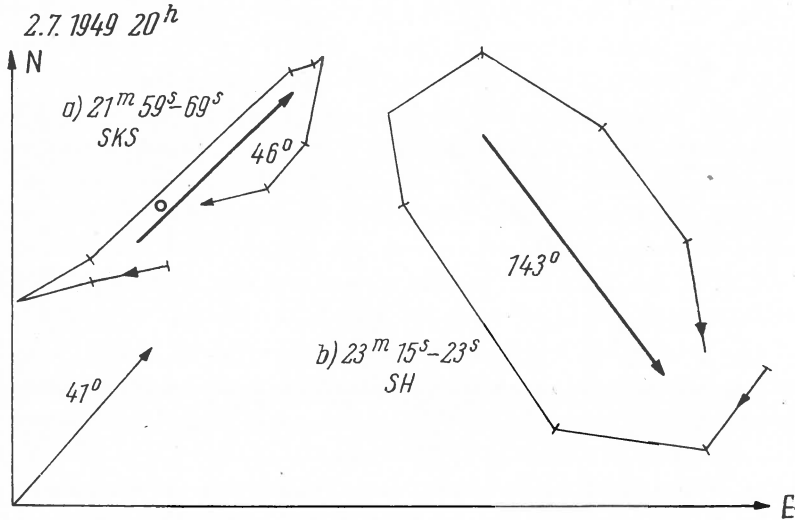


Abb. 1. Horizontale Schwingungsbilder der Transversaleinsätze eines Bebens in 105° Herddistanz nach Stuttgarter Seismogrammen. Herdazimut 41°

Da die polarisierten Transversaleinsätze erst in Entfernungen auftreten, wo auch SKS-Einsätze erscheinen, liegt es nahe, auch für diese den Erdkern verantwortlich zu machen. Die nach den Gesetzen der geometrischen Optik durch den Erdkern verursachte Schattengrenze kann nach den zur Zeit gebräuchlichen Laufzeiten von JEFFREYS und BULLEN für die Transversalwelle in einer Entfernung von ungefähr 90° angenommen werden. Nach den erwähnten Untersuchungen über die Polarisation von Transversalwellen scheint diese Grenze aber bereits zwischen 80° und 83° Herddistanz zu liegen. Die bis zu 121° Herddistanz nachgewiesenen SH-Ein-

¹⁾ Veröff. Inst. Bodendynamik u. Erdbebenforsch. Jena, H. 66 (1960).

sätze liegen jedenfalls weit im Schattengebiet, so daß wir es hierbei eindeutig nicht mehr mit Einsätzen der direkten Transversalwelle zu tun haben.

Um zu ermitteln, welchen Weg die zu den SH-Einsätzen gehörende Welle eingeschlagen hat, wurde aus ihren Einsatzzeiten die Laufzeitkurve gezeichnet (Abb. 2). Die Einsatzzeiten wurden nicht wie üblich den Seis-

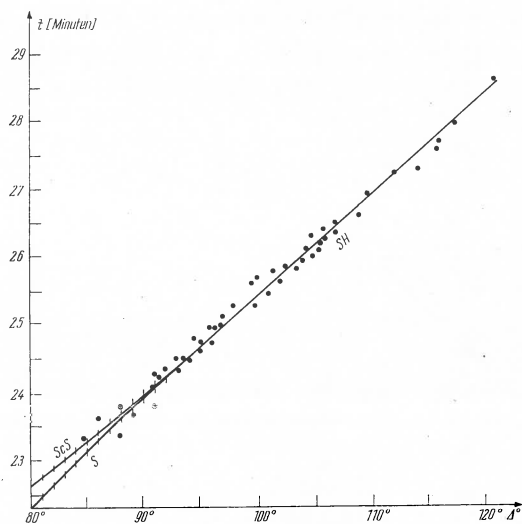


Abb. 2. Laufzeitkurve nach SH-Einsätzen von $84,5^\circ - 121,2^\circ$

mogrammen entnommen, sondern den Schwingungsbildern nach dem Knick der Horizontalbewegung in die SH-Richtung. Diese Einsatzzeiten ergeben im Mittel eine geradlinige plausible Fortsetzung der Laufzeitkurve von S und, was in diesen Entfernungen auf das gleiche hinauskommt, von ScS. Die der Neigung der Laufzeitkurve in diesem Bereich entsprechende Geschwindigkeit beträgt etwa $7,3 \text{ km/s}$ und ist die Geschwindigkeit der Transversalwelle an der Mantelbasis. Dadurch wird nahegelegt, die SH-Welle als eine längs der Kernoberfläche geführte Welle zu deuten. Der Weg kann daher nur oberhalb der Kerngrenze verlaufen, da ein Eindringen in den Kern sich als diskontinuierliche Geschwindigkeitsänderung markieren würde und außerdem der Einsatz dann SV-polarisiert sein müßte wegen des im Kern aus physikalischen Gründen erzwungenen Wellenwechsels in eine Longitudinalwelle.

Die Überlegung, in welcher Form diese geführte Welle an der Kernoberfläche entlang läuft, führt zunächst zu einer Ausscheidung von etwa möglichen Oberflächenwellen, etwa von LOVE-Wellen, weil derartige Wellen

keine Energieabstrahlung aus der Führungsschicht bewirken, so daß auch kein Impuls nach oben an die Erdoberfläche gelangen würde. Dagegen erfolgt eine fortwährende Abstrahlung im Falle einer an einer gewölbten Fläche gebeugten Welle. Wenn wir diese Vorstellung auf unsere SH-Welle übertragen, so würde die gewölbte Fläche die nahezu kugelförmige Oberfläche des Erdkerns sein, während der vom Herdgebiet ausgehende Impuls, der die Kernoberfläche tangiert, der Ausgangspunkt einer sich an die Kernoberfläche anschmiegenden Beugungswelle ist (Abb. 3). In der Optik

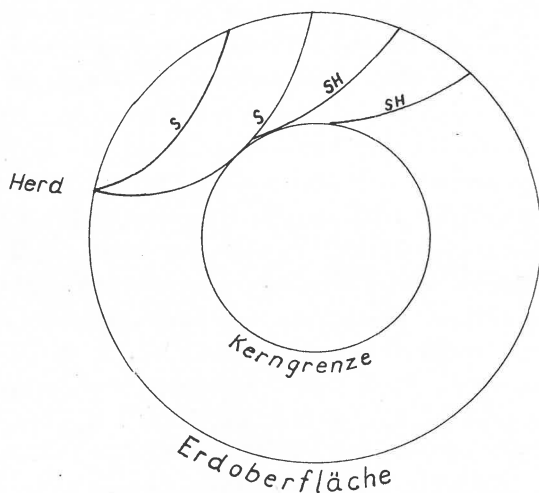


Abb. 3. Wellenweg einer gebeugten Transversalwelle

wird diese Beugungswelle auch mit „Kriechwelle“ bezeichnet. Wie J. B. KELLER in einer 1953 vorgelegten geometrischen Beugungstheorie gezeigt hat, gelten die einfachen Verhältnisse und Gesetze der geometrischen Optik an einer Schattengrenze nur dann, wenn die Wellenlänge der auffallenden Welle unendlich klein ist gegen den Krümmungsradius der Kaustik. Im Fall der Berührung seismischer Transversalwellen mit dem Erdkern ist dieses Verhältnis jedoch nicht unendlich klein. Wenn wir die Wellenlänge der Transversalwelle zu etwa 100 km annehmen, so stellt sie gegenüber dem Radius des Erdkerns von 3470 km einen nicht zu vernachlässigenden Bruchteil dar. Zu den Gleichungen der allgemeinen geometrischen Optik sind hier also Ergänzungen nötig. Diese Ergänzungen sind sowohl für sehr kleine Verhältnisse, wie sie z. B. in der Optik vorkommen, sowie für große Verhältnisse bis zu einem gewissen Grade bereits erarbeitet worden. Für den mittleren Bereich, der für die Seismik von Interesse ist, fehlt bisher die Theorie. Dabei kann von der geometrischen Beugungs-

theorie von J. B. KELLER¹⁾ ausgegangen werden. KELLER entwickelt eine allgemeine Feldgleichung für das optische Feld, die außer den Termen für den direkten, reflektierten und refraktierten Anteil auch noch Beugungsterme enthält.

Die Gewinnung dieser Beugungsterme erreicht KELLER durch asymptotische Lösung der Randwertaufgabe. Speziell führen auch die Berechnungen der Kriechwelle, die DEPPERMAN und FRANZ²⁾ mittels der Integralgleichungen der Beugungstheorie von A. W. MAUE durchgeführt haben, nahe an das vorliegende Problem.

Für den uns interessierenden Teil kann der Erdkern als idealer Leiter aufgefaßt werden, in den keinerlei Transversal-Energie eindringen kann. Auf Grund der Geschwindigkeitsverhältnisse von Longitudinal- und Transversalwellen im Mantel und im Kern verliert die den Kern tangential treffende Transversalwelle auch keine Energie an eine Longitudinalwelle, weder in den Kern hinein noch nach außen. Eine vom Erdbebenherd H (Abb. 3) ausgehende Welle trifft den Erdkern im Punkt P' streifend und erreicht in P_1 die Erdoberfläche. Von P' aus läuft die Welle außerdem an der Kernoberfläche weiter. In einem weiteren Punkt P'' auf der Kernoberfläche und in der Fortpflanzungsebene der gebeugten Welle verläßt die Welle die Kernoberfläche tangierend, um in P_2 die Erdoberfläche zu erreichen. Jede auf die Kernoberfläche streifend einfallende Welle läuft auf ihr längs einer geodätischen weiter, indem sie fortwährend nach außen tangential abspaltende Wellen entsendet. Der Weg s zwischen P' und P'' ist ein Kreisbogenabschnitt. Da der Wellenweg von P'' bis zur Erdoberfläche der gleiche ist wie der von P' zur Erdoberfläche, entspricht der Winkel $P' - \text{Erdmittelpunkt} - P''$ dem Distanzwinkel $P_1 - \text{Erdmittelpunkt} - P_2$. Die Differenz der Felder in P_1 und P_2 hängt aber nur von der Änderung des Beugungsfeldes längs des Weges s auf der Kernoberfläche ab. Diese Änderung wird im wesentlichen durch den Beugungskoeffizienten B und den Abstrahlungsfaktor β bestimmt. Beide Größen sind Funktionen des Verhältnisses $\varepsilon = \frac{2\pi r}{\lambda} = k r$ ($r = \text{Erdkernradius}$). In

unserem Falle ist $\varepsilon \approx 218$, was im Vergleich zu bisher behandelten Spezialfällen verhältnismäßig groß ist. Zur Berücksichtigung der Polarisation der Transversalwelle bei der Beugung kann die Amplitudengleichung in P' als Ausgangspunkt dienen. Wenn das einem Strahl zugeordnete Feld die allgemeine Form $v = A e^{i k s}$ hat, und das Beugungsfeld in P' dem des einfallenden Strahls proportional ist, so ist $v_B(P') = B A_0 e^{i k s}$. A_0 ist die Amplitude des bei P' einfallenden Strahls.

¹⁾ Zusammenfassende Darstellung mit zahlreichen Literaturangaben in: FLÜGGE, Handbuch der Physik, Band 25/1, S. 289 ff.

²⁾ Ann. Physik 14, 253 (1954).

Zur Ableitung von Polarisierungseffekten wird die reelle Amplitude A_0 als Vektor und B als Tensor aufgefaßt.

Aus dem vorstehenden ist ersichtlich, daß die SH-Einsätze in großen Herddistanzen nicht von einer direkten S-Welle herrühren, so daß es die Konsequenz erfordert, eine besondere Bezeichnung für sie einzuführen. Wegen der Berührung des Erdkerns muß dabei in Analogie zur ScS-Welle ausgegangen werden. Da die gebeugte Welle aber nicht nur punktförmige Berührung mit dem Kern hat, sondern einen längeren Weg auf seiner Oberfläche zurückgelegt hat, müßte im Einklang mit der gebräuchlichen Nomenklatur für diesen Wegabschnitt der große Buchstabe C gewählt werden. Es wird daher für die Benennung der SH-Einsätze in Entfernungen $>83^\circ$ die Bezeichnung SCS vorgeschlagen.

Diskussion

E. F. SAVARENSKIJ:

This investigation is only one concerning the earth interior. It is important to investigate the polarisation of the ScS, SKS and S waves because they form the base for investigation of the parameters of the earth core nearby the upper part (boundary) of it. It is a progressive way that M. RICHTER uses some optical considerations. I have only the question: how it is possible that S wave polarized perpendicular but SKS to the direction to the epicenter.

G. RICHTER:

I think it is clear. The direction is 160° and the direction to the epicenter is in 57° . The difference is 100° , that is a direction orthogonal to the direction of propagation.

Schlußansprache des neu gewählten Präsidenten

Prof. Dr. A. ZÁTOPEK, Prag

Wir danken der Deutschen Akademie der Wissenschaften für die großzügige Organisation und die wirklich in Einzelheiten gehende Vorbereitung. Wir, die hier so gute Arbeitsbedingungen vorgefunden haben, werden die Mühe der Organisatoren der Deutschen Akademie der Wissenschaften und die finanzielle Unterstützung immer mit Dankbarkeit im Gedächtnis behalten. Ich muß besonders Herrn Prof. MEISSER danken, der so taktvoll die Organisation von oben lenkte. Dann muß ich dem Organisationskomitee sehr herzlich danken für die Bemühungen, die es mit der Organisation hatte, und für die Vorbereitungen der schönen Bedingungen, für die großen organisatorischen Leistungen, die mit der Konferenz verquickt waren, und besonders dem spiritus agens der ganzen Aktion, Herrn Kollegen SPONHEUER.

Natürlich dürfen wir das Tagungsbüro nicht vergessen. Wir müssen besonders hervorheben, wie gut das Büro seine Aufgaben manchmal zeitlich sehr angespannt erfüllt hat. Ich bitte, dem Büro meine größte Anerkennung ausdrücken zu wollen. Nun wären alle Hilfskräfte auch zu nennen, die uns beweglich gemacht haben, denn es gab eine ganze Reihe von kulturellen und anderen Veranstaltungen, an denen wir teilnehmen konnten. Recht vielen Dank auch für sie!

Was ich hier noch sagen muß, und Sie werden mit mir gewiß voll übereinstimmen, das ist mein ganz besonderer Dank an den lieben Kollegen VAN GILS, der sich der Aufgaben des Sekretärs angenommen hat und diese Rolle unermüdlich und auch in Einzelheiten sehr gründlich ausführte. So eine Leistung kann nur der übersehen, der es mitgemacht hat. Also ich muß in dieser Hinsicht sagen, daß ich Herrn Kollegen VAN GILS bewundert habe. Er hat es verstanden, alle Aufgaben zu bewältigen.

Zu unserem Programm: Es wurde von den Teilnehmern manches über die Gestaltung des Programms gesagt, insbesondere ob es richtig ist, ein vielseitiges Programm in der Form von Einzelmitteilungen durchzuführen, oder ob es besser wäre, sich auf wenige Themen zu konzentrieren, die von einem Referenten vorgetragen würden und die dann in der Diskussion noch gründlicher durchgenommen werden könnten. Diese Auffassung,

glaube ich, ist wirklich sehr zweckmäßig; denn viele zersplitterte Mitteilungen und Beiträge sind schwer zu übersehen. Wir haben zwar gewisse thematische Gruppen gehabt, aber trotzdem glaube ich, daß für die Veranstaltung der nächsten Tagung bei der organisatorischen Vorbereitung der Beiträge eine strengere thematische Auswahl vorgenommen werden sollte. Wir sehen jetzt, daß wir unsere Aufgaben durchaus gut bewältigt haben, so daß sich meiner Ansicht nach die Anzahl unserer Kommissionen, Sub-Kommissionen und Arbeitsgruppen nicht erhöhen sollte. Vielmehr müßten wir uns auf größere Probleme konzentrieren und das, was wir angefangen haben, zu Ende bringen.

Nun, was wäre jetzt noch zu sagen? Wir möchten auch Herrn Prof. DEUBEL Dank aussprechen, daß er sein Institut für unsere Sitzungen zur Verfügung gestellt hat. Wie man sieht, war dieser Hörsal sehr angenehm, mit guter Akustik, nicht zu groß und nicht zu klein, also sehr geeignet für unsere Zwecke. Wir hatten auch andere Räume zur Verfügung, die alle sehr zweckmäßig waren.

Zum Abschluß möchte ich den Vortragenden und allen, die mit Diskussionsbeiträgen zum Gelingen der wissenschaftlichen Sitzungen beigetragen haben, danken und in diesem Zusammenhang natürlich auch den Vorsitzenden der einzelnen Sitzungen, die sich bemüht haben, Zusammenfassungen von dem, was vorgetragen wurde, zu machen. Ich glaube, daß wir in diesen Sitzungen sehr viel gelernt haben und daß wir für die kommende Zeit schöne Erinnerungen von hier mitnehmen. Ich hoffe, daß wir uns im Jahre 1964 in Budapest in der besten Kondition wieder treffen werden und daß wir die kameradschaftlichen Beziehungen, die sich hier noch mehr festigten, weiter vertiefen können. Ihnen allen meinen Dank!