

UNION GÉODÉSIQUE ET GÉOPHYSIQUE INTERNATIONALE

INTERNATIONAL UNION OF
GEODESY AND GEOPHYSICS

ALLEMAGNE (RÉPUBLIQUE FÉDÉRALE), ARGENTINE, AUSTRALIE, AUTRICHE, BELGIQUE,
CANADA, CHILI, COLOMBIE, DANEMARK, ÉGYPTE, EIRE, ESPAGNE, ÉTATS-UNIS, FINLANDE,
FRANCE, GRANDE-BRETAGNE, GRÈCE, INDE, INDONÉSIE, ISRAËL, ITALIE, JAPON, MAROC,
MEXIQUE, NORVÈGE, NOUVELLE-ZÉLANDE, PAKISTAN, PAYS-BAS, PÉROU, PHILIPPINES,
POLOGNE, PORTUGAL, SUÈDE, SUISSE, SYRIE, TCHÉCOSLOVAQUIE, THAÏLANDE, TUNISIE,
TURQUIE, UNION SUÉDOISE, UNION AFRICAINE, VIET-NAM, YOUGOSLAVIE

Bulletin d'Information de l'U.G.G.I.
I.U.G.G. News-Letter

publié par le Secrétaire Général G. LACLAVERÈ

ESC 1952

Publication trimestrielle subventionnée par l'U.N.E.S.C.O.

Les 12 bulletins parus du 1^{er} novembre 1951 au 31 octobre 1952 comportent 620 pages ronéotypées ; 1539 séismes différents ont été étudiés. Le bulletin est expédié chaque mois à environ 200 stations ou services séismologiques.

Les dépenses afférentes à cette publication s'élèvent au total à 723.806 francs français (pour la période du 1^{er} novembre 1951 au 31 octobre 1952) réparties comme suit :

Achat de papier	175.901	francs	français
Frais d'expédition	119.000	—	—
Salaire de l'assistant technique	330.000	—	—
Charges sociales	98.905	—	—
TOTAL	723.806	—	—

Une partie de la dépense a été couverte par une subvention de l'UNESCO de \$ 500 (soit 175.000 francs français).

SYMPOSIUM ON SEISMIC STUDIES OF THE STRUCTURE OF THE EUROPEAN CONTINENT

La Commission séismologique européenne, créée en 1951 au sein de l'Association Internationale de Séismologie et de Physique de l'Intérieur de la Terre, a tenu une réunion à Stuttgart du 23 au 28 septembre 1952. Cette réunion était organisée par le Professeur Docteur W. HILLER, Président de la Commission.

Une subvention de l'UNESCO de \$ 1.500 a permis d'organiser cette réunion.

Mémoires présentés

	Pages
I. M. BATH — Seismicity of Fennoscandia and related Problems	194
II. E. TILLOTSON — On British Earthquakes and the Structure of the British Isles	199
III. Ch. CHARLIER — Les Secousses séismiques en 1951 et la Structure de l'écorce terrestre en Belgique	200
IV. E. PETERSCHMITT — La séismicité de la France	205
V. E. WANNER — Die Erdbebenkarte der Schweiz und Seismogramphasen im Alpengebiet	207
VI. A. REY PASTOR — La Sismicidad de la Peninsula Iberica ..	211
VII. A. DUE ROJO — La Sismicidad del Sudeste de España	217
VIII. P. CALOI — Struttura Geologico-Sismica dell'Europa Centro-Meridionale, dell'Italia e del Mediterraneo Centro-Occidentale, quale Risulta da Recenti Studi di Ricercatori Italiani	219

	Pages
IX. L. MINTROP — Die Hypothese von Airy verträgt sich nicht mit seismischen Beobachtungsergebnissen	225
X. H. REICH. — Über reflexionsseismische Beobachtungen der PRAKLA aus grossen Tiefen bei den grossen Steinbruch-Sprengungen in Blaubeuren am 4. März und am 10. Mai 1952.	229
XI. W. HILLER — Erdbebenherde, Tektonik, Herdtiefe, Herdmechanismus und Schichtung der Erdkruste in Südwestdeutschland	232
XII. H. JEFFREYS — The Times of P up to 30°	236
XIII. N. PINAR — Catalogue explicatif des tremblements de terre de Turquie	238
XIV. H. DILGAN, G. GRENET et F. ROESLI — L'Institut séismologique de l'I.T.U. et le développement des recherches séismologiques en Turquie	239
XV. R.E. INGRAM — Motion at the Focus and the S-Wave	241
XVI. G. KRUMBACH — Charakteristische Seismogrammformen bei Aufzeichnungen in Herdgebieten	243
XVII. J. MIHAILOVIČ — Die Seismische Dynamik der Balkan Halbinsel	244
XVIII. R. STONELEY — On the Thickness of the Continental Layers of Eurasia	247
XIX. I. LEHMANN — On the Short Period Surface Wave « Lg » and Crustal Structure	249
XX. F. ROBEL — Über die Dispersion von Oberflächenwellen in Eurasien	251
XXI. D.J. BONELLI RUBIO — Sobre un Estudio de Caracter Sismico de la Falla del Guadalquivir	254
XXII. E. PETERSCHMITT — Sur les méthodes d'analyse des séismes rapprochés	259
XXIII. N. PINAR (M ^{lle}) — Relation entre la tectonique et la séismologie de la Turquie	261
XXIV. N. PINAR (M ^{lle}) — Le Tremblement de Terre de Kurşunlu (Anatolie Nord) du 13 août 1951. A) Étude géologique et macroséismique	264
XXV. H. LABROUSTE (M ^{me}) — Le Tremblement de Terre de Kurşunlu (Anatolie Nord) du 13 août 1951. B) Étude micro-séismique des tremblements de terre du 23 juillet 1949 et du 13 août 1951 en Turquie	267
XXVI. L.P.G. KONING — Earthquakes in Relation to their Geographical Distribution, Depth and Magnitude	269
XXVII. H. LABROUSTE (M ^{me}) — Graphiques de durées de propagation destinés à faciliter le dépouillement des séismogrammes.	272
XXVIII. E. TRAPP — Der zeitliche Verlauf und die räumliche Verteilung der Erdbeben in Oesterreich	275
XXIX. W. SPONHEUER — Die Erdbebenherde Deutschlands und ihre Beziehung zur Tektonik	279
XXX. N. OULIANOFF — Influence de la tectonique profonde sur la marche des ondes séismiques	284
XXXI. Dr. E. TAMS — Zur Frage der Regionalen Verkoppelung der Erdbeben	286
XXXII. D. Di FILIPPO et L. MARCELLI — Struttura della Crosta Terrestre in Corrispondenza dell'Italia Centrale (Gran Sasso).	289

Composition de la Commission Séismologique Européenne

Président :

Prof. Dr. W. HILLER, Württembergischer Erdbebendienst, Richard-Wagner-Strasse 15, Stuttgart (Allemagne).

Secrétaire :

Prof. Pietro CALOI, Istituto Nazionale di Geofisica, Citta Universitaria, Rome (Italie).

Membres :

Mlles I. LEHMANN, Kastelvej 26, Copenhague (Danemark).

Doç. Dr. Nuriye PINAR, Beyazit Kurultay Sokak 20, Istanbul (Turquie).

MM. Dr. Marcus BATH, Meteorological Institute, Uppsala (Suède).

Sr. D. Juan BONELLI RUBIO, Jefe del Servicio Nacional de Sismología del Instituto Geografico y Catastral, Calle General Ibañez Ibero 3, Madrid (Espagne).

Dr. Ch. CHARLIER, Chef du Service Séismologique et Gravimétrique de l'Observatoire Royal de Belgique, Uccle I, Bruxelles (Belgique).

Dr. G. GRENET, Université d'Alger, Institut de Météorologie et de Physique du Globe, Alger (Algérie).

Rev. Dr. R. INGRAM, Seismological Observatory, Rathfarnham Castle, Rathfarnham (Co. Dublin) (Irlande).

M. E. PETERSCHMITT, Institut de Physique du Globe, 38, Boulevard d'Anvers, Strasbourg (France).

Dr. J. C. SCHOLTE, V. Alphenstraat 12, Utrecht (Pays-Bas).

Dr. E. WANNER, Station Centrale Suisse de Météorologie, Krählbühlstrasse 58, Zürich (Suisse).

Dr. P. L. WILLMORE, Department of Geodesy and Geophysics, Downing Place, Cambridge (Grande-Bretagne).

Introduction

Nach Fühlungnahme mit verschiedenen europäischen Kollegen hat Fräulein I. LEHMANN im Jahre 1950 angeregt, daß sich die europäischen Seismologen noch enger zusammenschließen sollten als dies bisher der Fall war, um in den zahlreichen gemeinsamen Aufgaben der Erdbebenforschung in Europa noch besser und erfolgreicher zusammenarbeiten zu können. Die Notwendigkeit eines derartigen Zusammenschlusses wurde von den meisten europäischen Kollegen eingesehen und anerkannt. Auf Einladung des Istituto Nazionale di Geofisica in Rom trafen sich viele europäische Seismologen im September 1950 in Verona, wo nach Aussprache über Zweck und Ziel der Zusammenarbeit die Europäische Seismologische Vereinigung (F.S.E.) auf vollkommen freier Basis gegründet wurde.

Schon bald nach der Gründung der F.S.E. wurden jedoch Stimmen laut, ob es zweckmäßig sei, eine derartige Vereinigung auf völlig freier Basis bestehen zu lassen, und ob es nicht zweckmäßiger sei, dieser Vereinigung durch Eingliederung in einen bereits bestehenden, größeren Verband, z. B.

in die Internationale Assoziation für Seismologie, einen größeren Rückhalt zu geben. Bei einer Sitzung der Internationalen Assoziation für Seismologie und Physik des Erdinnern am 28. August 1951 in Brüssel wurde über diese Frage eingehend gesprochen mit dem Ergebnis, daß an Stelle der F.S.E. die Europäische Seismologische Kommission (C.S.E.) innerhalb der Assoziation gegründet wurde und somit nun ein Glied der Internationalen Union für Geodäsie und Geophysik ist. Im Anschluß daran wurden 13 Kommissionsmitglieder aus europäischen Ländern gewählt und beschlossen, die erste Arbeitstagung der Kommission im September 1952 in Stuttgart abzuhalten. Als Hauptthema für diese Tagung wurde in Aussicht genommen: « Die seismische Struktur des europäischen Kontinents ».

In dem nachstehend wiedergegebenen Rundschreiben vom 1. April 1952, das an die Kommissionsmitglieder, an die Präsidenten der nationalen Comités für Seismologie und an alle an diesen Fragen unmittelbar interessierte Personen versandt wurde, habe ich zu der Stuttgarter Tagung eingeladen.

CIRCULAIRE N° 1

« Sous les auspices de l'Association Internationale de Séismologie et de Physique de l'Intérieur de la Terre et avec la collaboration de l'U.N.E.S.C.O., la Commission Séismologique Européenne organise à Stuttgart du 22 au 27 septembre 1952 une réunion d'étude sur la structure séismique du continent européen.

Il est souhaitable que les points suivants soient envisagés :

- 1) Détermination et répartition des épicentres européens.
- 2) Profondeurs des foyers.
- 3) Mécanisme au foyer.
- 4) Relations entre les séismes et la tectonique européenne.
- 5) Stratification de l'écorce du continent européen et vitesses de propagation des ondes séismiques.
- 6) Méthodes d'études.

Les Membres de la Section de Séismologie de votre Comité National, *plus spécialement intéressés par la question mise à l'étude*, sont invités à assister à cette réunion et à me prévenir d'urgence de leur participation, le plus tard jusqu'au 15 juin.

Les participants voudront également indiquer le titre du mémoire qu'ils comptent présenter sur le sujet proposé ci-dessus. Un rapport préparé par chacun des membres de la Commission Séismologique Européenne servira de base à la discussion générale. »

Die Tagung selbst hat vom 22. bis 27. September 1952 in Stuttgart in einem Hörsaal der Technischen Hochschule stattgefunden. Die Vorträge und Diskussionen während der Tagung, über die im einzelnen in diesem Heft berichtet wird, waren sehr vielseitig und anregend; sie haben den Stand der Erdbebenforschung in Europa aufgezeigt, sie haben aber auch gezeigt, daß noch viele Fragen offen sind, die in gemeinsamer Arbeit oder durch Gleichordnung der Arbeit noch zu lösen sind. Die aus dieser Erkenntnis am Schluß der Tagung gefaßten Resolutionen sind in diesem Heft ebenfalls wiedergegeben.

Da der Sekretär der Kommission, Herr Prof. P. CALOI, aus gesundheitlichen Gründen an der Tagung leider nicht teilnehmen konnte, wurde auf Antrag von Herrn Prof. R. STONELEY und mir Herr E. PETERSCHMITT gebeten, für die Tagung die Arbeit des Sekretärs und die Redaktion dieses Tagungsberichtes zu übernehmen, was von den anwesenden Kommissionsmitgliedern einstimmig gutgeheißen wurde.

Prof Dr. W. HILLER.
Président.

Horaire des Séances

LUNDI 22 SEPTEMBRE

9 heures : Réunion d'ouverture en présence des Représentants du Gouvernement de Baden-Württemberg et de la ville de Stuttgart.

9 heures 30
et

16 heures 30 : Séances de travail.

MARDI 23 et MERCREDI 24 SEPTEMBRE

9 heures
et

14 heures 30 : Séances de travail.

JEUDI 25 SEPTEMBRE

8 heures 15 : Excursion dans la région séismique du Jura Souabe.

VENDREDI 26 SEPTEMBRE

9 heures : Séance de travail.

10 heures 30 : Réunion des Membres de la Commission et des Auteurs de communications.

15 heures : Visite de la station séismologique de Stuttgart.

SAMEDI 27 SEPTEMBRE

9 heures : Séance de travail et Réunion de Clôture.

Liste des participants

Membres du Bureau de l'Association :

Prof. H. JEFFREYS, *Vice-Président*

Prof. J. P. ROTHÉ, *Secrétaire Général*

Membres de la Commission Seismologique Européenne :

Prof. Dr. W. HILLER, *Président*

Prof. Dr. P. CALOI, *Secrétaire (excusé)*

Dr. M. BATH,

Dr. D. J. BONELLI,

† Dr. Ch. CHARLIER,

M^{lle} GRANDJEAN, (en remplacement de M. GRENET)

† Rev. Dr. R. INGRAM,

M^{lle} I. LEHMANN,

M. E. PETERSCHMITT,

M^{lle} Dr. N. PINAR,

Dr. R. STONELEY (en remplacement du Dr. P. L. WILLMORE)

† Dr. J. G. SCHOLTE,

† Dr. E. WANNER,

Autres personnalités ayant assisté aux séances et participé aux discussions.

- † Dr. B. BROCKAMP, Münster (Westfalen)
- Prof. Dr. W. BUCHHEIM, Freiberg (Sachsen)
- Prof. H. DILGAN, Istanbul ;
- Dr. H. DÖRMANN, Göttingen ;
- Rev. A. DUE ROJO, S. J., Granada ;
- Doz. Dr. O. FÖRTSCH, München ;
- † Prof. Dr. E. GUYOT, Neuchâtel ;
- Prof. HALES, Kapstadt ;
- Prof. Dr. K. JUNG, Clausthal-Zellerfeld (Harz) ;
- Dr. KERTZ, Göttingen ;
- M. A. KORSCHUNOW, München ;
- † Prof. Dr. G. KRUMBACH, Jena ;
- M^{me} Dr. Y. LABROUSTE, Paris ;
- Prof. Dr. H. MARTIN, Jena ;
- † Prof. Dr. O. MEISSER, Freiberg (Sachsen) ;
- Doz. Dr. H. MENZEL, Hamburg ;
- † Prof. Dr. L. MINTROP, Essen-Werden ;
- Prof. Dr. F. MÖLLER, Mainz ;
- M. NEUZAT OÇAL, Cengelköj-Istanbul ;
- M. IHSAN OZDOGAN, Istanbul ;
- Prof. Dr. H. REICH, München ;
- Dr. F. ROBEL, Stuttgart ;
- Doz. Dr. O. ROSENBAACH, Bonn-Venusberg ;
- Dr. R. SCHULZ, Köln ;
- Dr. G. A. SCHULZE, Hannover ;
- Dr. M. DE MATOS SILVEIRA, Lisboa ;
- Dr. W. SPONHEUER, Jena ;
- M. K. STROBACH, Hamburg ;
- Prof. Dr. E. TAMS, Hamburg-Blankenese ;
- Dr. E. TILLOTSON, Menston-in-Wharfedale ;
- Dr. E. TRAPP, Wien ;
- Prof. Dr. A. TÜRKMEN, Istanbul.

Résolutions

adoptées par la Commission Séismologique Européenne (1952)

Texte français

RÉSOLUTION 1

Constatant que la seule méthode sûre pour la détermination précise de la profondeur des foyers comporte l'utilisation d'enregistrements obtenus au voisinage même des épicentres, la Commission Séismologique Européenne recommande la création de nouvelles stations munies d'appareils modernes permettant la détermination des temps d'arrivées avec une précision d'au moins un dixième de seconde et installées à proximité immédiate des zones d'activité séismique.

RÉSOLUTION 2

La Commission Séismologique Européenne recommande la constitution de catalogues nationaux qui comporteraient pour chaque séisme :

- 10) Les coordonnées géographiques de l'épicentre et la précision avec laquelle ces coordonnées sont déterminées.
- 20) L'intensité macroséismique maximum observée.
- 30) La surface macroséismique.
- 40) Pour les séismes du xx^e siècle une indication de la magnitude du séisme ou à défaut de la classe d'après la définition de GUTENBERG (classes *d*, *e*) ; une classe *f* pouvant indiquer un séisme inscrit par une seule station rapprochée.

Dans chaque pays on devra chercher à établir une correspondance entre la magnitude définie dans l'échelle GUTENBERG et RICHTER et les données micro et macroséismiques.

RÉSOLUTION 3

Constatant qu'on peut attendre une meilleure connaissance de la structure du continent européen par l'inscription des *réflexions* sur les couches profondes de l'écorce, la Commission Séismologique Européenne recommande que des expériences mettant en jeu des charges explosives importantes soient organisées et enregistrées dans des régions particulièrement intéressantes, par exemple axe gravimétrique négatif des Alpes, Hohe, Tauern, axe d'anomalie magnétique du Bassin de Paris, etc...

Une dépense totale de l'ordre de 300.000 dollars serait nécessaire pour réaliser une douzaine d'explosions; la Commission Séismologique Européenne demande aux gouvernements de contribuer à cette étude.

RÉSOLUTION 4

La Commission Séismologique Européenne recommande l'institution d'un service de détermination rapide des épicentres des séismes se produisant en Europe et dans les régions voisines. Chaque fois qu'un séisme proche important est enregistré à une distance épicentrale inférieure à 5000 kilomètres, les stations européennes et circumméditerranéennes sont invitées à envoyer par le moyen le plus rapide (télégramme, poste aérienne) au Bureau Central International de Séismologie à Strasbourg le dépouillement provisoire de leurs séismogrammes ou au moins l'heure exacte du premier impétus avec la précision du dixième de seconde si possible. Le Bureau Central diffusera le plus rapidement possible la détermination d'épicentre.

RÉSOLUTION 5

La Commission Séismologique Européenne recommande expressément aux stations séismologiques de ne pas détruire les anciens enregistrements même s'ils ne semblent pas présenter d'intérêt actuel.

Elles prendront soin de conserver leur collection complète:

Texte anglais

RESOLUTION 1

Noting that the only certain method for the precise determination of the depths of foci requires the use of seismograms obtained very near to the epicentres, the European Seismological Commission recommends the setting up of new seismological stations equipped with modern apparatus

permitting the determination of arrival times with an accuracy at least to one-tenth of a second, the stations to be sited in the immediate vicinity of active seismic zones.

RESOLUTION 2

The European Seismological Commission recommends the establishment of national catalogues which shall include for each earthquake :

- 1^o) The geographical coordinates of the epicentre and the precision with which these coordinates have been determined.
- 2^o) The maximum macroseismic intensity observed.
- 3^o) The macroseismic area in km².
- 4^o) For 20th century earthquakes an indication of the magnitude of the earthquake, or, failing this, the class according to GUTENBERG's definition (classes *d*, *e*) ; a class *f* may be used to indicate an earthquake registered at one near station only.

In each country an attempt should be made to establish a relationship between magnitudes defined according to the GUTENBERG and RICHTER scale and the microseismic and macroseismic data.

RESOLUTION 3

Noting that one may expect a better acquaintance of the structure of the European continent by the recording of reflections upon the deep layers of the earth's crust, the European Seismological Commission recommends that experiments using large explosive charges be arranged and carried out in particularly interesting regions, for example the region of negative gravity anomalies in the Alps, the Hohe Tauern, the region of magnetic anomalies in the Paris Basin, etc. A total expenditure of the order of 300.000 dollars would be needed for a dozen explosions ; the European Seismological Commission asks governments to contribute to this study.

RESOLUTION 4

The European Seismological Commission recommends the institution of a service for the rapid determination of the epicentres of earthquakes taking place in Europe and neighbouring regions. Each time that an important near earthquake is recorded at an epicentral distance of less than 5000 km, European and circum-Mediterranean stations are invited to send by the quickest means (Telegram, Air Mail) to the Bureau Central International de Seismologie at Strasbourg the provisional readings of their seismograms or at least the exact time, accurate to one-tenth of a second if possible, of the first impulse. The bureau will send out as quickly as possible the epicentral determination.

RESOLUTION 5

The European Seismological Commission strongly advises seismological stations not to destroy their old seismograms, even if these do not seem to have anything of current interest on them. They should take care to preserve their collection intact.

Texte allemand

BESCHLUSS 1

Die Erfahrung hat gezeigt, daß die genaue Bestimmung der Herdtiefe nur möglich ist, wenn Registrierungen aus unmittelbarer Herdnähe vorliegen.

Deshalb empfiehlt die Europäische Seismologische Kommission die Einrichtung von neuen Stationen in unmittelbarer Nähe der einzelnen Herdgebiete. Diese Stationen sollen mit neuzeitlichen Nahbeben-Seismographen ausgerüstet werden, die es erlauben, die Ankunftszeiten der Wellen mindestens mit der Genauigkeit von einer Zehntelsekunde zu bestimmen.

BESCHLUSS 2

Die Europäische Seismologische Kommission empfiehlt die Aufstellung von Länderkatalogen, die für jedes Beben folgendes enthalten sollen:

- 1) Die geographischen Koordinaten des Epizentrums mit Angabe der Genauigkeit der Bestimmung.
- 2) Die beobachtete makroseismische Maximal-Intensität.
- 3) Die Größe des makroseismischen Schüttergebiets in km².
- 4) Für die Beben des 20. Jahrhunderts eine Angabe für die Magnitude des Bebens oder als Ersatz dafür die Angabe der Bebenklasse nach der Definition von GUTENBERG (Klassen *d* und *e*). Eine Klasse *f* könnte für solche Beben eingeführt werden, die nur von einer einzigen Nahstation aufgezeichnet wurden.

In jedem Land sollte man versuchen, eine Beziehung der von GUTENBERG und RICHTER definierten Magnitude und den mikro- und makroseismischen Unterlagen aufzustellen.

BESCHLUSS 3

Ausgehend von der Feststellung, daß die Aufzeichnung von *Reflexionen* an tiefgelegenen Schichtgrenzen der Erdkruste bessere Aufschlüsse über den Aufbau des europäischen Kontinents erwarten läßt, empfiehlt die Europäische Seismologische Kommission die Vorbereitung und Durchführung von Großsprengungen in Gegenden, die von besonderem Interesse sind, z. B. entlang der negativen Schwereachse der Alpen, in den Hohen Tauern, im Bereich der magnetischen Anomalie des Pariser Beckens, usw. Um etwa ein Dutzend derartiger Sprengungen durchführen zu können, wäre eine Gesamtsumme von rund 300.000 Dollars erforderlich. Die Europäische Seismologische Kommission bittet die einzelnen Länderregierungen, durch entsprechende Beiträge diese Versuche zu ermöglichen.

BESCHLUSS 4

Die Europäische Seismologische Kommission befürwortet die Einrichtung eines Dienstes, der die rasche Bestimmung der Epizentren in Europa und in den anliegenden Gebieten vornehmen soll. Bei jedem starken Beben mit einer Epizentralentfernung bis zu etwa 5000 Km sind die europäischen und die um das Mittelmeer gelegenen Stationen gebeten ihre vorläufige Seismogrammauswertungen oder wenigstens die Zeit des ersten Einsatzes mit einer zehntel Sekundengenauigkeit auf dem schnellsten Weg (Telegramm, Luftpost) an das Bureau Central International de Séismologie in Strasbourg zu schicken. Das Zentralbüro wird auf dem raschesten Weg die Bestimmung der Epizentren mitteilen.

BESCHLUSS 5

Die Europäische Seismologische Kommission empfiehlt dringend allen seismischen Stationen, ältere Seismogramme, die im Augenblick von keinem besonders großen Wert zu sein scheinen, nicht zu vernichten, sondern ihre Sammlung von Seismogrammen möglichst vollständig zu erhalten.

Comptes rendus des Séances

Lundi 22 septembre 1952 (matin)

La séance est ouverte à 9 heures sous la présidence du Prof. Dr. W. HILLER. Celui-ci souhaite la bienvenue aux participants du Congrès : à Monsieur le Staatsrat WÖWINKEL, représentant le Gouvernement de Baden-Württemberg ; à Monsieur le Oberbürgermeister Dr. KLETT, représentant la ville de Stuttgart. Il excuse Monsieur le Recteur de la Technische Hochschule, empêché.

Un certain nombre de Collègues annoncés n'ont pu cependant pour des raisons diverses venir et le Professeur HILLER transmet leurs salutations. Ce sont en particulier : le Professeur B. GUTENBERG, Président de l'Association internationale de Séismologie ; le Secrétaire de la C.S.E., le Professeur P. CALOI ; les Professeurs MIHAILOVIC, MORELLI, GRENET, BOSSOLASCO, ZATOPEK, KREIS, GASSMANN et OULIANOFF.

Le Président HILLER continue :

« Was ist der Zweck dieser Tagung ? Die wissenschaftliche Erdbebenforschung hat in den letzten Jahrzehnten große Fortschritte gemacht vor allem durch die Verbesserung der instrumentellen Einrichtung an den verschiedenen Erdbebenstationen und durch die Anwendung von physikalischen Arbeitsmethoden. So war es möglich, nicht nur die allgemeinen Erscheinungen bei einem Erdbeben zu betrachten, sondern auch tiefer in die Beantwortung von speziellen Fragen vorzudringen. Ich will dabei nur einige wenige Punkte erwähnen, die heute ganz besonders im Vordergrund stehen : Die möglichst genaue Bestimmung der einzelnen Erdbebenherde, ihre Tiefenlage unter der Erdoberfläche, der mechanische Vorgang in den einzelnen Herdgebieten, die Zusammenhänge mit den vorhandenen tektonischen Störungen, die zeitliche Aufeinanderfolge der einzelnen Beben, die Verlagerung der seismischen Aktivität von einem Herdgebiet zum andern, die Ursache der Erdbeben, der Aufbau der Erdkruste.

« Allen diesen Fragen wird in den einzelnen Ländern Europas mehr oder weniger nachgegangen und fast für jedes Land liegen gewisse Beobachtungsergebnisse vor. Die Vorgänge und Zusammenhänge, mit denen wir es hier zu tun haben, sind aber viel großräumiger als unsere einzelnen Länder. Deshalb schien es angebracht und notwendig, von Zeit zu Zeit gemeinsam über die einzelnen Ergebnisse zu sprechen und zu versuchen, diese großen Zusammenhänge zu finden. Diese Aufgabe kann nur durch gemeinsame Zusammenarbeit begonnen und im Laufe vieler Jahre einer Lösung näher gebracht werden. Deshalb haben wir als Hauptthema für unsere erste Arbeitstagung gewählt : « Die seismische Struktur des europäischen Kontinents ».

« Wenn wir die Liste der Vorträge und Referate, die auf dieser Tagung gehalten werden, durchsehen, so bemerken wir, daß diese recht mannigfaltig sind und daß reichlich Stoff für eine Diskussion und für die notwendige Zusammenarbeit vorliegt. In diesem Sinne wünsche ich der Tagung einen guten und erfolgreichen Verlauf. »

M. le Staatsrat WÖWINKEL, au nom du Gouvernement de Baden-Württemberg, M. le Oberbürgermeister Dr. KLETT, au nom de la Ville de Stuttgart souhaitent la bienvenue aux participants du Congrès et expriment la joie du Gouvernement et de la Ville d'accueillir un Congrès Européen.

La séance d'ouverture est terminée à 9 h. 30.

9 h. 30 : Première Séance de travail.

Le Dr. STONELEY prend la présidence.

Le Professeur ROTHÉ fait remarquer que par suite de l'absence de Monsieur CALOI il n'y a aucun Secrétaire de cette réunion et qu'il serait bon de pouvoir rédiger ultérieurement des Comptes Rendus.

Sur proposition des Professeurs STONELEY et HILLER, M. E. PETERSCHMITT est élu Secrétaire .

I

MARKUS BÄTH, *Uppsala*

Séismicity of Fennoscandia and Related Problems (1)

By Fennoscandia we mean Norway, Sweden, and Finland. Seismically it is a relatively stable area with only a few small earthquakes per year. They are most frequent in Norway, less in Sweden, and still less in Finland. The earthquakes in Norway were studied by KOLDERUP (1913), in Sweden by KJELLEN (1909), and in Finland by RENQUIST (1930). A seismic map over Fennoscandia has been given by SAHLSTRÖM (1930). As the earthquakes are generally not recorded by our seismographs, these earlier studies as well as the present one are based on macroseismic observations. I have used all earthquakes for the 40-year interval 1891-1930, for which we have a homogeneous material. The modern methods, including the concept of magnitude, developed especially by GUTENBERG, RICHTER, and BENIOFF at the Seismological Laboratory in Pasadena, California, have been used. These methods have thrown new light on old problems, and above all the statistics has obtained a far more reliable base than was earlier possible.

In computing the depth of focus, the released energy, and the magnitude the following formulas were used in turn

$$\log \left(\frac{r_2^2 + h^2}{r_1^2 + h^2} \right) = \frac{1}{3} (I_1 - I_2)$$

$$\log E = 11.7 + 3.2 \log \left(\frac{r_2^2}{h} + h \right)$$

$$\log E = 12 + 1.8 M,$$

where I_1, I_2 = the intensities on the Modified Mercalli Scale at distances r_1, r_2 from the epicentre (in the second formula r_2 is the limit of perceptibility),

h = the depth of focus,

E = the energy released, in ergs,

M = the magnitude of the shock.

A paper by GUTENBERG and RICHTER (1942) has been followed in principle. Evidence has been found that the intensity at the limit of perceptibility should be 2 instead of 1.5.

(1) To be published in *Gerlands Beiträge zur Geophysik*.

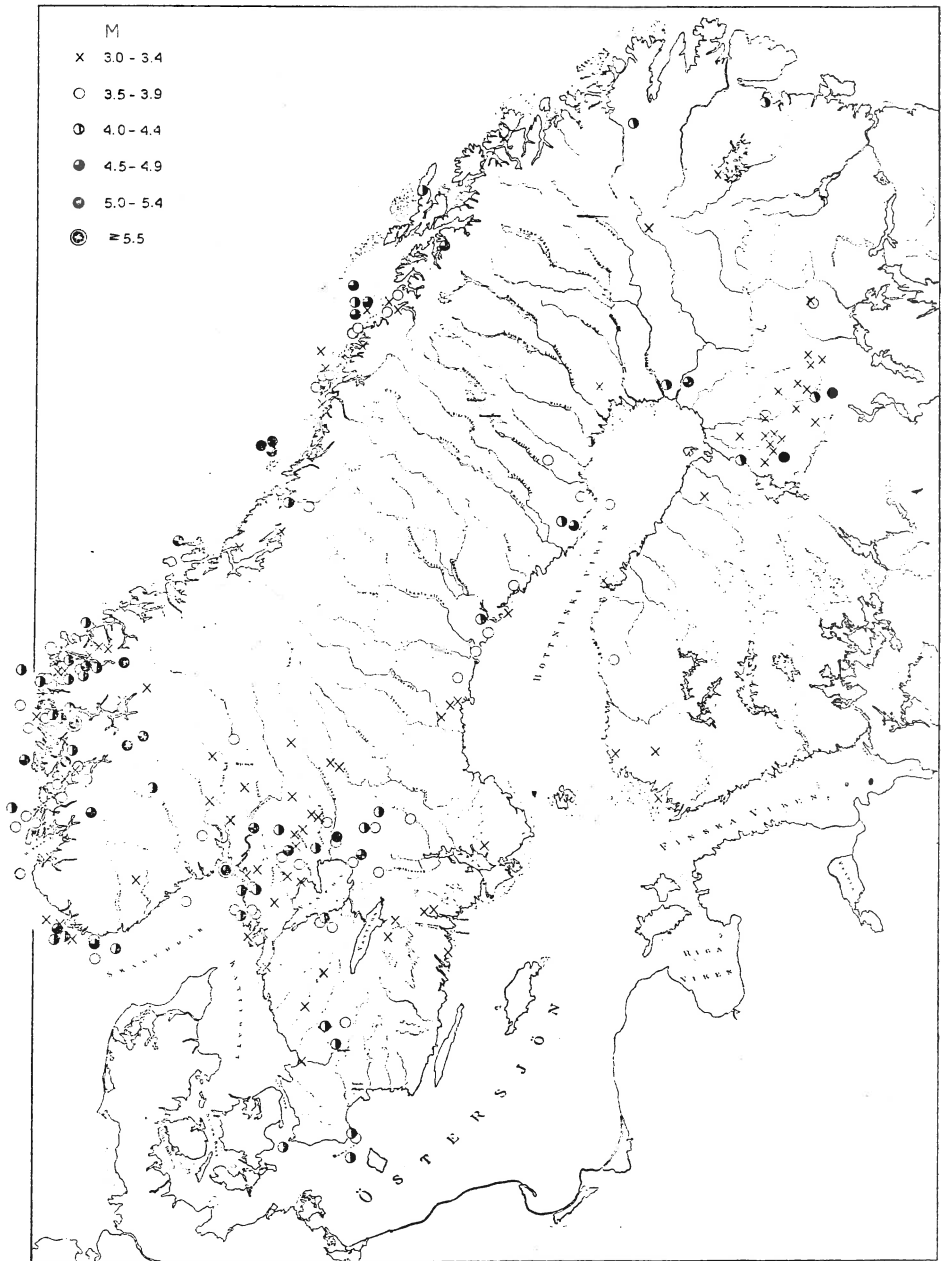


FIG. 1. — Distribution of earthquakes of different magnitudes in Fennoscandia during the years 1891-1930.

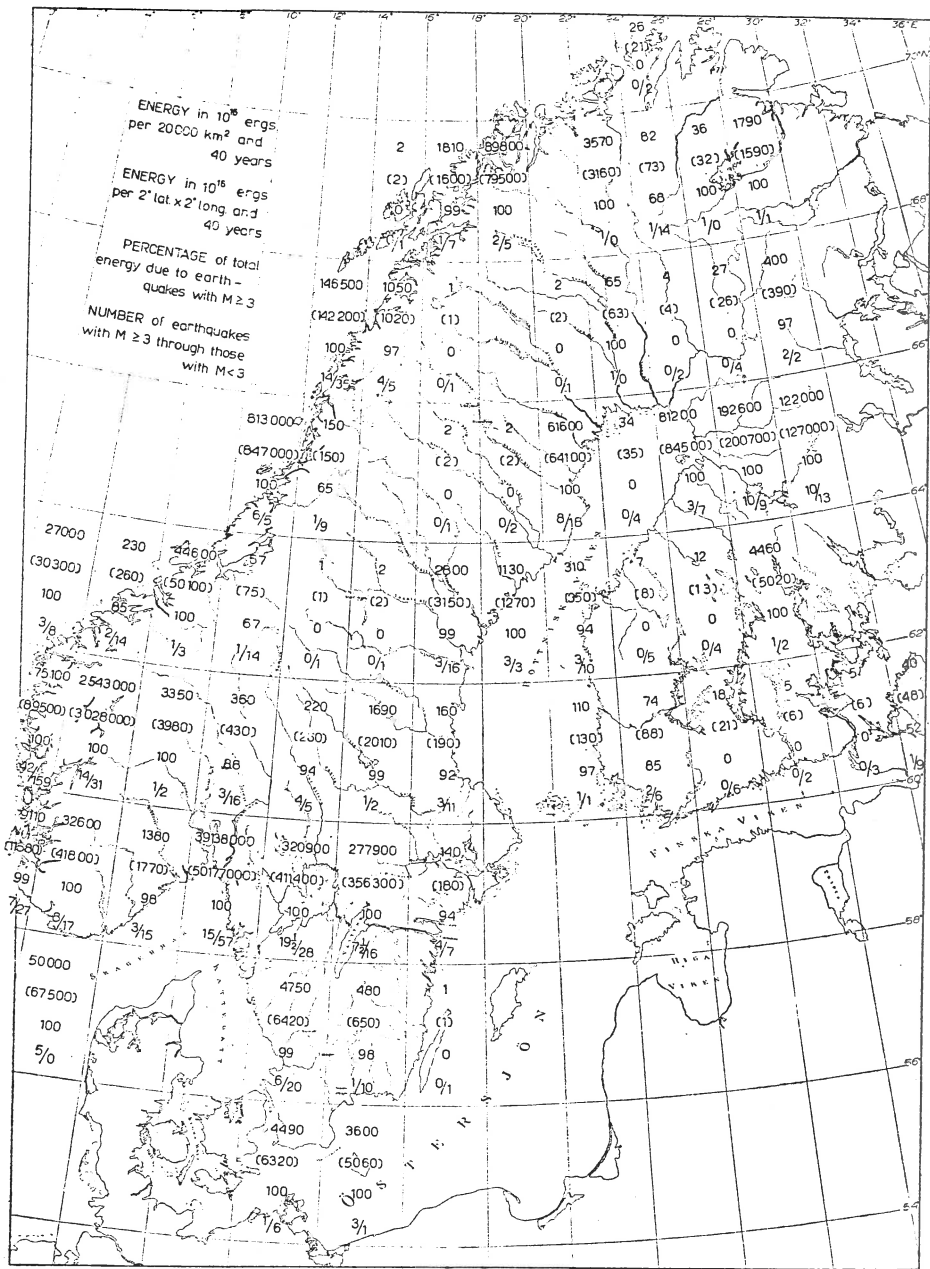


FIG. 2. — Seismicity of Fennoscandia.

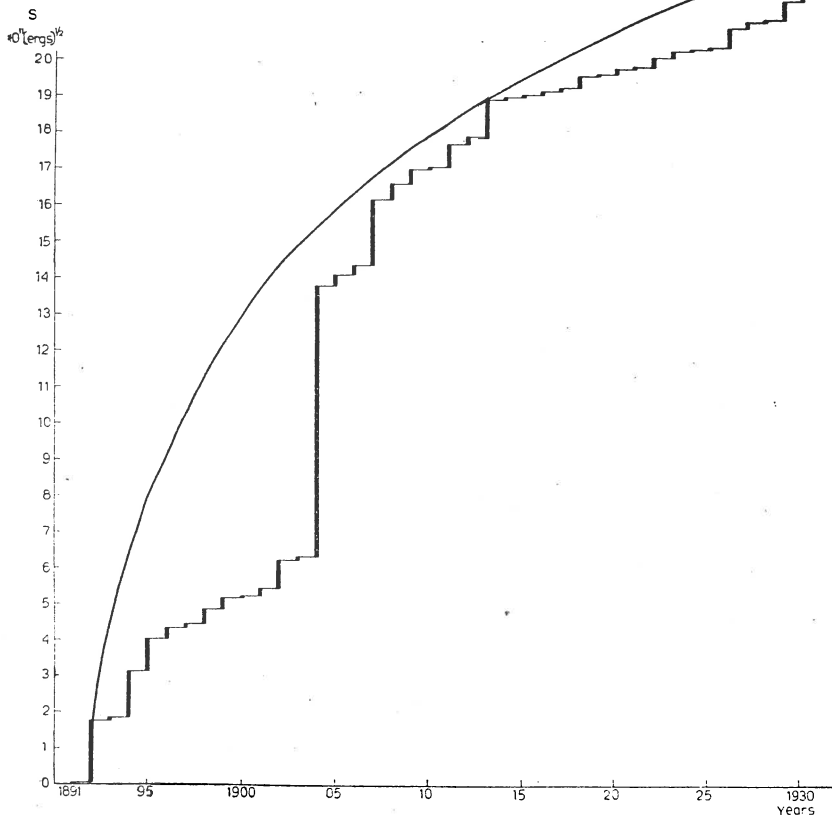


FIG. 3. — Long-period variations studied by means of BENIOFF's method.

The distribution of earthquakes of various magnitudes is obvious from Fig. 1. The accuracy of the location of the epicentres is slightly different in different cases, but is generally estimated to be about $\pm 0^{\circ}.5$.

The depths h computed from the formula above may be expected to have large errors (approx. $\pm 50\%$). A mean depth of 25 km has been obtained. The deepest earthquakes seem to occur especially in the Norwegian channel outside the south coast of Norway.

Seismicity is defined as the total energy released per unit area and unit time. In addition the number of shocks must be given. The results are obvious from Fig. 2. This map is valid for the interval 1891-1930. The high seismicity just south of Oslo is mainly due to the earthquake ($M = 6.5$) on October 23, 1904, in the sea south of Oslo. We can clearly distinguish four areas of higher seismicity, namely around the northern part of the Gulf of Bothnia, the Oslo-Väner region, the west coast of south Norway, especially north of Bergen, and Nordlandet in the vicinity of Lofoten.

The number of earthquakes decreases exponentially with increasing magnitude according to the formula

$$\log n = 3.7 - 0.5 M,$$

where n = the total number of earthquakes per 40 years in Fennoscandia within an interval of one magnitude unit. As a consequence the total energy E' released during our 40-year interval increases with increasing magnitude according to the formula

$$\log E' = 15.7 + 1.3 M.$$

Therefore the few, larger earthquakes contribute far more to the total energy than the large number of small earthquakes. This result, earlier obtained for the whole world by GUTENBERG and RICHTER (1949), is here verified for Fennoscandia.

Time variations of the number of earthquakes have also been studied. The daily variation (maximum during the night and minimum during the day) is confirmed. This variation is undiminished even if only earthquakes with $M \geq 4.5$ are used; this shows that the daily variation cannot be explained by a corresponding variation of the ability of persons to observe earthquakes. On the other hand, the annual variation (maximum during winter and minimum during summer) is not confirmed. There is a maximum in January, but for the rest there is no obvious indication of an annual period, if earthquakes with $M < 3.0$ are excluded.

Long-period variations have been studied by means of the method developed by BENOFF (1949); see Fig. 3, where the strain release is plotted against time (the step curve). The theoretical curve corresponds to a compressional strain release and can be used for a formal explanation of the long-period variations, but only for the interval studied. The activity was comparatively high up to 1913. The large release in 1904 is practically altogether due to the earthquake on October 23, mentioned above. In 1913 all stored energy was released, and after that year we get a very quiet period, lasting at least up to the present time (1952).

The earthquakes in Fennoscandia no doubt belong to one and the same stress system. In general there is no very obvious relation between the fault systems and the earthquakes in Fennoscandia. There is almost unanimous agreement that the shocks are due to the upheaval of the land after the last ice age. The present author is also of the same opinion. Usually this inference has been obtained by certain obvious connections between the geographical distributions of the land upheaval and of the earthquakes. The maximum land rise occurs in the north of the Gulf of Bothnia and is there about 1 cm/year. For a detailed discussion of the land uplift the reader is referred to GUTENBERG (1941). — On the other hand, we may not expect any obvious connection between variations of the rate of the land upheaval and variations of the seismicity. After the year 1913 the land upheaval was comparatively large (WITTING, 1943), whereas the seismicity was very low (Fig. 3). All the strain energy was released in 1913, and no high seismicity can be expected the following years in spite of a rapid land upheaval, as the rocks have quite some ability to store the energy. — The total energy released in earthquakes in Fennoscandia during the time 1891-1930 is 5.5×10^{23} ergs. The strain energy (partly shear strain energy, partly compressional strain energy) generated by the differential uplift during the same time is approx. 4.9×10^{23} ergs. The agreement is surprisingly good. Part of the strain generated by the land uplift is probably released by plastic flow in deeper layers, i.e. that part produces no earthquakes.

The present study is not meant to give final answers to all the problems,

but mainly to emphasize the problems and to give solutions as far as the macroseismic observations allow. We want instrumental records. With the seismographs of relatively low sensitivity in use in Fennoscandia only very few are recorded. If short-period seismographs with peak magnification of at least 10000 are in operation at Uppsala, Kiruna, and in the county of Jämtland in Sweden, at Helsinki and Sodankylä in Finland, at Bergen in Norway, at Copenhagen in Denmark, at Hamburg in Germany, and on the Shetland Isles, we cover the area fairly well, i.e. we could expect all earthquakes with $M \geq 3.0$ to be recorded at three or more stations within practically the whole of Fennoscandia. Instruments with sufficient sensitivity are already in operation at Uppsala and Kiruna (GRENET-COULOMB) and at Copenhagen (BENIOFF). In addition crustal structure must be studied by seismic field methods.

References

- BENIOFF, H., Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps, *Bull. geol. Soc. Amer.*, Vol. 60, 1949 (p. 1837-1856).
- GUTENBERG, B., Changes in sea level, postglacial uplift, and mobility of the earth's interior, *Bull. geol. Soc. Amer.*, Vol. 52, 1941 (p. 721-772).
- GUTENBERG, B., and RICHTER, C. F., Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration, *Bull. seismol. Soc. Amer.*, Vol. 32, 1942, n° 3 (p. 163-191).
- GUTENBERG, B., and RICHTER, C. F. Seismicity of the earth and associated phenomena, Princeton, N. J., 1949 (273 p.).
- KJELLÉN, R., Sveriges jordskalv, *Göteborgs Högskolas Årsskrift*, Band XV, 1909 (p. 1-211).
- KOLDERUP, C. F., Norges jordskjaelv (mit deutscher Zusammenfassung), *Bergens Museums Aarbok*, n° 8, 1913 (p. 1-152).
- RENQUIST, H., Finlands jordskalv (Referat: Erdbeben in Finnland), *Fennia*, Vol. 54, 1930, n° 1 (p. 1-113).
- SAHLSTRÖM, K. E., A seismological map of Northern Europe, *Sveriges Geol. Undersöknings Årsbok*, Ser. C, 1930, n° 364 (p. 1-8).
- WITTING, R., Landhöjningen utmed Baltiska havet under åren 1898-1927 (Referat: Die Landhebung dem Baltischen Meere entlang in den Jahren 1898-1927), *Fennia*, Vol. 68, 1943, n° 1 (p. 1-40).

Discussion

Le Professeur ROTHÉ demande des indications sur la précision des déterminations des épicentres.

DR. M. BATH : The locations of the epicenters are accurate to 0,5° or rather less.

Le Professeur ROTHÉ s'étonne que les Alpes Scandinaves ne se manifestent pas sur la carte d'épicentres présentées et craint que cette carte ne soit un peu influencée par les variations de densité de la population.

DR. BATH : Along the Norwegian coast there may be a few earthquakes with epicenters further out in the ocean than indicated. We have to wait for instrumental records to establish this. I am not at all inclined to think that our epicentral map is influenced by the density of population.

II

E. TILLOTSON, Menston-in-Wharfedale (England)

On British Earthquakes and the Structure of the British Isles

The British Isles are not seismic in the sense that the Japanese Islands are seismic, though we have records of very strong earthquakes in our history.

Davison's Catalogue between the years 974 and 1924 contains 1191 entries. Since 1924 Dr. DOLLAR of Birkbeck College, London, and myself have collected evidence of 163 British Earthquakes.

No British earthquake is known to have had its focus below the « Granitic » Layer, and most have probably had their foci within the « Sedimentary » Layer. Very few are recorded on our seismographs.

In a few British earthquakes no known geological faulting has accompanied the shock, but in the majority of cases movement has occurred along previously existing faults.

In Scotland the principal active faults are the « Great Glen » fault, the « Highland Boundary » fault and the « Ochil » fault. In England and Wales there is a variety of small active faults. No epicentres are known in Ireland.

A minor state of compression is thought to exist in the « Sedimentary » and « Granitic » Layers of Great Britain which is not sufficiently intense to initiate new Geological Faults, but is strong enough to occasion movement along existing faults. The cause of this compression is thought to lie outside the British Isles and may be upward movement in Scandinavia, though this is merely a hypothesis.

The results of earthquakes in Carboniferous times are to be seen fossilised in our coal measures.

Discussion

Dr. R. STONELEY : Very few earthquakes occur, but yet they show regions which are seismic and regions which are aseismic.

Rev. Dr. R. INGRAM : In Ireland we recorded one, Jan. 11th, 1951, intensity IV, in the Irish Sea.

Mr. E. TILLOTSON : That is the only one from that district, which is at sea. No epicentres have been recorded from land in Ireland.

III

CH. CHARLIER, Uccle (Belgique)

Les secousses séismiques en 1951 et la structure de l'écorce terrestre en Belgique

Sommaire. Les études macroséismiques des tremblements de terre du 14 mars et du 7 septembre 1951 permettent de préciser et de généraliser nos conclusions antérieures (2) sur le mécanisme de la séismicité et sur la répartition de l'énergie séismique en Belgique (*).

1 — Généralités

Rappelons les caractères essentiels des séismes belges :

1° Les tremblements de terre belges peuvent être répartis en trois groupes : a) suivant l'Anticlinal du Brabant; b) au Sud du Sillon houiller de la province de Liège; c) le long du Sillon houiller du Hainaut.

(*) L'étude détaillée et les cartes macroséismiques de ces secousses paraîtront dans le fascicule n° 18, Série S, des *Publications du Service Séismologique de l'Observatoire Royal de Belgique*.

2° Les séismes des deux premiers groupes (a et b) ont leurs hypocentres à une profondeur minima de 7 km. Leurs aires pléistoséistes coïncident avec les aires d'anomalies magnétiques positives maxima.

3° Les séismes de la province de Hainaut (groupe c) sont superficiels; les profondeurs hypocentrales ne dépassent pas 3 km. Leurs aires pléistoséistes sont inscrites dans le tracé du sillon houiller; les hypocentres sont à l'aplomb de l'axe du sillon.

Les caractéristiques des séismes du Hainaut diffèrent totalement de celles des autres séismes belges. L'étude de ces discordances nous a permis de mettre en évidence une propriété singulière du Houiller (3).

4° En collaboration avec L. JONES, nous avons montré que les aires pléistoséistes de tous les tremblements de terre belges se répartissent dans « la zone isostatique intermédiaire » qui sépare les grandes zones d'anomalies isostatiques minima pour lesquelles l'hypothèse d'Airy donne 60 km. d'épaisseur pour la partie Sud du pays et 20 km d'épaisseur pour les parties Nord et Sud-Ouest (4 et 5).

Les conclusions précédentes ont été déduites de l'étude des tremblements de terre belges de la période 1900 à 1950. Les observations macroséismiques recueillies au cours de cette période ne couvrent pas les régions Nord et Sud du pays; elles sont donc insuffisantes pour l'étude général des anomalies régionales et locales pour l'ensemble du territoire. Les deux secousses séismiques importantes qui ont ébranlé le sol belge sur de larges aires en 1951 : le 14-3-51 (épicerentre en Rhénanie) et le 7-9-51 (épicerentre dans la province de Liège), permettent de combler cette lacune. Les conclusions de leur étude constituent l'objet du présent exposé.

2 — *Considérations sur l'échelle des degrés d'intensité*

Toute enquête macroséismique est intimement liée à la définition des degrés de l'échelle d'intensité utilisée au cours du travail. Nous avons mis à profit les observations recueillies lors des secousses du 14-3-51 et du 7-9-51 pour améliorer les définitions macroséismiques des degrés de l'échelle que nous utilisons. Nous croyons utile de développer les considérations suivantes sur la méthode que nous avons suivie.

Nous avons suggéré antérieurement (1) l'utilisation d'une échelle macroséismique rigoureusement logarithmique, dont les degrés d'intensité sont pratiquement équivalents, du point de vue des accélérations, à ceux de l'échelle Mercalli-Sieberg, qui constitue l'échelle type à laquelle on a apporté des améliorations et des adaptations locales dans de nombreux pays.

L'échelle proposée peut être définie par la relation :

$$\log \gamma = (G - 3,5) : 3$$

G étant le degré d'intensité et l'accélération γ étant mesurée en cm/sec^2 .

En l'absence d'appareils de mesure (sismographes ou séismoscopes), la valeur admise pour le degré d'intensité dans une localité résulte de la nature et de l'ampleur des dégâts constatés lors de l'enquête.

Il est de toute évidence que la définition macroséismique de telles échelles, c'est-à-dire la description des dégâts correspondant à un degré déterminé doit subir des modifications suivant les régions affectées par la secousse pour conserver la correspondance générale des degrés avec les valeurs limites des accélérations qui figurent dans la définition de ces échelles.

Ces modifications dépendent de nombreux facteurs : l'état de vétusté des habitations, la densité de la population, l'agitation industrielle de la

région, la fréquence des secousses ressenties récemment par la population, les progrès de l'urbanisation, etc. (*).

La définition des degrés de l'échelle **MERCALLI-SIEBERG** a donc subi de ce fait des modifications dans différents pays afin de l'adapter aux circonstances locales.

La Belgique ne disposera d'un réseau de séismoscopes que dans le courant de l'année 1953. Les observations macroséismiques qui y ont été recueillies jusqu'à présent se basaient donc exclusivement sur les réponses fournies par les Administrations Communales aux questionnaires qui leur sont envoyés par le Service séismologique de l'Observatoire royal, et sur des observations rapportées par des correspondants occasionnels. Nous ne connaissons donc pas les valeurs « absolues » des degrés d'intensité dans les différentes communes pour un séisme donné. Cependant le procédé que nous avons utilisé, et que nous exposons ci-après, nous permet de considérer que si nous avons soit surestimé, soit sousestimé la valeur absolue admise pour les degrés d'intensité qui figurent sur les cartes, cette erreur ne peut être importante et qu'elle ne peut avoir d'autre conséquence qu'un « glissement » des isoséistes dans l'échelle absolue. La signification des cartes est donc satisfaisante dans l'échelle relative. De toute manière, les résultats que nous énonçons au cours de cette étude ne peuvent être affectés par un glissement éventuel; des retouches ultérieures aux valeurs absolues ne modifieront par l'interprétation actuelle.

Le tremblement de terre de Rhénanie du 14 mars 1951 a provoqué des dégâts sur le territoire belge; la secousse a été ressentie dans la plus grande partie de la Belgique. L'enquête a réuni 2.093 réponses officielles (formulaires). Dans une étude préliminaire les observations ont été classées dans 17 dossiers portant les « cotes » arbitraires de 1 à 17. En portant ces cotes sur la carte administrative de la Belgique on a constaté que certaines cotes formaient entre elles des groupes systématiques auxquels on a attribué les Degrés (en chiffres romains) correspondant aux définitions macroséismiques habituelles des degrés de l'échelle **MERCALLI-SIEBERG**. Les observations rapportées par des correspondants privés ont été traitées de la même manière.

Nous avons procédé d'une manière analogue pour le classement des 1.859 questionnaires qui nous ont été renvoyés lors de l'enquête au sujet du séisme de la province de Liège du 7 septembre 1951. Le classement provisoire comportait des cotes de 1 à 8 et un dossier de cas spéciaux ou douteux.

Pour chacun de ces séismes des compléments d'enquête ont été faits sur place pour confirmation.

En principe, lorsque le degré atteint une certaine valeur dans une localité, toutes les définitions figurant aux degrés précédents devraient avoir été observées. Mais dans de nombreux cas on observe certains « échelons » de l'échelle sans observer les échelons précédents. Ainsi, des meubles légers peuvent être renversés (degré VI) sans que des vitres ne se brisent (degré V). De tels cas sont parfois difficiles à résoudre.

L'examen global des résultats des enquêtes concernant ces deux séismes nous a conduit à une nouvelle rédaction du questionnaire. L'avenir montrera les améliorations à y apporter pour qu'il permette de représenter au mieux la répartition de l'énergie pour l'ensemble du pays.

(*) Lors du tremblement de terre du 3 avril 1949, un millier de cheminées, vétustes pour la plupart, se sont écroulées ou ont été fortement endommagées sur les territoires des communes de Havré, Bousoit et Maurage. Les dégâts ont été réparés en tenant compte de la possibilité de répliques éventuelles. Une nouvelle secousse de même intensité que celle de 1949 n'y provoquerait donc plus les mêmes dégâts.

3 — Résultats macroséismiques et conclusions

Les classements ainsi effectués ont permis de dresser les cartes macroséismiques de ces deux secousses importantes. Dans les deux cas les cartes présentent un enchevêtrement d'îlots formant une mosaïque qui, à première vue, peut paraître quelque peu compliquée. Cependant, deux directions privilégiées de propagation y apparaissent nettement : l'une dans la direction générale E.-W., couvrant la zone isostatique intermédiaire ; l'autre, orientée NE.-SW., couvrant le massif cambrien de Stavelot.

L'allure générale est encore accentuée si l'on représente par un même système de hachures (ou de couleur) les zones de degrés II et III d'une part, et les zones de degré IV et V d'autre part.

Les zones II et III correspondent aux perceptions physiologiques ;

Les zones IV et V correspondent à des constatations matérielles sans dégâts ;

La zone VI correspond à des constatations jusqu'aux dégâts légers ;

La zone VII correspond à des dégâts assez sérieux.

Ce mode de représentation est particulièrement favorable à la détermination des grandes aires régionales ; il offre l'avantage de ne pas nécessiter une grande précision, qui serait d'ailleurs illusoire, dans l'évaluation du degré d'intensité.

L'examen des cartes macroséismiques fait apparaître le rôle important joué par la zone isostatique intermédiaire, qui représente un coefficient d'amortissement kilométrique particulièrement faible. Les isoséistes s'allongent démesurément dans cette zone en direction de l'Ouest. A une seule exception près, tous les îlots d'intensités maxima y sont répartis.

D'autre part, comme pour les séismes antérieurs (2), le Massif de Stavelots constitue également une direction privilégiée dans la propagation de l'énergie séismique.

Des recrudescences d'énergie sont aussi constatées dans la partie Sud de la province de Namur dans la région du Massif cambrien de Rocroi.

Ces deux constatations renforcent nos conclusions antérieures sur l'influence des massifs cambriens (2).

La carte macroséismique du tremblement de terre de la province de Liège du 7-9-51 montre la répartition des cinq îlots d'intensité maxima — degré VI de l'échelle MERCALLI-SIEBERG —. Quatre d'entre eux sont situés au Sud du sillon houiller, le cinquième est situé au Nord. L'analogie avec les séismes antérieurs de la province de Liège est remarquable. Nous trouvons ici une nouvelle confirmation de l'hypothèse de l'effet d'écran du Houiller et au compartimentage de cette région en blocs instables oscillant d'une manière individuelle (2 et 3). Remarquons enfin que l'aire pléistósiste principale coïncide avec une aire d'anomalie magnétique positive maxima.

L'examen de la carte macroséismique tracée sur fond géologique fait apparaître en plusieurs localités des coïncidences entre des recrudescences d'intensité et des accidents géologiques sur lesquels nous avons attiré l'attention dans une étude précédente (2).

On admet fréquemment que la valeur obtenue pour la profondeur de compensation isostatique minima est aussi celle de l'épaisseur de l'écorce ; mais ceci revient à admettre que la profondeur de compensation « probable » dans un système est celle qui donne des anomalies minima, et que le système de compensation « le plus probable » est celui qui donne « en moyenne » les anomalies les plus faibles. L'hypothèse d'AIRY semble la plus probable dans la méthode de réduction appliquée par L. JONES (6). Ces hypothèses et leur

discussion ont été remarquablement mises en lumière par le R.P.P. LEJAY (7, p. 191,...).

On pourrait peut-être objecter que l'étendue de la Belgique, sur laquelle porte la compensation isostatique considérée a des dimensions telles que le critère d'application (7) ne soit pas applicable, et que, dès lors, les profondeurs de compensation isostatique minima obtenues — 20 et 60 km. — ne correspondraient pas aux épaisseurs réelles de l'écorce terrestre.

Quelle que soit cependant l'interprétation physique qu'on voudra donner aux profondeurs de compensation isostatique minima obtenues par L. JONES (6), les observations séismologiques confirment que « la zone isostatique intermédiaire » correspond, ainsi que nous l'avons montré antérieurement (4 et 5), à la zone de faiblesse relative de l'écorce terrestre en Belgique et, en particulier à la zone séismogénique. Elle doit être considérée comme une « réalité physique » jouant un rôle essentiel dans le mécanisme de la sismicité en Belgique.

La présente étude confirme, d'une manière remarquable, l'ensemble des conclusions que nous avons énoncées dans notre « Etude systématique des tremblements de terre belges récents » (2).

Bibliographie

1. CHARLIER, Ch., Etude systématique des tremblements de terre belges (1900-1950). 1^{re} partie. Généralités. Méthodes de détermination des épicentres et des profondeurs hypocentrales. *Public. du Service séismologique de l'Observatoire royal de Belgique*, Uccle, Série S, n° 7, 1952.
2. CHARLIER, Ch., *Id.*, II^e partie. La sismicité de la Belgique. Série S, n° 10, Uccle, 1951.
3. CHARLIER, Ch., L'effet d'écran du Houiller dans la propagation des ondes séismiques et ses conséquences sur la forme des isoséistes. *Bull. de l'Académie Royale de Belgique*, 5^e Série, T. XXXVII, 1951.
4. CHARLIER, Ch., et JONES, L., L'apport de la séismologie, de la gravimétrie et de la géodésie sur la connaissance de l'écorce terrestre en Belgique. Concordance remarquable des résultats. *Bull. de l'Académie Royale de Belgique*, 5^e Série, T. XXXVII, 1951.
5. CHARLIER, Ch., et JONES, L., Enseignements de la séismologie et de la géodésie concernant la structure générale de l'écorce terrestre en Belgique. *Public. du Bureau central international de séismologie, Travaux scientifiques*, Fasc. 18, 1952.
6. JONES, L., Les anomalies isostatiques en Belgique. *Institut Géographique Militaire*, Bruxelles, 1951.
7. LEJAY, R.P. P., *Développements modernes de la gravimétrie*. Paris, 1947.

Discussion

M. ROSENBACH : Wie sind die Tiefen der isostatischen Ausgleichsfläche berechnet worden „... d. h. : Handelt es sich um lokale Isostasie nach PRATT bzw. Airy oder um regionale Isostasie nach AIRY-VENING MEINESZ ?

Dr. CHARLIER : Les calculs ont été exécutés à l'aide des tables publiées par le R. P. LEJAY. L'hypothèse d'AIRY semble la plus probable.

Le Professeur ROTHÉ rappelle au point de vue géomorphologique les belles « captures » de rivières présentées sur le terrain aux Membres de l'Assemblée de Bruxelles. Ces captures indiquent une subsidence dans le Bassin de Mons et le Hainaut et une surrection plus au nord. La sismicité de Brabant doit marquer la continuation de la surrection de l'anticlinal dont l'existence est confirmée en surface par les pointements de roches éruptives. Ces roches sont magnétiques et expliquent l'axe d'anomalie magnétique positive.

Dr. STONELEY : From Dr. BATH and Dr. CHARLIER we know the seismicity of Scandinavia and Belgium. Is it possible to make a comparison

between these two regions, for instance, by indicating the relative amounts of seismic energy released annually?

Dr. CHARLIER : Les séismes sont assez fréquents dans le Hainaut, mais leur nombre est trop faible pour permettre une statistique.

Dr. BATH : I think Dr. STONELEY's point is very important. We should try to fit pieces together and get a whole picture. I have the feeling that the Seismicity is less in Scandinavia.

Lundi 22 septembre (après-midi)

La séance est ouverte par le Prof. HILLER qui prie le Prof. ROTHÉ de bien vouloir accepter la présidence.

Le Professeur ROTHÉ attire l'attention des Congressistes sur le *Bulletin d'information de l'U.G.G.I.* préparé par le Secrétaire Général, M. LACLAVERÈ; celui-ci serait désireux de couvrir une partie des frais par des annonces publicitaires et prie ses Collègues de lui indiquer les adresses de firmes industrielles susceptibles de souscrire à de telles annonces.

IV

E. PETERSCHMITT, Strasbourg (France)

La sismicité de la France

Cette étude est fondée principalement sur les renseignements macro-séismiques rassemblés depuis 1919 par le Bureau Central Séismologique Français. Les résultats s'étendent sur les années 1919 à 1951. Cette période de 33 années est beaucoup trop faible pour permettre d'avancer des certitudes absolues. La comparaison de la carte séismique française 1919-1951 et celle de la carte des Alpes occidentales pour la période 1800-1938 (tracées par J. P. ROTHÉ (1, 2) et complétées jusqu'en 1951) est frappante à cet égard. La durée de 33 ans n'aurait en aucune façon permis le tracé des arcs séismiques piémontais et briançonnais.

Il n'a pas été possible pour ce congrès de procéder à une représentation énergétique de la sismicité, c'est-à-dire à une représentation en magnitude, cette grandeur créée par GUTENBERG et RICHTER étant actuellement la seule qui donne une idée fidèle de l'énergie libérée. Aussi la représentation a-t-elle été faite en se basant sur le nombre K introduit par J. P. ROTHÉ (1) quotient du rayon macroséismique par l'intensité épiscopale. Trois classes ont été créées : $K < 5$; $5 < K < 15$; $K < 15$. Les séismes pour lesquels K est supérieur à 15 se rangent dans la classe d (magnitude comprise entre 5, 3 et 5, 9) de GUTENBERG.

L'examen de la carte séismique permet de définir plusieurs régions :

- 10) Régions séismiques actives :
- a) Les *Alpes occidentales* : Nous n'ajouterons rien aux conclusions de J. P. ROTHÉ (1) : La plupart des séismes importants se rangent sur deux bandes étroites, les arcs séismiques *briançonnais* et *piémontais*.

Au point de vue tectonique ces deux arcs correspondent aux zones de racines de nappes.

- b) Les *Pyrénées* : On sait que si la tectonique pyrénéenne est très discutée, les géologues sont d'accord pour admettre l'existence d'un contact anormal entre la *zone primaire axiale* et la *zone nord-pyrénéenne*, la direction de ce contact correspondant dans l'ensemble à un plongement de 45° vers le sud. La carte séismique fait apparaître ce contact. On peut distinguer 3 régions séismiques : La zone primaire axiale, ne comportant que 4 séismes ; un certain nombre de séismes se placent exactement sur le contact, le restant étant en plein dans la zone Nord. Une représentation graphique, I_0 intensité épiscoptrale, logarithme R rayon macroséismique, fait apparaître la distinction entre les séismes du contact et de la zone Nord et ceux de la zone axiale, ces derniers occupant un domaine nettement séparé des autres. Une interprétation qualitative du graphique, permet d'attribuer aux séismes de la zone axiale une profondeur hypocentrale nettement supérieure à celle des deux autres catégories (15 à 20 contre 5-6 kilomètres)

2°) 3 régions d'activité moyenne :

- a) La *région vosgienne* : Quelques séismes, faibles d'ailleurs, se situent au voisinage immédiat de la faille rhénane occidentale (ils sont moins importants que les séismes placés de façon similaire sur la rive droite du Rhin), quelques autres semblent former une ceinture autour des Vosges (Vesoul, Plombières, etc...).
- b) le *Massif Central* : Les séismes de cette région ne sont pas très intenses (pas de valeur de $K > 15$), ils semblent se placer systématiquement au voisinage immédiat de la bordure des massifs granitiques, ces bordures coïncidant d'ailleurs fréquemment avec des failles.
- c) La *région armoricaine* : A côté d'un nombre relativement grand de secousses faibles, quelques séismes importants ont ébranlé cette région Vannes, 1930 ; Jersey, 1926). Dans l'ensemble on peut distinguer une zone Sud jalonnée par Brest, Vannes, Nantes ; la région de Saint-Malo et celle de Jersey pouvant constituer une zone Nord. Le grand nombre d'accidents tectoniques traversant la région armoricaine permet des rapprochements immédiats (par exemple synclinal de Granville, synclinal de Morlaix-Saint-Sauveur) les éléments n'étant pas assez nombreux pour permettre des déductions sûres.
- d) Les séismes de *Charente* se placent entre les régions séismiques du Massif Central et de la Bretagne. La coïncidence des épiscoptrales avec une partie ancienne du cours de la Charente permet de croire à des mouvements de soulèvement dans cette région (3).

3°) Deux régions se manifestent pratiquement aséismiques :

Le Bassin aquitain et le Bassin parisien : Ce dernier néanmoins n'est pas complètement en repos, ainsi qu'il ressort de l'étude de J. P. ROTHÉ (4) ; l'activité séismique doit être mise en relation avec l'axe d'anomalie magnétique traversant ce bassin.

Par suite de la répartition des stations séismologiques, le problème de la détermination de la profondeur hypocentrale est insoluble par les méthodes microséismiques. La méthode macroséismique d'étude mise au point par l'auteur a permis d'indiquer pour le séisme des Alpes occidentales du 18 juillet 1938 ($44^\circ 37' N$, $6^\circ 17' E$) une profondeur relativement faible de 6 kilomètres seulement.

L'étude microséismique de ce même séisme permet de définir 3 couches dans l'écorce terrestre :

- a) La couche « granitique » normale :
épaisseur 9 kilomètres $V = 5,6$ km/sec.
- b) La couche « granitique » profonde :
épaisseur 19 kilomètres $V = 6,0$ km/sec.
- c) La couche « basaltique » :
épaisseur 10 kilomètres $V = 6,9$ km/sec.

De sorte que la surface de MOHOROVJIC se placerait à une profondeur de 40 kilomètres environ.

Références

1. ROTHÉ, J. P., Les séismes des Alpes Françaises en 1938 et la séismicité des Alpes Occidentales. *Annales Inst. Phys. Globe Strasbourg*, Tome III, 3^e partie, 1938 (Géophysique), 1941 (p. 1-105).
2. ROTHÉ, J. P., La Séismicité des Alpes Occidentales (compléments). *Ibid.*, Tome IV, 1938 (p. 89-105).
3. STAHL, P., Tremblements de terre de la Charente. *Ibid.*, 2^e partie (Séismologie), 1938 (p. 110-143).
4. ROTHÉ, J. P., Déformations des anomalies magnétiques et séismes. *Public. Bur. central Séismol. intern. Trav. sci.*, Série A, Fasc. 17 (p. 157-169).

Discussion

M^{lle} D. N. PINAR demande s'il y a dans la région pyrénéenne une relation entre la ligne thermique et les épïcêtres.

M. PETERSCHMITT répond qu'il n'a pas envisagé ce point de vue, s'étant borné à rechercher les relations entre les positions des épïcêtres et les grandes lignes tectoniques.

M^{lle} PINAR fait remarquer qu'au point de vue géologique le Bassin de Paris fait une seule unité avec le Bassin de Londres sous le nom de Bassin anglo-parisien. Est-ce qu'on a trouvé la prolongation de la ligne d'anomalie magnétique du Bassin de Paris dans le Bassin de Londres ?

Le Professeur ROTHÉ rappelle le tracé des axes d'anomalies magnétiques et confirme la prolongation dans le Bassin de Londres des axes des anomalies belge et parisienne.

M. PETERSCHMITT indique sur la carte les épïcêtres marins des tremblements de terre situés sur cet axe.

V

E. WANNER, Zürich

Die Erdbebenkarte der Schweiz und Seismogrammphasen im Alpengebiet

A. — Die Erdbebenkarte der Schweiz.

Die Schweiz ist ziemlich reich an Erdbebenherden, obschon die Geologen auf ihren Karten bis heute nur wenig Verwerfungslinien eingezeichnet haben. Erst in neuester Zeit sind sie gezwungen bei ganz sorgfältigen Aufnahmen auch Bruchtektonik anzunehmen. Verglichen mit andern Zonen der Erdkruste ist aber die seismische Aktivität im Alpengebiet gering. Es handelt sich meistens um schwache Stösse der Intensität IV, V und VI F.R.; vereinzelt kommen auch stärkere Beben vor. Es wird eine Karte der

Epizentren gezeigt. (1) In der Karte wurden von den historischen Epizentren nur Ereignisse berücksichtigt, die zerstörende Wirkungen hatten, weil es für diese Fälle möglich ist, die Epizentren mit einiger Sicherheit anzugeben. Seit etwa hundert Jahren werden die Beben in der Schweiz systematisch beobachtet, bis 1910 mit der makroseismischen Methode, nachher kommen noch die mikroseismischen Methoden dazu. Bald liefert die makroseismische Methode gute Epizentralbestimmungen, bald sind die mit dieser Methode erzielten Resultate unbefriedigend. Für ca 10 % aller makroseismisch beobachteten Beben war es überhaupt nicht möglich ein Epizentrum anzugeben. Sehr unsicher ist die makroseismische Methode für Gebirgsgegenden und an Seeflächen, wo nur Beobachtungen aus den besiedelten Zonen vorliegen, d. h. aus den Tälern und von den Seeufnern. Trotz den Mängeln, die der Karte anhaften, können mit Sicherheit zwei Zonen mit erhöhter Aktivität festgestellt werden. Beide Zonen laufen quer zum alpinen Streichen, die eine umfasst die Depressionszone des Wallis mit dem nördlichen Vorland, die andere die grosse Depression des Kantons Graubünden mit dem nördlich vorgelagerten Gebiet des Molassebeckens zwischen Zürich- und Bodensee. Auffällig ist ferner die Häufung der Epizentren in der Nähe vieler Seen. Die zwischen den beiden Depressionszonen gelegene Kulmination des Aar- und Gotthardmassivs ist dagegen seismisch relativ ruhig.

B. — Seismogramphasen im Alpengebiet

Obschon seit einigen Jahrzehnten das Land instrumentell gut überwacht wird, ist man eigentlich bezüglich der Genauigkeit der Epizentralbestimmungen nicht sehr viel weiter gekommen. Wohl kann man die Realität der makroseismisch schwachen Ereignisse viel besser überprüfen, dagegen ist die Herdbestimmung in vielen Fällen noch unbefriedigend. Die genaue Herdbestimmung ist eben auf das engste mit der Bestimmung der Untergrundstruktur verknüpft und diese ist im Bereich der Gebirge nicht einfach. Schon bei stationsnahen Herden wird die Herdbestimmung in vielen Fällen unsicher. Bei weiter entfernten Herden treten in den Seismogrammen Phasen auf, deren Deutung bis heute nicht mit Sicherheit gelungen ist. Besonders bei vielen alpinen Stössen kann bereits in Distanzen von 60 und mehr Kilometern eine Aufteilung von P und S in je zwei Teile P_1 und P_2 , bzw. S_1 und S_2 , konstatiert werden. Eine typische Registrierung gibt Fig. 1. Auch in Neuchâtel werden diese Phasen beobachtet.

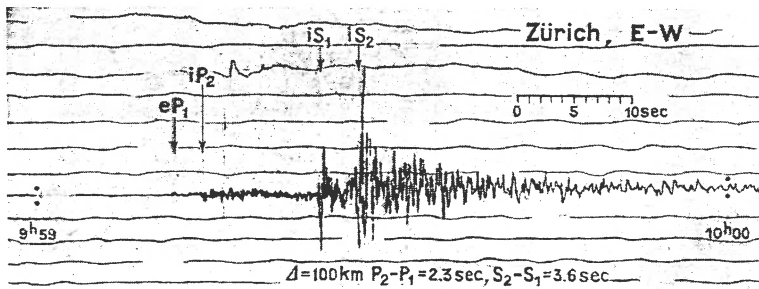


FIG. 1

Die Einsätze sind sehr deutlich und die Amplitudenverhältnisse lassen sich gut vergleichen mit den Verhältnissen, wie sie bei P_n und P_g allgemein

bekannt sind. P_1 und S_1 sind jeweils bedeutend schwächer als P_2 und S_2 , was vermuten lässt, dass es sich hier auch um gebrochene und direkte Wellen handeln muss.

Um die frühe Aufteilung in P_1 und P_2 , bzw. S_1 und S_2 , deuten zu können, wurden die Differenzen P_2-P_1 , bzw. S_2-S_1 , für die guten Registrierungen von Zürich rein statistisch mit der Epizentraldistanz in Korrelation gebracht. Die Epizentraldistanzen sind dabei nicht immer sehr genau, in vielen Fällen mussten zu ihrer Bestimmung auch makroseismische Daten benützt werden, sodass Fehler von 5 bis 10 km vorkommen können, was aber für die folgenden Betrachtungen nicht von Belang ist. Die Herde wurden in zwei Gruppen geteilt. Beben aus dem Alpenvorland sind mit Kreisen markiert, Beben aus dem Gebiete der Alpen mit Kreuzen. Beben von der Alpensüdseite sind nicht berücksichtigt worden. Fig. 2 gibt die Korrelationstafel, zwischen P_2-P_1 und der Epizentraldistanz.

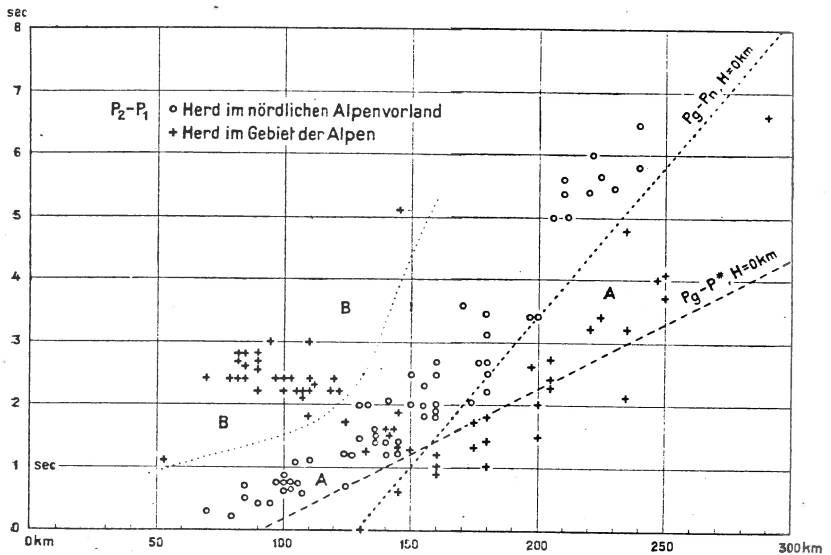


FIG. 2

Bei den Beben aus dem Alpenvorland (Kreise) nimmt P_2-P_1 mit der Epizentraldistanz systematisch ab. Ebenso bei vielen alpinen Beben. (Fig. 2 Gebiet A). Für einen Teil der alpinen Beben weicht aber P_2-P_1 von diesem Verhalten stark ab (Fig. 2 Gebiet B). Die Korrelationstafel wird nun mit den strengen funktionellen Zusammenhängen eines Modells verglichen. Als Modell wird die Struktur gewählt, wie sie H. JEFFREYS und K. E. BULLEN für ihre Laufzeiten vorausgesetzt haben, (2) d. h. eine obere Schicht von ca 15 ± 3 km und eine Zwischenschicht von 18 ± 4 km Mächtigkeit. Die geraden Linien $Pg-Pn$ und $Pg-P^*$ geben die JEFFREYS'schen Laufzeitkurven für Herdtiefe 0.

Die Beobachtungen im Gebiet A der Korrelationstafel lassen sich qualitativ gut verstehen, wenn man das Modell etwas variiert, wenn man z. B. für die Beben aus dem Vorland Herdtiefen bis zu 15 km annimmt, für die

alpinen Herde ausserdem noch die Schichtdicken etwas vergrössert. Dagegen lassen sich die Beobachtungen im Gebiet B durch solche Variationen am Modell nicht verstehen. Bei stationsnahen Herden ist es nämlich möglich, die obere Grenze der Herdtiefe abzuschätzen. Man findet für eine Anzahl Fälle aus dem Gebiet B für $S-P \leq 1$ Sek., also Herdtiefen sicher nicht grösser als 10 km. Um die Beobachtungen im Gebiet B anhand des Modells verstehen zu können, müsste man das Modell so stark variieren, dass man mit andern gut gesicherten Beobachtungstatsachen in Widerspruch geraten würde.

Die Beobachtungen im Bereich B bedeuten etwas zusätzliches zum Modell. Sie werden ausschliesslich bei alpinen Herden gemacht und sie können nur durch die besondere Untergrundstruktur im Alpengebiet gedeutet werden. Nach unserer Ansicht manifestiert sich in der frühen Aufteilung der Phasen P_1 und P_2 , bzw. S_1 und S_2 , der Einfluss des Deckgebirges. Die stärkeren P_2 -bzw. S_2 -Wellen müssen als Wellen, die durch das Deckgebirge gelaufen sind, gedeutet werden. Das Deckgebirge ist bezüglich Mächtigkeit und Beschaffenheit viel heterogener aufgebaut, als die tieferen Schichten. Trotz der relativ grossen Stationsdichte ist es bis heute nicht gelungen, über grössere Distanzen für diese Wellen Laufzeitkurven zu finden. Bei einigen bis heute vorliegenden günstigen Fällen war es möglich, die scheinbaren Ausbreitungsgeschwindigkeiten genähert zu bestimmen. Für P_2 kommt man auf Werte zwischen 4,5 bis 5,1 km/sec, für S_2 2,7 bis 3,0 km/sec. A Kreis und seine Mitarbeiter haben nun tatsächlich bei ihren seismischen Sondierungen an vielen Stellen im Alpengebiet Werte von dieser Grössenordnung beobachtet. Im tertiären Deckgebirge sind die gemessenen Geschwindigkeiten noch bedeutend kleiner⁽³⁾. Für P_1 findet man für die scheinbare Ausbreitungsgeschwindigkeit $V_{P_1} > 5,5$ km/sec, d. h. Werte wie sie für P_g oder evtl. P^* geläufig sind.

Die hier vertretene Deutung der Phasen würde also bedeuten, dass viele, aber nicht alle der alpinen Stösse ihren Herd noch im Deckgebirge oder höchstens an der Grenze zwischen Deck- und Grundgebirge besitzen. Wie tief das Deckgebirge eintaucht lässt sich bis heute aus dem vorliegenden Material nicht errechnen. Schon die geologischen Beobachtungen deuten darauf hin, dass die Mächtigkeit des Deckgebirges von Ort zu Ort stark variiert. Einzelne günstige Fälle zeigen, dass es in gewissen Regionen sicher mehr als 6 bis 8 Kilometer beträgt.

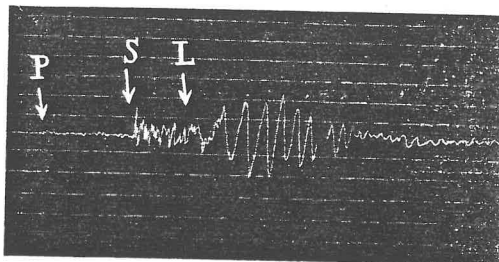


FIG. 3

Das relativ mächtige Deckgebirge im Alpengebiet und im unmittelbaren Vorland manifestiert sich noch in einem andern Sektor der Registrierungen, nämlich in der Ausbreitung der Oberflächenwellen. Wir haben ein für

Oberflächenwellen sehr disperses Medium vor uns. Es gibt nun Beben mit sehr gut ausgebildeten Oberflächenwellen und die Seismogramme zeigen, vergl. Fig. 3, für diese Wellen ähnliche Dispersionserscheinungen wie wir sie aus den Fernbebenregistrierungen schon lange kennen, nur sind die Wellenlängen in diesen Fällen viel kürzer von der Grössenordnung 5 — 25 km.

Literatur :

1. Vergl. Jahresbericht des Schweizerischen Erdbebendienstes 1932. oder WANNER, E., Die Erdbebenherde in der Umgebung von Zürich. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, Vol. 38, Nr. 1, 1945 (S. 151).
2. JEFFREYS, H., and BULLEN, K. E., *Seismological Tables*, London Office of the British Association, Burlington House, 1940.
3. FLORIN, R., KREIS, A., und SÜSTRUNK, A., Ergebnisse seismischer Geschwindigkeitsmessungen in der Schweiz, *Verhandlungen der Schweiz. naturforschenden Gesellschaft*, 1948 (S. 118).

Discussion

M. PETERSCHMITT montre par l'exemple du séisme des Alpes occidentales du 19 mars 1935 les complications apportées par la tectonique alpine. Les deux stations de Bâle et Zürich sont situées à distance presque égale de l'épicentre. Tandis qu'à Bâle on voit très bien un impétus entre les Pn et les Pg, (probablement Pb), cet impétus est absolument invisible à Zürich.

VI

A. REY PASTOR

La sismicidad de la Península Ibérica (1)

Prólogo. En el año 1.927, con motivo de la Asamblea de la Unión Geodésica y Geofísica Internacional de Praga, presentamos un trabajo titulado « Traits Sismiques de la Péninsule Ibérique », en el que pudimos recapitular los datos instrumentales obtenidos en los años 1.917 a 1.926, más las noticias históricas concretas de años anteriores.

A partir del año 1.927 hemos seguido catalogando datos, hasta formar un fichero, que nos ha permitido situar en el Mapa la mayor parte de los epicentros de los sismos ibéricos registrados.

En la actualidad, nos hemos decidido a construir un nuevo *Mapa Sismotectónico*, aprovechando los elementos disponibles, con los cuales hemos calculado la situación de epicentros con aproximación suficiente para darnos una idea concreta del valor sísmico de la Península.

El Mapa sismotectónico (2)

(La formación de un mapa sísmico, ofrece dificultades muy superiores a las correspondientes a los mapas magnéticos o gravimétricos. Por muy

(1) Communication présentée par M. J. BONELLI.

(2) Des exemplaires de la nouvelle carte séismique espagnole ont été distribués aux congressistes: les personnes désireuses d'en obtenir voudront bien s'adresser à M. REY PASTOR, Observatoire séismologique d'Alicante.

amplio que sea el período de tiempo retrospectivo utilizado, siempre ha de tener un reducido valor de efectividad.)

En nuestro Mapa hemos procedido a una primera delimitación de *Regiones sísmicas*, las cuales han de ser forzosamente « unidades estructurales ».

Para definir las *Zonas sísmicas*, hemos tenido en cuenta el comportamiento paleográfico de cada área y sus manifestaciones de dinamismo interno. A veces, los rasgos de sismicidad nos han permitido deducir la existencia de varias líneas de fractura y también sus movimientos bradisísmicos actuales.

Los datos utilizados comprenden dos grupos : El principal abarca el período de los siglos XIX y XX, y de estos datos sólo los del siglo actual, de carácter instrumental, son los verdaderamente fundamentales. El segundo grupo tan sólo comprende el conjunto de noticias de sismos destructores y catastróficos que permiten identificar con alguna aproximación sus epicentros.

La intensidad la expresamos en grados de la escala clásica de Forell MERCALLI-SIEBERG, por estar así expresados en los catálogos y ficheros. Si tenemos en cuenta para cada epicentro su valor máximo de intensidad en el período que denominaremos « actual », siglos XIX y XX, y también las cartas isosistas parciales de los sismos fuertes, hemos obtenido, por fusión sistemática, las curvas correspondientes que podemos denominar « *isosistas absolutas* », las cuales nos marcan para cada punto del mapa el grado máximo con que ha sido conmovido en el período citado.

Como complemento, también hemos marcado (en trazos) las isosistas aproximadas de algunos sismos catastróficos anteriores al siglo XIX.

Para la *frecuencia*, hemos utilizado el promedio anual de días sísmicos en relación con el área de cada zona, obteniendo así el número de días-año-Km². Para obtener números enteros hemos multiplicado los valores por 10⁻⁶

$$C = \frac{T}{151.s} 10^{-6}$$

Rasgos fisiográficos

(Dentro de la unidad geográfica, nuestra Península presenta una compleja estructura de elementos heterogéneos, bajo los puntos de vista fisiográfico, geológico, gravimétrico y sísmico.)

Un macizo central, constituido por elementos antiguos, en el que se destacan las raíces de pliegues destruidos y otros rejuvenecidos, es lo que constituye la « Meseta Ibérica ». Esta se encuentra orlada, parcialmente, por sistemas orográficos de influencia alpina, que la separan de las depresiones exteriores. (Cordillera Cantábrica, Sistema Ibérico y Sierra Morena.)

Cuatro fosas de hundimiento son las que se encuentran adosadas al Núcleo Central : el Mar Cantábrico y las fosas del Ebro, Guadalquivir y Lisboa.

Al NE. de la depresión del Ebro se levantan, la potente Cordillera Pirenaica y la Cadena Costera Catalana. Al SE. de la fosa del Guadalquivir se presentan los importantes sistemas montañosos Bético y Penibético. Exteriormente a la fosa de Lisboa, no surge actualmente ningún sistema montañoso, pero existen vestigios de hundimiento de una amplia masa continental sumergida en época moderna.

Region central. Constituye un elemento integrado principalmente por terrenos agnostozoicos paleozoicos y graníticos, recubierto parcialmente por otros mesozoicos, cenozoicos y cuaternarios.

Comprende las zonas siguientes : *Núcleo Central o Meseta Castellana, Zona Galaico-Duriense; Zona Cantábrica y Zona del Bajo Guadiana.*

Region lusitana. Por sus caracteres geológicos y sísmicos constituye una región independiente adosada a la Meseta. Queda dividida en dos zonas : *Extremadura Portuguesa y Lisboa.*

Region del Nordeste. En esta región englobamos varias zonas definidas como unidades sismotectónicas, sin que ello signifique afinidad completa de las mismas.

Región meridional. Es sumamente heterogénea ; ocupa toda la parte meridional del SE. de la Península. El límite de separación es la falla del Guadalquivir, bien definida desde la desembocadura del Guadiana hasta Bailén.

La Cordillera Penibética, plegada alpinicamente, ocupa la mayor superficie y se extiende del Cano a la Nao hasta el Estrecho de Gibraltar. En ella quedan las zonas sísmicas nº 14 a 18 inclusive.

El Sistema Bético o de Sierra Nevada, abarca el conjunto de terrenos arcaicos y paleozoicos que forman una pieza cortical fragmento de una masa continental sumergida al formarse el Ovalo Bético, rifeño o Mar de Alborán. Comprende las zonas nº 19, 20 y 21. En la región quedan también incluidas las zonas 12 y 13.

Zonas Extracontinentales

Zona de Baleares. Sus Islas son consideradas como elementos encadenados a la Cordillera Penibética y separadas de ellas por una profunda fosa. Por otra parte, Menorca parece depender del macizo catalán sumergido.

El alejamiento de Observatorios sólo ha permitido el colocar pocos epicentros en esta zona.

Zona del Mediterráneo. Se divide en tres comarcas : La de Alborán, la del S. de Baleares y la de costas de Cataluña. La más interesante es la del Mar de Alboran. La sismicidad de esta comarca es muy superior a las de Península, y sus epicentros están relacionados con las líneas de fractura hercínianas y alpinas. Muchos de los sismos antiguos atribuidos a las costas meridionales, corresponden a focos submarinos.

Zona del Atlántico. La mayor parte de sus focos residen en las costas gallegas, y sobre todo, en las proximidades de Lisboa, donde tuvo lugar el mas violento sismo conocido como fue el de 1755, de grado XII ó XIII.

Rasgos Sismotectónicos-Resumen

La región Central es unidad estructural arcaica, geológicamente, pero en su aspecto sísmico se comporta de un modo complejo. Las zonas de N., O. y SO. son inestables por efecto de los movimientos actuales reminiscentes de los de basculación postterciaria.

Los hundimientos de los óvalos mediterráneos han determinado la sismicidad de las comarcas costeras, violentamente fracturadas, como son las costas de Garraf en Cataluña, las de Cartagena, las de Andalucía (Málaga-Cabo de Gata), Algarve, Lisboa, etc.

La influencia de la sismicidad de las áreas marítimas periféricas, sobre las zonas continentales inmediatas, es grande. (La mayor parte de las noticias de fuertes sismos que asolaron las regiones andaluzas y de Levante corresponden, seguramente a focos submarinos.)

La inestabilidad máxima de la Península y sus mares reside en los mares de Alborán y de Lisboa.

Los coeficientes de frecuencia e intensidad de las zonas continentales costeras nos indica la necesidad de efectuar una revisión de las redes geodésicas de nivelación en las mismas.

En la Cordillera Penibética se observa una evidente relación entre su orogénesis y sismicidad actual. En los sectores de directriz curvada, como son el de la zona de Cádiz y el N. de la de Murcia (Sierras de Cazorla y Segura) la sismicidad se presenta en los elementos torsionados y en las fracturas marginales. En el sector de Jaén, de directriz rectilínea (entre Alto Guadalhorce y Guadiana Menor) la sismicidad orogénica es bien escasa, mientras que la tectónica, debida a las fracturas ocultas en las proximidades de la fosa del Guadalquivir, es mucho mayor. En el sector oriental (Segura Medio al Cabo de la Nao) se ofrece a la vista una complicada red de fracturas formadas por diversas actividades post-orogénicas, y en ellas se agrupan la mayoría de los núcleos sísmicos de casi la máxima frecuencia de la Península.

En el Sistema Bético, los caracteres de inestabilidad son francamente tectónicos y sus epicentros radican en las líneas de fractura de origen hercínico NO.SE., en otras post-alpinas NE.SO. o bien E.-W.

Los datos sísmicos instrumentales, anotados en este estudio, son por defecto en las zonas del N. debido al alejamiento de las Estaciones Sismológicas. La sismicidad de las zonas galaica, vasca y del Sistema Ibérico debe ser mayor de la que hemos reseñado (X). Actualmente se está instalando un Observatorio en Logroño y existen en construcción los Observatorios de Santiago de Compostela (Galicia) y Santa Cruz de Tenerife (Canarias).

RESUMEN NUMERICO

Region	Zonas	SIGLOS XIX y XX					SIGLOS ANTERIORES
		Epicentros definidos	Días sísmicos	Intensidad max.	Coef. de frecuencia	Nº de orden	
Central	(1) Galaico-Duriense	50	92	VIII	11	13	Noticias históricas
	(2) Zona Cantábrica	9	11	VII	2	19	
	(3) Bajo Guadiana	35	59	VIII	7	16	
	(4) Central Castellana ..	2	10	IV	0,4	21	
Lusitana	(5) Extremadura Portu- guesa	19	27	VI	9	15	5 sísmos fuertes y destructores. Grado VIII.
	(6) Lisboa	15	103	X	112	3	De siglos anteriores constan noticias de muchos y violentos terremotos en esta zona, pero sin duda en su mayoría son de focos submarinos no muy lejanos de Lisboa. G. XIII.
Nordeste	(7) Vascongada	7	21	VI	9	14	25 sísmos fuertes y destructores y uno de grado X.
	(8) Pirenaica	49	351	IX	46	9	
	(9) De la Cadena costera Catalana	33	137	VII	52	7	
	(10) De la Depresión del Ebro	5	5	VII	1	20	
	(11) Del Sistema Ibérico..	21	47	IX	5	17	

	SIGLOS XIX y XX					SIGLOS ANTERIORES	
	Zonas	Epicentros definidos	Días sismicos	Intensidad max.	frecuencia Coef. de	Nº de de orden	Noticias históricas
Meridional	(12) Del Algarve	10	23	VIII	52	8	3 sismos de grado X.
	(13) De la Depresión Bética	18	40	VIII	13	12	Sismos catastróficos en Córdoba y Carmona en 1504. 26 días sismicos de grado XII.
	(14) De Cádiz	20	48	VIII	28	10	5 sismos de grado VI.
	(15) De Jaén	9	28	VIII	20	11	2 sismos de grado V.
	(16) De Albacete	5	6	IV	2	18	Hay bastantes notas de sismos fuertes y uno de grado X.
	(17) Alicante-Murcia	41	588	X $\frac{1}{2}$	211	2	
	(18) Valencia	4	34	VIII	79	6	En Sagunto en el año 1748 de grado X.
	(19) Málaga	10	80	VII	99	5	Figura un sismo en Málaga de grado X en 1.860 y muchos fuertes y destructores.
	(20) Granada	30	292	XI	225	1	Hay antecedentes de un sismo de grado X en Atarfe en 1.431.
	(21) Almería	26	165	VIII	99	4	Un sismo de grado X en Almería, año 1495 y otro en Vera en el año 1406.
	Baleares	10	24	VI	—	—	Un sismo de grado X en Alayor (Menorca) en el año 1654.
	Mediterráneo	—	—	—	—	—	
	Atlántico	—	—	—	—	—	

Extra-
cont-
nental

VII

A. DUE ROJO, S.J.

La sismicidad del Sudeste de España

Expuestos extensamente en otras comunicaciones presentadas a esta Reunión, así la sismicidad general de España como sus caracteres sismotectónicos, se expondrán brevemente aquí los resultados de varias investigaciones particulares realizadas sobre esta materia en el Observatorio de Cartuja (Granada) y especialmente relativas a la región cercana al mismo, en las provincias de Granada y Jaén.

Los datos históricos recogidos por el P. MANUEL M^a SÁNCHEZ-NAVARRO NEUMANN, S.I., Director del Observatorio durante más de 30 años (1) se extienden desde el año 500 a. de J.C. hasta 1920; fueron completados ampliamente en el Catálogo Sísmico del Excmo. Sr. D. José GALBIS, y desde 1941 hasta ahora, por medio de reseñas anuales del autor de este trabajo. De estos datos estadísticos de sismicidad del territorio español se deduce fácilmente un marcado predominio de actividad sísmica en la región Sudeste, limitada al Norte por la falla del Guadalquivir y su prolongación oriental : de los 27 grandes sismos ocurridos en España desde la más remota antigüedad, 17 corresponden a la citada zona : el más violento de que hay memoria es el de Carmona (Sevilla), de grado XI F.M., el 5 de Abril de 1504, debido con toda probabilidad a un reajuste de la falla del Guadalquivir. Con

COMPAGNIE GÉNÉRALE DE GÉOPHYSIQUE

**Application des procédés
tellurique, électriques, sismiques, gravimétrique
aux recherches pétrolières, minières,
travaux du Génie Civil.**

50, rue Fabert - PARIS (VII^{me})

datos instrumentales durante el presente siglo, no solamente se confirma este predominio en cuanto a la intensidad de los terremotos registrados, sino especialmente en lo que se refiere a la frecuencia; he aquí los resultados numéricos relativos a las regiones españolas :

Meseta central y Norte de España	2,6
Cuenca del Ebro	4,2
Levante (Valencia y Murcia)	44,0
Almería	5,2
Granada	19,0
Málaga	25,0

es decir, que en la zona referida han tenido lugar el 93,2 % de las sacudidas sísmicas (en los últimos 12 años, a que se refieren estos datos), quedando para el resto de España tan sólo el 6,8 %; desproporción acentuada, sin duda, por el crecido número de pequeños terremotos solamente perceptibles con ayuda de los sismógrafos, caso muy frecuente en las estaciones sismológicas de Alicante, Granada y Málaga.

Un estudio cronológico de los epicentros ha mostrado durante varios siglos un encadenamiento progresivo de focos sísmicos que sugiere una mutua dependencia en el desarrollo de la energía tectónica; en efecto, está dividida la región en bloques cuadrangulares por medio de líneas de fractura : y a veces las series de terremotos se suceden con intervalos relativamente pequeños, como si se propagase el movimiento de E-W y de W-E hasta una extensión del orden de 500 kms. Tal sucede especialmente en los años 1750, 1823 y 1856; y varias veces durante el presente siglo : como si el equilibrio roto en uno de los bloques preparase la ruptura del inmediato (2).

En cuanto al mecanismo de los terremotos correspondientes a tiempos más recientes, en que se dispone ya de registro sismográfico, puede afirmarse que la norma general es que a la sacudida violenta principal preceda o nó alguna o algunas preliminares débiles muy inmediatas en tiempo, y le sigan réplicas en numero ordinariamente proporcional a la intensidad del sismo; excepción de esta regla son las series, a veces numerosas de pequeñas sacudidas, que se agrupan en enjambres sin distinción de intensidades, sólo perceptibles instrumentalmente.

En particular han sido estudiadas numerosas series de diversas clases procedentes del foco de Santafé (Granada), a unos diez kms. del Observatorio de Cartuja y a otros diez kms. de profundidad focal. — Los enjambres más numerosos han sido : el de fines Mayo de 1911, en que el terremoto principal fué seguido de 34 réplicas y el de fines de Abril de 1918, al que siguieron 194; en ambos casos la sacudida inicial fué de grado VIII F.M.; en Diciembre de 1950, tras un pequeño temblor preliminar, se produjo uno de grado V y a continuación 21 réplicas. Son tres ejemplos, entre muchos, de lo que pudiera llamarse caso típico. Otra forma de agruparse las sacudidas es la de los *períodos sísmicos* de duración variable, pero que manifiestan con bastante evidencia un proceso tectónico que da unidad a cada serie diferente. Hé aquí varios casos registrados durante este siglo y procedentes todos del mismo foco sísmico de Santafé :

<i>Duración del período en meses</i>	<i>Número total de sacudidas</i>
8 (Dic. 1910 a Jul. 1911)	44
7 (Abr. a Oct. de 1918)	205
9 (Abr. a Dic. de 1922)	22
11 (Ago. 1928 a Jun. 1929)	20

<i>Duración del período en meses</i>	<i>Número total de sacudidas</i>
5 (Nov. 1930 a Mar. 1931)	20
10 (Ene. a Oct. de 1934)	14
8 (Feb. a Sep. de 1946)	27
4 (Feb. a Mar. de 1947)	36
5 (Feb. a Jun. de 1949)	16

El carácter común a todas las series es, no solamente una frecuencia anormal, en comparación del período total de cincuenta años, sino también una intensidad anormal o densidad mayor de sacudidas fuertes, del orden de III - IV F.M.; precisamente la menos copiosa de las series citadas, la que sólo tiene 14 sacudidas, es la que contiene mayor número de terremotos sentidos, en número de seis, bastante uniformemente repartidos a lo largo de los seis meses.

De particular interés han sido recientemente los violentos terremotos de Jaén ocurridos el 10 de Marzo y 19 de Mayo de 1951, registrados a más de 10.000 kms. del foco, y que fueron seguidos respectivamente por 29 y 34 réplicas apreciadas en los sismógrafos de Granada, distantes del epicentro 95 kms. — La profundidad focal se calculó en 80 kms., caso excepcional entre los 250 sismos que suelen registrarse en España anualmente desde principios del siglo, en que las profundidades obtenidas suelen ser del orden de 10 - 20 y raras veces algo mayores, a pesar de que abundan relativamente los grados VI y VII F.M., de los que cada año suelen ocurrir varios.

Bibliografía

1. SANCHEZ-NAVARRO, NEUMANN, M. Bosquejo sísmico de la península ibérica, *Bol. de la R.S.E.H.N.*, Vol. XVII, 1917 (p. 83-109).
2. Due Rojo, S.I. A. La teoría de la emigración de epicentros, *Revista de Geofísica*, Vol. IV, 1946 (p. 473-479).

VIII

P. CALOI

Struttura geologico-sismica dell'Europa Centro-Meridionale, dell'Italia e del Mediterraneo Centro-Occidentale, quale risulta da recenti studi di ricercatori Italiani⁽¹⁾

In questa relazione mi propongo di riassumere quanto è stato fatto, negli ultimi anni, da ricercatori italiani sul problema delle caratteristiche geologico-sismiche del continente europeo. Non si tratta quindi di una sintesi di lavori interessanti esclusivamente l'Italia, ma un riassunto delle ricerche compiute da italiani sulle proprietà sismiche dell'Europa, anche se tali ricerche riguardano, come è ovvio, in modo particolare l'Italia.

Sono stati presi in considerazione soltanto lavori basati sull'interpretazione di registrazioni sismiche, anche se integrati con considerazioni macrosismiche. Non ho preso in esame lavori dedicati esclusivamente all'elaborazione dei dati macrosismici.

(1) Les résumés en français et en allemand ont été lus au cours de la séance par le Prof. HILLER et M. PETERSCHMITT.

Distribuzione geografica delle scosse esaminate

Per ciò che concerne la distribuzione geografica delle scosse esaminate dirò che esse riguardano il Veneto (in numero di 4) ⁽¹⁾⁻⁽²⁾, l'alto Adriatico (3) ⁽³⁾, la Valle padana (1) ⁽⁴⁾, la Toscana 4) ⁽⁵⁻⁹⁾, il Lazio ⁽¹⁰⁾, l'Abruzzo (2) ⁽¹¹⁻¹²⁾, lo Jonio — presso le coste calabre — (1) ⁽¹³⁾ e presso le coste greche — (1) ⁽²¹⁾, il basso Tirreno (2) ⁽¹⁵⁻¹⁶⁾ e — fuori d'Italia — Svizzera (2) ⁽¹⁷⁾, il Württemberg (13) ⁽¹⁷⁾, nonché terremoti extra-europei, studiati nei loro riflessi sulla costituzione del continente europeo, come il terremoto del Turkestan del 2-XI-1946 e della dorsale mediana atlantica del 24 Aprile 1947.

Non mi soffermerò sulla sismicità — intesa come frequenza e intensità delle scosse — delle zone sismiche interessate dai terremoti oggetto dei lavori qui sintetizzati: l'esame di questa caratteristica esula dai limiti di questa breve relazione.

Qui si vuole solo accennare come, dallo studio dei terremoti citati, si siano potuti trarre alcuni elementi, atti a proporre — con buona approssimazione — alcune conclusioni sui valori della velocità delle onde longitudinali e trasversali, sulla stratificazione profonda del continente europeo, sulle radici delle Alpi e degli Appennini, sul meccanismo di produzione dei terremoti per ciò che riguarda in particolare la zona delle Alpi, l'alto Adriatico e la zona degli Appennini.

Velocità di propagazione delle onde longitudinali e trasversali

Sono stati rivelati, in modo chiaro, tre tipi distinti di onde longitudinali e trasversali, corrispondenti a tre diversi mezzi di propagazione: il mezzo ultrabasilico, iniziante il mantello terrestre, il mezzo basaltico (o peroditico, o del gabbro) e il mezzo del « granito ». Non è esclusa l'esistenza di onde interessanti altri mezzi di diversa natura geologica; ma, allo stato attuale delle ricerche, non è dato di poter trarre nessuna conclusione al riguardo.

Indicando con P_n , P^* , P_g le onde longitudinali interessanti i tre mezzi nell'ordine detto e con S_n , S^* , S_g le corrispondenti onde trasversali, ecco i valori delle corrispondenti velocità nei tre mezzi considerati:

Regione	λ (N)	φ (E)	V_{P_n} (Km/sec)	V_{P^*} (Km/sec)	V_{P_g} (Km/sec)	V_{S_n} (Km/sec)	V_{S^*} (Km/sec)	V_{S_g} (Km/sec)
Regione Veneta	46° 6',2	12°26',5	8,00 ± 0,04	6,61 ± 0,04	5,7 ± 0,04	4,41 ± 0,02	3,64	3,36 ± 0,025
Alto Adriatico	44°18',1	13°29',6	7,77 ± 0,08	—	—	4,80 ± 0,013	—	—
Regione Toscana	44° 4',4	11°38',7	7,86 ± 0,04	—	5,2 — 5,4	4,34 ± 0,02	—	3,01 ± 0,4
	44°14',0	10°12',2	8,16 ± 0,06	6,63 ± 0,08	5,25 ± 0,00	4,44 ± 0,02	3,57 ± 0,04	3,06 ± 0,02
Regione Abruzzese	42°30',8	13°19',6	8,19 ± 0,04	6,38 ± 0,05	5,46 ± 0,18	4,39 ± 0,02	—	3,01 ± 0,02
Regione Laziale	42° 1',85	13° 4',55	8,09	—	5,39	4,40	—	3,05
Regione Calabria	38°41',4	16°47',7	7,94 ± 0,18	6,96 ± 0,41	—	4,57 ± 0,08	4,00 ± 0,09	—

Una ricerca sul terremoto del basso Tirreno del 16 Marzo 1941 ha messo in evidenza un notevole anticipo nei tempi di registrazione delle onde di dilatazione e di distorsione nelle stazioni più vicine all'epicentro. Analoghe

osservazioni sono state fatte nello studio del terremoto profondo delle isole Lipari del 13 Aprile 1938, studio che è stato ripreso recentemente da CALO e GIORGI. Vedremo più oltre che tale notevolissima anomalia può trovare la sua spiegazione nella natura vulcanica della zona.

Un'altra considerevole anomalia che risulta dall'osservazione della tabella riportata consiste nell'elevato valore assunto dalla velocità delle onde trasversali destinate dal terremoto dell'alto Adriatico del 30 Novembre 1934, in una zona caratterizzata da terremoti di sprofondamento. Un'analoga anomalia è stata messa in evidenza da P.E. VALLE per lo Jonio, dove, come per l'alto Adriatico, ad una leggera diminuzione della velocità delle onde Pn fa riscontro un sensibile aumento della velocità delle onde Sn. Se indichiamo con λ e μ le costanti di Lamé e con ρ la densità del mezzo, nel tentativo di spiegare detta anomalia P.E. VALLE è condotto alla relazione

$$\frac{|d\mu|}{\mu} < \frac{|d\rho|}{\rho} < \frac{d\lambda}{\lambda}$$

che deve valere affinché nel passare dal Continente al Mediterraneo si osservi una diminuzione della velocità delle onde Pn ed un aumento della velocità delle onde Sn.

Sempre in tema di velocità di propagazione delle onde sismiche, in un ampio studio su diciassette terremoti centro europei è stato possibile trovare che, nello strato di 20 Km. di « granito » — costituente la prima stratificazione della crosta per l'Europa centrale — le onde longitudinali e trasversali dirette si propagano con velocità crescenti con la profondità, secondo le leggi (17)

$$V_{Pg} = 5,530 (1 + 0,00158.h) ; V_{Sg} = 3,275 (1 + 0,00158.h)$$

per $\sigma = 0,23$.

Stratificazione della crosta terrestre

Gli spessori degli strati, costituenti la crosta terrestre, sono stati ottenuti con metodi basati o sulla propagazione delle onde spaziali, o sulla dispersione delle onde superficiali, o sulla variazione del fattore $k = \frac{V_P \cdot V_S}{V_P - V_S}$.

Le prime determinazioni riguardano lo spessore dello strato delle onde Pg in corrispondenza delle prealpi Carniche e del Cansiglio. Si sono ottenuti, in diverse determinazioni, valori variabili fra 40 Km. e 34 Km. e si è concluso che lo spessore dello strato delle Pg, in corrispondenza del sistema alpino orientale è di 35 Km. ca.

Si è poi passati all'Italia centrale e precisamente all'Appennino toscoromagnolo e alle Alpi Apuane. Lo spessore dello strato del « granito » è risultato, rispettivamente, di 25 Km. (6) e di 30 Km. (7). In corrispondenza del Gran Sasso, determinazioni successive hanno portato ad un valore di 25 Km., che sembra essere lo spessore medio del sistema degli Appennini. Altre ricerche fanno ritenere che, in corrispondenza della valle padana lo spessore dello strato del « granito » sia alquanto minore (dell'ordine di 10 Km.) (4).

Nel 1943 fu provato, per la prima volta che, in una vasta zona oltre il sistema alpino, comprendente almeno parte della Svizzera e il Württemberg, la prima superficie di discontinuità nell'interno della crosta terrestre si trova ad una profondità di circa 20 Km, valore successivamente confermato da altri ricercatori, quali ROTHÉ e PETERSCHMITT e WANNER.

Il valore ottenuto nel 1943 provava che la superficie di discontinuità fra

« granito » e basalto era, per la regione considerata, alquanto più sollevata di quanto non fosse fino allora ritenuto.

Ulteriori determinazioni, condotte con metodi basati sulla dispersione delle onde superficiali, hanno confermato per l'Italia un valore medio di 26 Km. per lo strato del « granito », mentre tale strato, nella direzione Jonio-Spagna (interessante gran parte del Mediterraneo) ha un valore medio di 15, nella direz. Jonio Adriatico di 17 Km. laddove lo spessore dello strato del « granito » nella direzione Turkestan-Roma è dell'ordine di 18 Km. Ai margini del Continente, dal lato dell'Atlantico, tale strato sarebbe pressoché mancante (19-20).

Risultava evidente che la superficie limitante lo strato del granito non poteva essere parallela alla superficie della Terra: essa appariva sprofondarsi in corrispondenza dei sistemi di montagne.

Con un metodo che non è qui il caso di riferire, nel 1940 fu infatti messo in evidenza che la prima superficie di discontinuità tende a sollevarsi quando si procede dall'interno del sistema alpino verso Sud e verso Nord (22). In corrispondenza del centro del sistema alpino (Tirolo), si è trovato la profondità di 40 Km., profondità che ai margini meridionali (Cansiglio) si riduce a 34 Km. Restava così provata l'esistenza delle « radici » delle montagne. Tale esistenza è stata confermata da uno studio successivo di Gutenberg per la Sierra Nevada (California) e, di recente, — con il metodo di Caloi su accennato — da Di FILIPPO e MARCELLI per gli Appennini (23).

Per il sistema alpino, lo strato del « basalto » (o « gabbro ») è risultato piuttosto piccolo, dell'ordine di 11 Km., mentre sembra assumere valori alquanto più grandi in corrispondenza degli Appennini.

Natura delle scosse all'ipocentro e profondità ipocentrali.

Per quanto si riferisce al meccanismo di produzione dei terremoti studiati, va subito detto che esso si è esplicato secondo tre diversi modelli: *frattura* (movimento del suolo dello stesso segno in quadranti opposti), *sprofondamento* (dilatazioni entro una circonferenza di raggio determinato, compressioni all'esterno), *sollevamento* (compressioni nell'interno di una circonferenza di dato raggio, dilatazioni all'esterno).

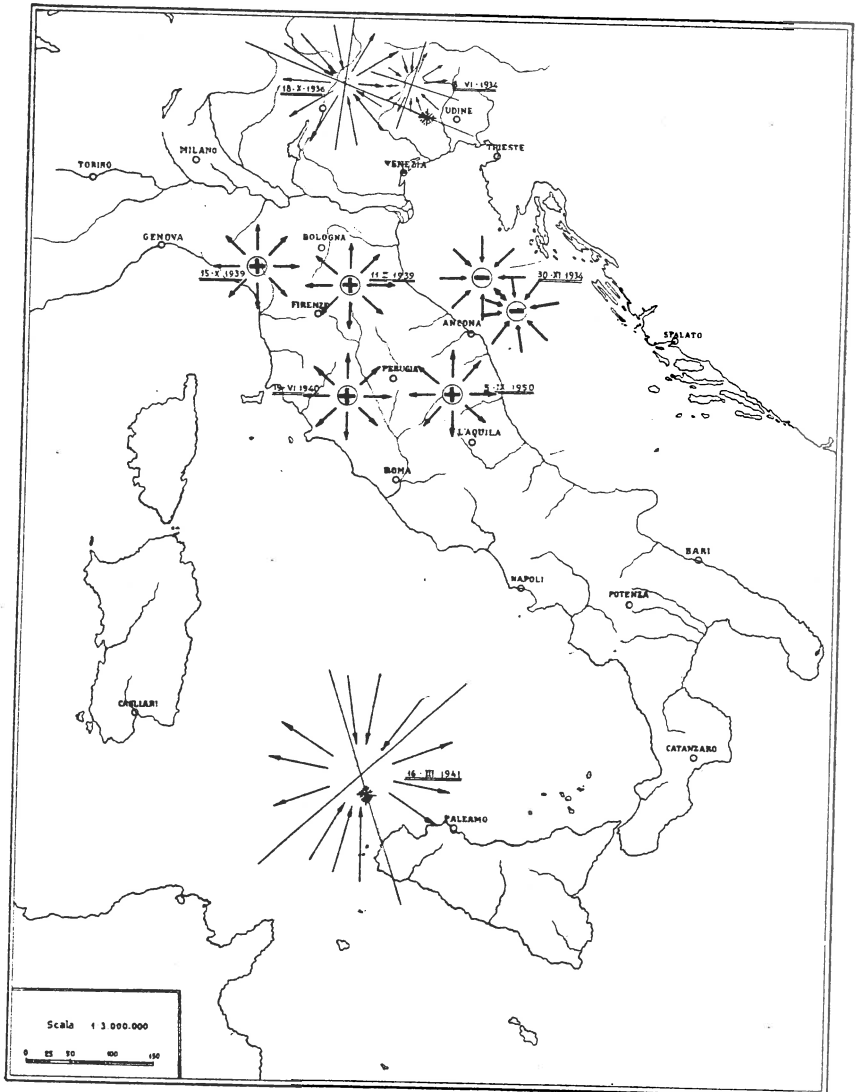
Il primo modello (frattura con mutuo scorrimento di strati) è stato osservato in tutto il sistema alpino, dove esso sembra predominare: l'esempio più caratteristico è stato fornito dal terremoto del Cansiglio del 18 Ottobre 1936, dovuto a frattura provocata da una coppia di forze inclinate, giacente in un piano pure inclinato (1).

I terremoti dell'alto Adriatico finora studiati presentano invece il modello caratteristico dei terremoti di sprofondamento (3). A questo riguardo, è interessante osservare il parallelo nei fenomeni bradisismici della regione. E' noto infatti che, in ere geologiche passate, fu molto accentuato il bradisismo in tutta l'Istria e la Dalmazia; e dell'entità di questo bradisismo si hanno chiare testimonianze (forma frastagliatissima della costa adriatica orientale, gran numero di isole presso le coste, ecc.).

L'Appennino presenta invece il fenomeno contrario. Lo studio dei terremoti dell'Appennino tosco-romagnolo (5-6), della Garfagnana (7), del Monte Amiata (8) e, più recentemente, del Gran Sasso d'Italia (12), ha messo chiaramente in luce il carattere di un sollevamento di strati.

La geologia concorda con queste constatazioni: fra l'altro, l'esame delle fronti di alcune faglie testimonia a favore dei sollevamenti, quali ad esempio quello del Sirente e quello della catena del Gran Sasso verso Campo Imperatore.

Nel Tirreno meridionale i terremoti studiati rientrano invece nel modello caratteristico delle fratture. Qui però il fenomeno presenta un interesse a sè, trattandosi di terremoti di origine profonda.



A proposito della profondità ipocentrale, va osservato che i terremoti interessanti il sistema alpino, in senso lato, riguardano esclusivamente la crosta terrestre; molti fra essi originano a piccole profondità ipocentrali. Di 17 terremoti interessanti detta zona, 7 hanno avuto profondità inferiore ai 10 Km., 6 inferiore ai 20 Km. ed 1 solo ebbe origine alla base della crosta terrestre (17).

I terremoti dell'alto Adriatico sembrano originare da maggiori profondità: probabilmente ai limiti della crosta terrestre.

Le scosse che avvengono nell'ambito degli Appennini originano invece, quasi esclusivamente, a piccola profondità, inferiore ai 10 Km. .

Mi sembra di estremo interesse a questo riguardo, dare il dovuto risalto anche all'altro particolare che distingue la sismicità dell'Adriatico da quella della catena, ad esso parallela, degli Appennini: l'opposto meccanismo da cui originano i terremoti nelle due zone contigue: agli sprofondamenti in profondità dell'alto Adriatico, fanno riscontro i sollevamenti superficiali della catena appenninica. Sembra quasi che alle compressioni laterali determinate dai primi conseguano i sollevamenti causati dai secondi. A meno che le qualifiche di causa ed effetto non debbano essere invertite. Ad ogni modo, siamo in presenza di un aspetto grandioso dell'orogenesi ancora in atto nella regione in questione, come è confermato da molti altri indizi di carattere geologico.

Considerazioni a parte merita la sismicità del basso Tirreno. Qui molti terremoti originano a grandi profondità: quello 16 Marzo 1941 ad una profondità di circa 85 Km. ⁽¹⁵⁾ e quello delle isole Lipari del 13 Aprile 1938 alla profondità di 300 Km. circa ⁽¹⁶⁾.

La zona si presenta notevolmente anomala da tutti i punti di vista: geologico, geodetico, sismico. A Nord e a Sud della Sicilia, oltre che sull'isola stessa, sono numerose le tracce di vulcanismo attivo o spento: l'isola di Ustica, d'origine vulcanica, il gruppo insulare delle Lipari di recente origine vulcanica, con i due vulcani attivi dello Stromboli e dell'isola di Vulcano, un vulcano spento trovati a Sciacca, Pantelleria è d'origine vulcanica: tutta la zona insomma, senza citare i vulcani maggiori, è stata spesso teatro di eruzioni vulcaniche sottomarine, rivelate da terremoti e da maremoti.

Abbiamo accennato alla grande anomalia sulla propagazione delle onde sismiche provocate dai terremoti profondi citati e rivelata dal notevole anticipo nella registrazione delle onde P_n ed S_n negli osservatori vicini alla zona epicentrale.

Poichè le onde trasversali danno deboli registrazioni nella zona, si è portati a ritenere che le maggiori velocità non siano da attribuire ad una maggiore rigidità del mezzo, bensì ad un difetto di densità da collegarsi alle enormi riserve di materiale vulcanico. Un contributo in questo senso può dare pure la sottigliezza dello strato superficiale del « granito » che, nella zona, sembra pressochè mancante.

Strettamente collegata alla notevole anomalia sismica considerata sta il fatto che la regione in parola è sede di una cospicua anomalia gravimetrica positiva.

Bibliografia :

1. CALOI, P., Ricerche su terremoti ad origine vicina, Scosse del Cansiglio dell'Ottobre 1936, XIV, *Ric. sci.*, IX, n° 7-8, 1938.
2. CALOI, P., Attività sismica in Italia nel decennio 1930-1939, *Le Monnier, Firenze*, 1942.
3. CALOI, P., Il terremoto adriatico del 30 novembre 1934, *Boll. Soc. sismol. ital.*, XXXV, 1937.
4. CALOI, P., Epicentro e profondità ipocentrale del terremoto di Salò del 24 Gennaio 1943, *Ist. veneto Sci. Lett. Arti*, CIV, 1944-45.
5. CALOI, P., Il terremoto dell'Appennino tosco-romagnolo dell' 11 Febbraio 1939, XVII, *Ric. sci.*, X, 1939.
6. CALOI, P., Caratteristiche sismiche dell'Appennino tosco-romagnolo, *Ric. sci.*, XI, 1940.
7. ROSINI, E., Il terremoto della Garfagnana del 15 Ottobre 1939, *Ric. sci.*, XI, 1940.

8. DI FILIPPO, D., Il terremoto del Monte Amiata del 19 Giugno 1940, *Ric. sci.*, XII, 1941.
9. GIORGI, M., Il terremoto del Monte Amiata del 16 Ottobre 1940, *Ric. sci.*, XII, 1941.
10. DI FILIPPO, D., Il terremoto di Cervara di Roma dell'8 Settembre 1941, *Boll. Soc. sismol. ital.*, XL, 1942.
11. DI FILIPPO, D., Il Terremoto di Teramo del 29 Gennaio 1943, *Ann. Geofis.*, II, 1949.
12. DI FILIPPO, D. e MARCELLI, L., Uno studio del terremoto del Gran Sasso d'Italia del 5 Settembre 1950, *Ann. Geofis.*, IV, 1951.
13. VALLE, P.E., Contributo allo studio delle caratteristiche sismiche del Mediterraneo centro-orientale, *Ann. Geofis.*, I, 1948.
14. FESTA, C. e VALLE, P.E., Una valutazione dello spessore dello strato del granito nel Mediterraneo centro-occidentale, *Ann. Geofis.*, I, 1948.
15. DI FILIPPO, D., Studio Microsismico del terremoto del basso Tirreno del 16 Marzo 1941, *Boll. Soc. sismol. ital.*, XXXIX, 1941.
16. CALOI, P. e GIORGI, M., Studio del terremoto delle isole Lipari del 13 Aprile 1938, *Ann. Geofis.*, IV, 1951.
17. CALOI, P., Caratteristiche sismiche fondamentali dell'Europa centrale, *Boll. Soc. sismol. ital.*, XL, 1942.
18. PERONACI, F., Determinazione del valore medio dello spessore dello strato di granito per i tragitti Turkestan-Europa, *Ann. Geofis.*, III, 1950.
19. MARCELLI, L. e PANNOCCHIA, G., Terremoto della cresta mediana atlantica del 24 Aprile 1947, *Ann. Geofis.*, I, 1948.
20. CALOI, P., MARCELLI, L. e PANNOCCHIA, G., Ancora sulla velocità di propagazione delle onde superficiali per tragitti subatlantici. Tentativo di prospezione profonda del bacino atlantico, mediante le curve di dispersione delle onde L_q , *Ann. Geofis.*, III, 1950.
21. VALLE, P.E., Sulla struttura della crosta terrestre nel Mediterraneo centro-occidentale, *Ann. Geofis.*, IV, 1951.
22. CALOI, P., Sulla velocità di propagazione delle onde P^* e sullo spessore dello strato del granito nell'Europa centrale, *Ric. sci.*, XI, 1940.
23. DI FILIPPO, D. e MARCELLI, L., Struttura della crosta terrestre in corrispondenza dell'Italia centrale (Gran Sasso), *Ann. Geofis.* (in corso di stampa).

Mardi 23 septembre (matin)

Le Président HILLER prie M. BONELLI d'accepter la présidence de cette séance.

IX

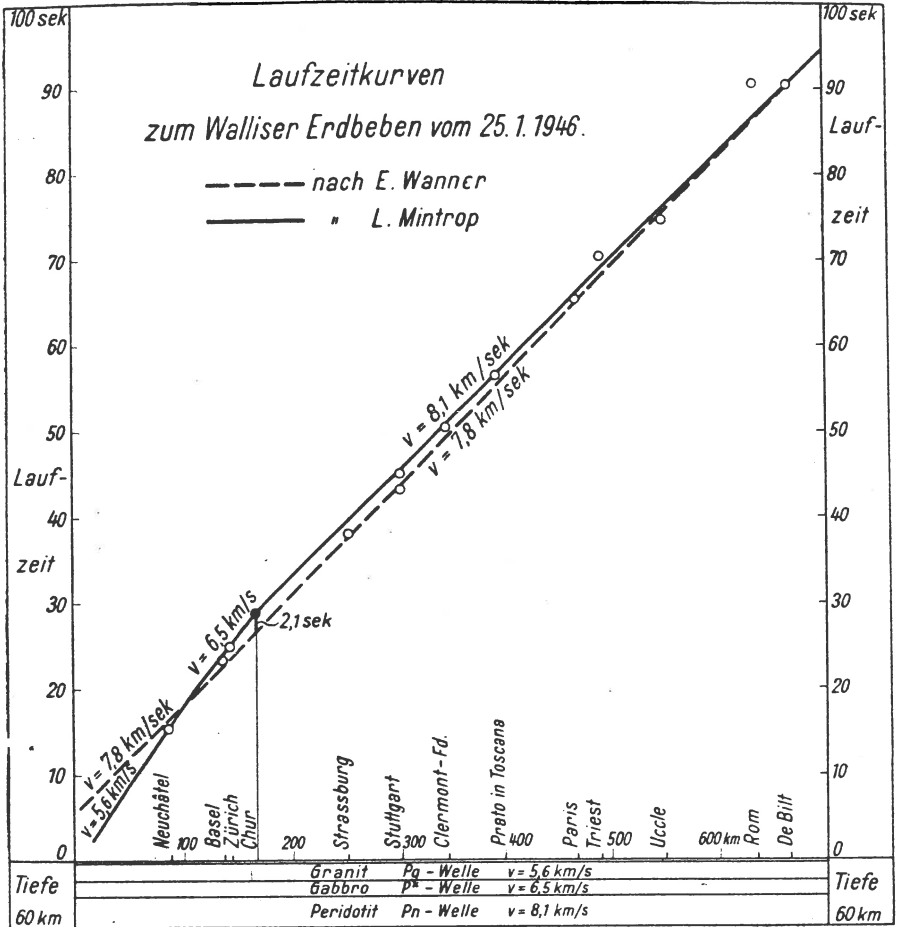
L. MINTROP, Essen-Werden (1)

Die Hypothese von Airy verträgt sich nicht mit seismischen Beobachtungsergebnissen

Nach der Hypothese von AIRY sollen die Kettengebirge in einem Substratum schwimmen, etwa wie Baumstämme im Wasser. Je höher die Berge sind, desto tiefer sollen sie in das Sima eintauchen. Bei einer Dichte des Sials von 2,7, des Simas von 3,0, also bei einem Dichte-Unterschied von 10 % würden die Gebirge eine in das Sima eintauchende Wurzel von neunfacher Höhe des über das Meeresniveau hinausragenden Teiles des Gebirgsmaterials haben. Danach müssten die im Mittel 2 km hohen Alpen eine 18 km dicke Wurzel haben.

(1) Le texte complet de cette communication sera publié sous le titre *Die Problematik der Gebirgswurzeln*, dans *Geologische Rundschau*, Hans-Closs-Gedächtnisheft (sous presse).

Sind diese Wülste an der Unterseite des Sials seismisch nachweisbar? Mehre Seismologen haben sie nachzuweisen versucht. Da die Geschwindigkeiten der longitudinalen und transversalen Erdbebenwellen im Granit und Gabbro, die das Sial ausmachen, erheblich kleiner sind als im Peridotit (Sima) müssten die Gebirgswurzeln Verzögerungen der aus dem Sima an die Erdoberfläche gelangenden Wellen hervorrufen.



Bei der Bearbeitung der dem *Strassburger-Bulletin* (Bulletin du mois de janvier 1946) entnommenen Zeitangaben für die Walliser-Beben, von denen das vom 25. Januar 1946 das stärkste war, fand E. WANNER für die Station Chur eine Verspätung der aus dem Peridotit kammenden P_n -Welle von 2,1 sec und führte sie auf eine 17 km dicke Alpenwurzel zurück. Es sind dabei aber einige Versehen unterlaufen, nach deren Berücksichtigung sich für Chur eine ganz normale Laufzeit ergibt, wie die Figur 1 zeigt. Auch die von italienischen Seismologen veröffentlichten Laufzeiten zu den fünf Erdbeben vom 18.10.1936 (CALOI), 11. Februar 1939 (CALOI), 5.9.1950 (Di FILIPPO

P. BYERLY auf Grund von Untersuchungen an kalifornischen Erdbeben angenommene sehr starke Verdickung der Granitschicht unter der Sierra Nevada nicht existiert, dürfte die Hypothese von AIRY aufzugeben sein. An ihre Stelle kann vielleicht die bereits von BOUGUER und CONDAMINE geäußerte Ansicht treten, dass die negativen Bouguer-Anomalien durch unter den Gebirgen befindliche teigartige (geschmolzene und daher leichtere) Gesteinsmassen hervorgerufen werden. Über diese «Gegenwurzel» der Gebirge schrieb BOSCOVICH (1750/70): «Les montagnes se forment, je pense, pour la plupart par l'effet d'une chaleur interne qui soulève les couches de la terre les plus proches de la surface.»

Der Vortragende schloss seine Ausführungen mit der Anregung zwei reflexionsseismische Profile durch die Alpen zu legen, je ein Querprofil durch die Schweizer - und die Zentral-Alpen.

Discussion

Dr. WANNER: In der Arbeit über den Tiefgang der Alpenfaltung wurde für Chur bei der P_n -Phase eine Verspätung von ca. 2 Sekunden nachgewiesen. Die Interpretation einer solchen Verspätung ist nicht ganz eindeutig. Sie kann durch die Gebirgswurzeln verursacht sein, sicher trägt aber auch das Deckgebirge mit seinen kleineren Wellengeschwindigkeiten etwas zur Verspätung bei. Falls die Annahme von Herrn Mintrop, der von Chur benützte Einsatz sei nicht P_n , richtig ist, müsste P_n in Chur noch später eintreffen, was die Verspätung vergrößern würde.

Dr. BROCKAMP: Da die Hypothese von AIRY eine erhebliche Plastizität bestimmter Schichten verlangt, ist eine umfangreiche Beobachtung über die Starrheit der Erde an verschiedenen Stellen erforderlich. Als Beitrag zu dieser Frage wäre es zu begrüssen, wenn über Vulkangebieten (Ätna, Vesuv, z. B.) Schwere und Gezeitenprofile aufgenommen würden.

Professor JEFFREYS: I found no correlation between height of station and residual in P in several statistical studies. Dr. MINTROP has given additional evidence for this conclusion. I do not altogether agree with his interpretation. The Gravity anomaly is certain and must involve extra thickness of matter of low density. To that extent we must retain the Airy theory. I disagree with the identification of the dense layer with a plastic layer. There is no direct evidence that the dense layer is plastic; at the least this is a much more recondite hypothesis. The density is the crucial matter; unless we are willing to alter the law of gravitation.

Professor MINTROP: Zu der Bemerkung von Herrn WANNER muss ich feststellen, dass ich zu keiner Zeit behauptet habe, der erste Einsatz in Chur sei nicht die P_n -Welle. Ich habe mich nur dagegen gewandt, dass Herr WANNER in die Ausgleichung der Laufzeiten *alle* Beobachtungen einbezieht, unbekümmert um die Epizentralentfernungen der einzelnen Stationen. WANNER tut so als ob nur die P_n -Schicht vorhanden sei, während doch Gabbro, Granit und Sedimente darüber liegen. Infolge dieses Vorgehens ergibt sich für die nur 86 km entfernte Station Neuchâtel eine Voreilung von 1,0 sek. Herr WANNER schreibt dazu in seiner Original-Abhandlung: «Der erste Einsatz in Neuchâtel ist sicher nicht die P_n -Phase.» Wenn aber trotzdem der erste Einsatz eine Sekunde unter der Laufzeit-Geraden für die P_n -Welle liegt, während auf den weiteren Stationen Basel (136 km), Zürich (147 km) und Chur (166 km) Verspätungen der ersten Einsätze von 0,6 sek, 1,4 sek und 2,1 sek auftreten, so deutet sich in diesen Erscheinungen ein systematischer Auswertungsfehler an. Herr WANNER hat den grundsätzlichen

Fehler gemacht, Beobachtungen einer Ausgleichung nach der Methode der kleinsten Quadrate zu unterziehen, die sich auf verschiedene Schichten beziehen.

Professor JEFFREYS gegenüber möchte ich meiner Freude Ausdruck geben, dass unsere Auffassungen sich in allen Teilen vollkommen decken. Auch ich habe keine Anzeichen dafür gefunden, dass die schwerere Schicht plastisch ist. Diese Annahme wird von den Anhängern der Airy'schen Schwimmhypothese gemacht, indem sie es für möglich halten, dass das leichtere Sial in das schwerere Sima eintaucht (Gebirgswurzel). Im Gegensatz dazu vertrete ich in Übereinstimmung mit zahlreichen früheren Autoren die Ansicht dass die plastische Schicht unter den Gebirgen höher liegt als ausserhalb derselben, während die Anhänger von Airy das Umgekehrte behaupten. Die beobachteten bzw. berechneten negativen Bouguer-Anomalien sind durch die Aufwölbung der leichteren plastischen Schicht zu erklären, wie Herr ROSENBACH überschläglich berechnet hat. Zu der von Herrn JEFFREYS geäußerten Befürchtung, dass bei einer Aufgabe der Airy'schen Schwimmhypothese eine Änderung des Gesetzes der Schwere erforderlich sei, liegt demnach keine Veranlassung vor.

Seit meinem Vortrage in Stuttgart ist in *Annali di Geofisica* (Vol. V, 1952, Nr. 2, p. 163-200), eine Abhandlung erschienen, die u. a. eine ausführliche Darstellung des oben behandelten Themas bringt.

X

H. REICH ⁽¹⁾, München

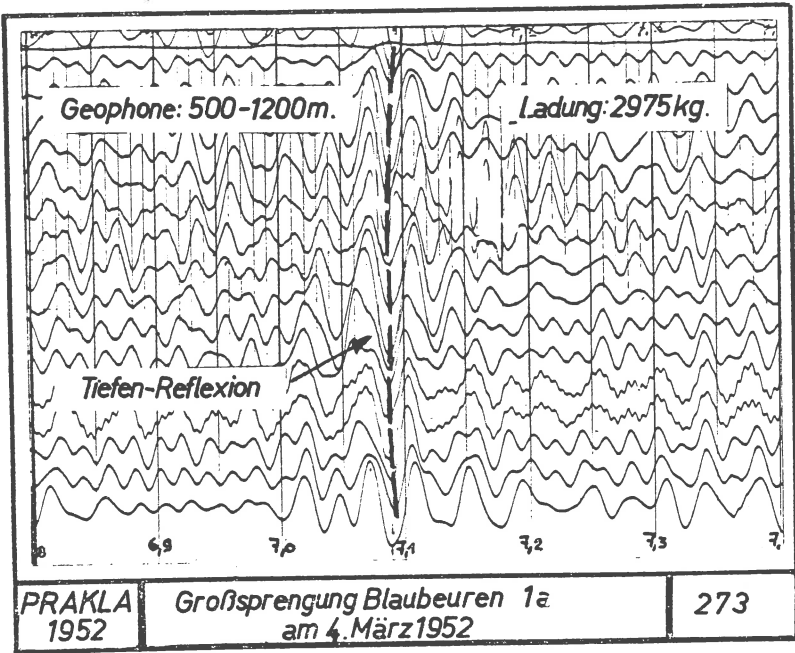
Über reflexionsseismische Beobachtungen der PRAKLA aus großen Tiefen bei den großen Steinbruch-Sprengungen in Blaubeuren am 4. März und am 10. Mai 1952

Bei zwei großen Steinbruchsprengungen in Blaubeuren am 4. III und 10.V.1952 wurden durch die modernen Reflexionsapparaturen der Prakla ⁽²⁾ sehr gute Reflexionen in einem Zeitabstand von 7,075 und 9,20 s vom Schußmoment registriert. Die erzielten Ergebnisse erhalten dadurch ein besonderes Gewicht, daß es sich um 3 unabhängige Beobachtungen handelt. Am 4. 3. wurde von der Prakla mit einem, am 10. 5. sogar mit 2 modernen Reflexionsapparaten in Blaubeuren registriert. Die Abbildungen zeigen die am 4.3. mit « gemischter ». Einstellung der Prakla-Apparatur erzielten Seismogramme. Es ist offenbar, daß diese Reflexionen aus großen Tiefen der Erdrinde stammen. Unter Benützung der bei der Haslachsprengung 1948 gewonnenen Geschwindigkeitswerte errechnet sich für die 1. reflektierende Fläche eine Tiefe von 20,3 km für die 2. reflektierende Fläche eine Tiefe von 27,6 km. Die erste Fläche kann damit als die Grenze der sog. Granitzone gegen die Gabbrozone (also die « CONRAD-Diskontinuität »), die zweite Fläche als die Grenze der Gabbrozone gegen die Peridotitzone (also die « MOHORovičić-Diskontinuität ») angesprochen werden. Bemerkenswert ist die Klarheit der gemessenen

(1) Die Arbeit wird mit allen Einzelheiten im *Geologischen Jahrbuch*, Hannover, veröffentlicht.

(2) Gesellschaft für praktische Lagerstättenforschung, G.m.b.H. Hannover.

Reflexionen, die aussagt, daß es sich bei diesen Zonengrenzen um keinen Übergang des einen Gesteinstyps in den anderen handelt, sondern um scharfe Grenzflächen (Diskontinuitäten).



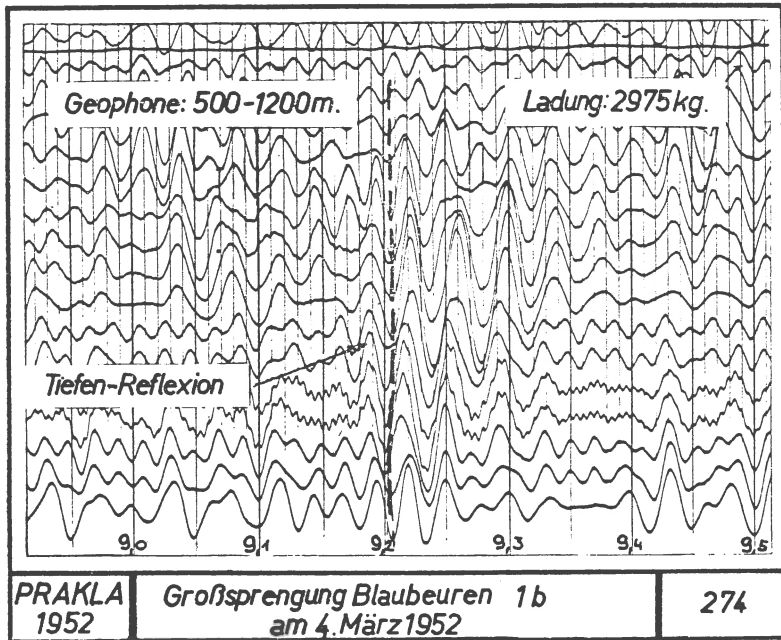
Auf die Möglichkeit der Beobachtung solcher tiefen Reflexionen hat zuerst Arne JUNGER in den *Geophysics*, 1951 hingewiesen ⁽¹⁾ Er erhielt bei normalen Reflexionsschüssen mit nur 25 Pfund Ladung in Montana, USA, tiefe Reflexionen in einem Zeitabstand von 7, 1 bis 8, 5 s vom Schußmoment.

ASSOCIATION INTERNATIONALE DE GÉODÉSIE

BIBLIOGRAPHIE GÉODÉSIQUE INTERNATIONALE

En vente au BUREAU CENTRAL DE L'ASSOCIATION DE GÉODÉSIE
49, rue Auber, Paris-IX^e (France).

Blaubeuren liegt nicht weit entfernt von dem Profil, das bei der Haslach-sprengung am 28./29.4.1948 seismisch aufgenommen wurde. J.-P. ROTHÉ und E. PETERSCHMITT⁽²⁾ kamen bei der refraktionsseismischen Auswertung der erhaltenen Seismogramme zu einer mittleren Tiefe von 20, 1 km für die Gabbrozone und 30,3 km für die Peridotitzone im Bereich dieses Profils. H. REICH, G. A. SCHULZE und O. FÖRTSCH⁽³⁻⁴⁾ erhielten in ihrem Profil in der Höhe der Donau 20 km für die Tiefe der Gabbrozone und 29 km für die Tiefe der Peridotitzone im Bereich vom Schwarzwald bis zur Donau. Wenn man bedenkt, daß das Haslach-Profil eine Länge von 210 km hatte und selbstverständlich auf dieser langen Strecke gewisse Schwankungen in der Tiefenlage der einzelnen Zonen vorhanden sein werden, so kann die Übereinstimmung der in Blaubeuren reflexionsseismisch bestimmten Tiefen mit den refraktionsseismisch bestimmten als sehr gut bezeichnet werden.



Diese sehr gute Übereinstimmung der tiefen reflexionsseismisch bestimmten Tiefen mit den Tiefen, die von verschiedenen Autoren refraktionsseismisch berechnet waren, gibt auch in diesen großen Tiefen die Gewähr für die Richtigkeit des Vorhandenseins und der Tiefenlagen dieser Grenzflächen. Damit ist gezeigt, daß die in der angewandten Seismik in geringer Tiefe bewährten Verfahren auch Gültigkeit für diese großen Tiefen haben und darin liegt nicht zum wenigsten die Bedeutung dieser Versuche.

Schrifttum :

1. JUNGER, A., Deep basement reflections in Big Horn Country, Montana. *Geophysics*, Vol. 16, S. 499-505, 1951.
2. ROTHÉ, J.P. et PETERSCHMITT, E., Étude séismique des explosions d'Haslach, *Ann. Inst. Phys. Globe, Univ. Strasbourg*, N. Sér. 5, Part 3, *Geophys.*, 1950 (13-38).

3. REICH, H., SCHULZE, G. A. und FÖRTSCH, O., Das geophysikalische Ergebnis der Sprengung von Haslach im südlichen Schwarzwald am 28. und 29. April 1948, *Geol. Rdsch.*, Vol. 36, 1948 (p. 85-96).
4. FÖRTSCH, O., Analyse der seismischen Registrierungen der Grosssprengung bei Haslach im Schwarzwald am 28. April 1948, *Geol. Jahrb.*, 66^e an., 1951 (p. 65-80).

Discussion

Dr. MINTROP : Wir alle sind tief beeindruckt durch die Ergebnisse der reflexionsseismischen Messungen, die Herr REICH uns so schön und überzeugend dargestellt hat. Wie es A. MOHOROVICIC vor 42 Jahren als erstem gelungen ist, durch seismische Refraktionsmessungen bei natürlichen Erdbeben die Peridotit-Schicht mit der Wellengeschwindigkeit 8 km/sec nachzuweisen, ist es jetzt Herrn REICH und seinen Mitarbeitern gelungen die Grenzfläche zwischen der Gabbro- und der Peridotit-Schicht mittels sprengseismischen Reflexionsmessungen der Tiefe nach festzustellen. Damit ist bereits der experimentelle Beweis erbracht, dass es, wie ich am Schluss meines heutigen Vortrages vorgeschlagen habe, möglich ist sprengseismische Reflexionsmessungen der Tiefenprofile der Alpen zu ermitteln. Wir haben damit am Anfang einer für die Geologie und Geophysik gleich bedeutsamen Klärung der Untergrundverhältnisse der Hochgebirge. In Bezug auf die Alpen ist dies eine alle Seismologen Europas interessierende Aufgabe.

Dr. BROCKAMP : Die Ergebnisse von Prof. REICH sind auch unter dem Gesichtspunkt wichtig, weil durch die Tiefenreflexionen sichergestellt ist, dass sich in Süd-Deutschland zwischen \bar{P} , P^* und P_n Schicht keine weiteren Schichten befinden. Die Refraktion kann solche Schichten nur bei bestimmten Geschwindigkeitsunterschieden und Mächtigkeiten unterscheiden, die Reflexionsseismik aber, für die Dichte und die Schallhärte entscheidend ist, auch solche mit geringer Mächtigkeit und Geschwindigkeitsunterschieden. So erscheint die von Gutenberg in seinen letzten Arbeiten geforderte Geschwindigkeitsfolge 5,9 - 5,6 - 6,3 - 8,1 km/sec. in Süd-Deutschland ausgeschlossen.

XI

W. HILLER, Stuttgart

Erdbebenherde, Tektonik, Herdtiefe, Herdmechanismus und Schichtung der Erdkruste in Südwestdeutschland

In Südwestdeutschland sind wir in der günstigen Lage, über diese Fragen jetzt schon weitgehend berichten zu können. Denn einerseits ist die seismische Aktivität in diesem Gebiet verhältnismäßig groß und andererseits steht ein ziemlich dichtes Netz guter Nahbeben-Stationen zur Verfügung, das für die spezielle Bearbeitung der einzelnen Beben die notwendigen instrumentellen Unterlagen liefert. Für ganz schwache Beben, die oft nur an einer oder höchstens zwei Stationen registriert werden, liefern die makroseismischen Beobachtungen, für die ebenfalls ein dichtes Netz vorhanden ist, wertvolle Ergänzungen.

Die jahrelangen Erfahrungen haben gezeigt, daß mit diesem Stationsnetz die beste und sicherste Methode zur Bestimmung des Epizentrums die Hyperbelmethode ist und daß mit dieser Methode eine Genauigkeit von 1-3 km in der Bestimmung des Epizentrums erreicht werden kann. Diese

Angabe für die Genauigkeit konnte in drei Fällen an Hand von größeren Sprengungen nachgeprüft werden (erste Sprengung bei Haslach im Schwarzwald, erste Sprengung bei Rottenburg a.N. und Sprengung am Isteiner Klotz). Bei Anwendung der Hyperbelmethode darf man jedoch auf keinen Fall eine herdnah gelegene Station, bei der bereits die noch unbekannte Herdtiefe zu berücksichtigen ist, mit einer ferneren Station kombinieren.

Die so für die letzten drei Jahrzehnte vorgenommene Bestimmung der einzelnen Epizentren hat gezeigt, daß alle diese Epizentren unmittelbar mit bekannten tektonischen Störungen zusammenfallen. Das in den letzten Jahrzehnten regste südwestdeutsche Herdgebiet der Hohenzollernalb fällt mit dem Hohenzollerngraben und seinen zahlreichen Randstörungen zusammen. Die Beben auf der Westseite des Schwarzwaldes und im Oberrheintal können durchweg mit dem Rheintalgraben in Zusammenhang gebracht werden. Im Bereich des Bonndorfer Grabens, des Bruchsystems im Bodenseegebiet und der teilweise nur schwer nachweisbaren tektonischen Störungen in Oberschwaben (infolge jüngerer Ueberdeckung) liegen ebenfalls zahlreiche Bebenherde. Vereinzelt Bebenherde fallen in den Schönbuchgraben bei Tübingen, in die Schurwaldverwerfung bei Plochingen und in das Verwerfungssystem nahe bei Stuttgart und Ludwigsburg.

Wir wissen, daß alle diese tektonischen Störungen im Tertiär und Altdiluvium im Zusammenhang mit der Alpenaufaltung entstanden sind. Und so liegt die Vermutung nahe, daß unsere heutigen Erdbeben in Südwestdeutschland, die alle an diese vorgezeichneten Schwächezonen gebunden sind, wohl nichts anderes sind als noch eine schwache Fortsetzung der Vorgänge, die im Tertiär zur Auffaltung der Alpen geführt haben. Diese Vermutung hat insofern eine praktische Bedeutung, als man nun sagen kann, daß jede tektonisch gestörte Gegend Südwestdeutschlands bis zu einem gewissen Grad erdbebengefährdet ist, auch wenn sie in den vergangenen Jahrzehnten seismisch nicht oder nur wenig hervorgetreten ist. Denn auf Grund allgemeiner Beobachtungen der vergangenen Jahrhunderte hat man genügend Anhaltspunkte dafür, daß sich der Schwerpunkt seismischer Aktivität im Laufe längerer Zeit von einem Gebiet in ein anderes verlagert. Ein lehrreiches Beispiel dafür aus jüngerer Zeit bietet gerade die Hohenzollernalb, die seit dem starken Beben am 16. November 1911 die regste seismische Aktivität in Südwestdeutschland, ja in ganz Deutschland aufweist, während sie vor diesem Zeitpunkt seismisch kaum aufgefallen ist.

Was die Bestimmung der Herdtiefe der einzelnen Beben in Südwestdeutschland anbelangt, so bin ich im Laufe vieler Jahre zu der Ueberzeugung gekommen, daß diese nur dann einigermaßen genau ermittelt werden kann, wenn Registrierungen von einer möglichst herdnah gelegenen Station vorliegen; die Epizentraldistanz dieser Nahstation darf kaum größer sein als die Herdtiefe. Aus diesem Grund habe ich im Jahre 1933 die seismische Station in Meßstetten eingerichtet, die unmittelbar am Rande des Herdgebiets der Hohenzollernalb liegt. Die mit Hilfe dieser Nahstation ermittelten Herdtiefen liegen durchweg zwischen etwa 4 und 10 km. Die Herde liegen also in diesem Gebiet gar nicht so tief wie frühere Berechnungen ohne Verwendung einer Nahstation ergeben haben (30-100 km).

Seit Bestehen des engmaschigen Stationsnetzes mit hochempfindlichen Nahbeben-Seismographen ist es auch möglich, der interessanten und wichtigen Frage nach dem mechanischen Vorgang in den einzelnen Herdgebieten mit einigem Erfolg nachzugehen. Wertvolle Anhaltspunkte dafür gibt die Richtung der ersten Bodenbewegung in den verschiedenen Azimuten vom Herd aus. Wenn das Beben nicht zu schwach ist, kann diese Richtung

der ersten Bodenbewegung den Seismogrammen der umliegenden Stationen mit einiger Sicherheit entnommen werden. Die erste Bodenbewegung ist für ein und dasselbe Beben an manchen Stationen vom Herd weggerichtet (Kompressionswelle) und an anderen Stationen auf den Herd zugerichtet (Dilatationswelle), was zu der Vorstellung führt, daß im Herd gegeneinander gerichtete Kräfte bzw. Bewegungen vorliegen müssen, wie wir sie in einem Scherungsbruch vor uns haben. Je nach der räumlichen Orientierung des Scherungsbruches ändert sich das Bild der azimutalen Verteilung von Kompression und Dilatation.

Für verschiedene räumliche Orientierungen eines derartigen einfachen Scherungsbruches wurde nun rein modellmäßig die zugehörige azimutale Verteilung der Richtung der ersten Bodenbewegung abgeleitet und zwar, um den mechanischen Herdvorgang vollräumig zu erfassen, sowohl für die vom Herd aus nach oben abgehende Pg-welle als auch für die vom Herd aus nach unten abgehende Pb- bzw. Pn-Welle. So ergab sich eine ganze Reihe modellmäßig abgeleiteter Verteilungen von Kompression und Dilatation für Pg und für Pb bzw. Pn je nach dem zugrunde gelegten mechanischen Vorgang im Herd (z. B. horizontaler Scherungsbruch entlang einer vertikalen Trennungsfläche, horizontaler Scherungsbruch entlang einer horizontalen Trennungsfläche, vertikaler Scherungsbruch entlang einer vertikalen Trennungsfläche, vertikaler Scherungsbruch entlang einer geneigten Trennungsfläche, horizontaler Scherungsbruch entlang einer geneigten Trennungsfläche usw.). Die für die einzelnen stärkeren Beben nach den Beobachtungen gewonnenen Verteilungsbilder von Kompression und Dilatation für Pg und Pb bzw. Pn können nun mit den modellmäßig abgeleiteten verglichen und so einem bestimmten Fall, d. h. einer bestimmten räumlichen Orientierung des Scherungsbruches zugeordnet werden. Die Zuordnung zu einer bestimmten Bewegungsrichtung bleibt allerdings insofern zweideutig, als immer zwei aufeinander senkrecht stehende Bewegungsrichtungen möglich sind; zum Beispiel geben ein vertikaler Scherungsbruch entlang einer vertikalen Trennungsfläche und ein horizontaler Scherungsbruch entlang einer horizontalen Trennungsfläche dieselbe Verteilung von Kompression und Dilatation.

Die Beobachtungen in den letzten Jahrzehnten haben gezeigt, daß die azimutale Verteilung von Kompression und Dilatation bei Pg und Pb bzw. Pn für die einzelnen Herdgebiete in Südwestdeutschland recht verschieden ist, woraus man schließen muß, daß auch der mechanische Vorgang im Herd in den einzelnen Herdgebieten verschieden ist. In Oberschwaben und im Bodenseegebiet, also im unmittelbaren Alpenvorland, haben wir vorwiegend horizontal gerichtete Scherungsbrüche entlang einer vertikalen Trennungsfläche, während wir im Rheintalgraben und auf der Westseite des Schwarzwaldes (Rastatter Beben am 8.2.1933, Hornisgrindebeben am 30.12.1935, Karlsruher Beben am 7.6.1948) durchweg schräg gestellte Scherungsbrüche entlang einer geneigten Trennungsfläche haben. Im Gebiet der Hohenzollernalb, also räumlich zwischen unmittelbarem Alpenvorland und Rheintalgraben, kommen beide Arten von Scherungsbrüchen vor. Wir haben also bei den heutigen Erdbeben in Südwestdeutschland im wesentlichen noch denselben mechanischen Vorgang im Herd wie er auch schon beim Entstehen der tektonischen Störungen im Zusammenhang mit der Alpenauffaltung vorhanden war.

Um im engeren Herdgebiet der Hohenzollernalb möglichst viele Angaben für die Richtung der ersten Bodenbewegung zu erhalten, wurden dort in den letzten Jahren in einem Umkreis von etwa 10 km Radius engmaschig 30

einfache Geräte (Seismoskope) aufgestellt, die für ein stärkeres Beben die Richtung der ersten Bodenbewegung anzeigen.

Wenn die heutigen Erdbeben Südwestdeutschlands noch auf eine schwache Nachwirkung der Alpenauffaltung zurückzuführen sind, so ist zu vermuten, daß die einzelnen Herdgebiete kräftemäßig nicht ganz unabhängig voneinander, sondern irgendwie miteinander verkoppelt sind. Es handelt sich dabei natürlich um außerordentlich verwickelte Wechselbeziehungen, deren Nachweis und Klärung im einzelnen zunächst noch nicht möglich ist. Daß aber sehr wahrscheinlich derartige Wechselbeziehungen zwischen den einzelnen Herdgebieten vorhanden sind, wird aus der zeitlichen Aufeinanderfolge der Beben in den Jahren 1933 bis 1936 vermutet, in denen die Herde der Hohenzollernalb, Oberschwabens mit dem Bodenseegebiet, des Südschwarzwaldes, des Rheintalgrabens und des Nordschwarzwaldes dauernd hin und her ansprachen.

Der zeitliche Ablauf der Gesamt-Seismizität in Südwestdeutschland in den zurückliegenden 50 Jahren zeigt eine gewisse Periodizität, nämlich mehr oder weniger stark ausgeprägte Maxima in den Jahren 1900-1902, 1911-1913, 1924, 1933-1935 und 1943-1944, also etwa in einem Abstand von 10-11 Jahren, im Zyklus der Sonnenflecken. Die Maxima der Seismizität fallen etwa mit den Minimis der Sonnenflecken zusammen. Der Beobachtungszeitraum von 50 Jahren ist aber zu kurz, um daraus irgendwelche Schlußfolgerungen ziehen zu dürfen.

Die zahlreichen südwestdeutschen Beben neuerer Zeit wurden für die Fälle, in denen die Herdtiefe einigermaßen zuverlässig ermittelt werden konnte, auch zur Berechnung der Schichtdicken der Erdkruste benützt. Diese Arbeiten sind aber noch nicht abgeschlossen. In großen Zügen kann man die Nahbeben-Seismogramme mit einer Erdkruste von folgendem Aufbau deuten: Etwa 1 km Sedimente; darunter die Granitschicht von 10-15 km Mächtigkeit mit Geschwindigkeiten von 5.6 bzw. 3.3 km/sec für die P- bzw. S-Welle; anschließend die Basalt- oder Gabbroschicht von 10-15 km Mächtigkeit mit Geschwindigkeiten von 6.4 bzw. 3.7 km/sec für die P- bzw. S-Welle; darunter die Peridotitschicht mit Geschwindigkeiten von 8.0-8.2 bzw. 4.7 km/sec für die P- bzw. S-Welle. Die Mohorovičić-Schichtgrenze dürfte also in Südwestdeutschland, auch im unmittelbaren Alpenvorland, nicht tiefer als rund 30 km liegen. Nach den für die Hohenzollernalb neuerdings ermittelten Herdtiefen von 4-10 km liegen dort die Herde in der Granitschicht oder in der Nähe der Grenze zwischen Granit- und Gabbroschicht.

Discussion

Dr. BATH: Les études du mécanisme au foyer d'après la répartition des compressions et dilatations présentent une indétermination. Il y a toujours deux possibilités à 90° l'une de l'autre.

Prof. HILLER: L'étude du sens des ondes Sⁿ peut apporter de nouveaux éléments.

Dr. MINTROP: In Bezug auf die als Antwort auf eine Anfrage von Dr. BATH seitens Prof. HILLER zugegebene Zweideutigkeit möchte ich fragen, ob die mit der örtlichen Geologie besonders vertrauten Geologen eine Entscheidung treffen können? Sodann möchte ich fragen, ob eine Verbindung mit der Bodensee-Konferenz aufgenommen worden ist, die sich mit Bodenwugen in diesem Gebiete befassen? Prof. HILLER bejaht die zweite Frage.

M^{lle} PINAR: Je voudrais indiquer à titre de documentation que quand j'étudiais les séismes de la région de Marmara j'avais trouvé un résultat

contraire à celui du Prof. HILLER, c'est-à-dire l'activité séismique était intense quand le nombre des taches solaires était maximum.

Dr. BROCKAMP bemerkt dass die Atmosphäre zwischen Sonne und Erde geschaltet ist, dass die Vorgänge in dieser sicher sehr kompliziert sind und viel Material zur Ableitung von Beziehungen nötig ist.

Prof. HILLER bestätigt dies.

Dr. KRUMBACH : Est-ce que la position des surfaces de cisaillement déterminées par les études séismiques coïncident avec les directions tectoniques révélées par les Géologues ?

Prof. HILLER : In grossen Zügen ja : In Oberschwaben haben wir vorwiegend horizontal gerichtete Scherungsbrüche, im Rheintal dagegen schräg gestellte Scherungsbrüche. Was die Einzelheiten anbelangt, so bleibt natürlich noch viel Kleinarbeit übrig.

Dr. REICH : Die durch Nahbeobachtungen festgestellte Herdtiefe von nur 4 bis 5 km steht vielleicht in Zusammenhang mit der bei der Haslach-Sprengung von ROTHÉ und PETERSCHMITT ebenso wie von FÖRTSCH festgestellten Grenzfläche in der Granitzone.

Dr. BROCKAMP : Bei Sprengungen ist der Herd punktförmig mit genau bekannten Koordinaten ($h = 0$). Der Explosionsvorgang spielt sich nur eine sehr kurze Zeit ab. Da bei Beben über den zeitlichen Ablauf bei der Auslösung wenig bekannt ist, der Herd sicher nicht oder nur selten punktförmig ist, erscheint es zur Bestimmung von Herdtiefen wünschenswert, für die Alb aus Steinbruch'sprengungen Laufzeitkurven für $h = 0$ aufzustellen und mit den Laufkurven von Beben zu vergleichen. Es steht zu hoffen, dass die Herdtiefen zum mindesten relativ geordnet werden können und auch Anhaltspunkte über die Vorgänge im Herd gewonnen werden.

Dr. KORSCHUMOV : L'étude de séismes qui se sont révélés des explosions, pose le problème de la détermination de la profondeur hypocentrale. Est-ce qu'il existe réellement des foyers très superficiels ?

Prof. HILLER : Par suite de manque de stations très proches on ne peut pas obtenir de valeurs de profondeurs hypocentrales.

Mardi 23 septembre (après-midi)

La présidence de cette séance est assurée par le Dr. WANNER.

XII

H. JEFFREYS, F.R.S., Cambridge

The times of P up to 30°

JEFFREYS and BULLEN found $dt/d\Delta$ for P at short distances to be about $14.3^s/1^\circ$, and this is embodied in their tables. In the Burton-on-Trent explosion P was found to arrive at 8° about 4^s sooner than the tables implied; and comparison with European near earthquake studies indicated that the true value is close to $13.7^s/1^\circ$. This was confirmed by the Heligoland explosion. The present paper describes an attempt to find out whether this change is general, the tables at short distances having been based on earthquakes in the Mediterranean region and in Japan. Earthquakes (including

more recent ones) in the Mediterranean region in fact confirmed the change closely, but those in Japan are found to agree with the present tables 0.5° up to 8° . In Europe $dt/d\Delta$ is nearly constant up to 14° ; the difference of travel time between Europe and Japan is partly compensated by a difference in the opposite direction between 14° and 25° . The evidence for a sharp change in $dt/d\Delta$ about 20° is less clear than before. Results from Californian earthquakes are indecisive, principally because there are seldom enough stations near one azimuth and covering a sufficient range of distance to distinguish satisfactorily between an error in the tabulated times and one in the adopted epicentre.

No decisive evidence was found for or against GUTENBERG's layer of low velocity.

All the travel times agree in implying a rate of increase of velocity with depth not more than a sixth of what laboratory measures of compressibility at different pressures would indicate. Laboratory values of the effect of temperature account for part of the difference, but not for all of it unless the temperature gradient below the outer layers is several times what has hitherto been supposed.

Discussion

M^{lle} LEHMANN : In a study of a North American earthquake I found that the slope of the P curve up to about 13° was about $13.8^{\text{sec}}/\text{degree}$. It was not a deep earthquake so there was disagreement with the JEFFREYS BULLEN 1940 Tables.

As to the 20° discontinuity I have in an earthquake 270 km deep found no indication of two P phases at a distance of about 16° or greater.

On the other hand I have in the Ivigtut record of the Timiscaming earthquake of 1935 at a distance of about 22° found a small P phase followed by a very much larger one — and it was only this later, stronger phase that was recorded at Bozeman at approximately the same distance.

In the earthquake I have studied there has not been a gap in the P curve, but the amplitudes of P have been small at distances from about 5° to 15° .

Prof. JEFFREYS : S waves are much more difficult than P and the new methods have not yet been applied to it. GUTENBERG has pointed out that a low velocity layer would help to explain why S at short distances in deep Japanese shocks is much clearer than in shallow ones.

I preferred not to base conclusions on amplitudes until these have been more studied to estimate the relative importance of different possible causes of variations.

Dr. STONELEY : The possibility needs to be investigated whether the small amplitudes observed for P between $\Delta = 13^\circ$ and $\Delta = 20^\circ$ can arise from scattering in the material round about the maximum depth reached, some 300-400 km. For rays crossing this region at a larger angle the absorption and scattering would be small, but might be considerable for rays crossing at a small angle.

Prof. MINTROP : I am not sure if I got the point of the discussion but anyhow I would like to call the attention to the fact that in case of thin layers the time distance curve will break off after a short increase of distance, but in case an other thin layer follows in greater depth the time-distance curve re-appears again. It might be that this same effect which has been observed in seismic exploration will be observed in time distance curves of natural earthquakes.

XIII

M^{lle} Nuriye PINAR, Istanbul

Catalogue explicatif des tremblements de terre en Turquie

But du catalogue (1)

- 1 — Étude d'ensemble des séismes turcs et des régions sismiques de la Turquie.
- 2 — Description sommaire des régions sismiques principales et secondaires. Établissement des relations entre la structure géologique et l'activité sismique.
- 3 — Donner une liste chronologique, autant que possible complète, des séismes de chaque zone sismique.
- 4 — Analyser la situation géologique des épïcêtres.
- 5 — Donner ainsi aux sismologues les renseignements géologiques nécessaires concernant les séismes.
- 6 — Donner aux ingénieurs les indications indispensables pour l'établissement d'un nouveau règlement au sujet des constructions dans les zones sismiques. Dans ce but une liste alphabétique des villages a été faite avec les données géologiques, ce qui facilitera le travail des ingénieurs.

Sources consultées

- 1 — Publications turques et étrangères (disponibles en Turquie).
- 2 — Dossiers du Ministère des Travaux publics d'Ankara. Depuis vingt ans nous avons un bureau sismique qui travaille très sérieusement.
- 3 — Données recueillies pendant des voyages d'études entrepris par les deux auteurs depuis 1938. Ces voyages représentent un total de plus de 150.000 km. Les données fournies par les paysans et les fonctionnaires concernent surtout les séismes ressentis au cours des dernières 70-80 années.
- 4 — Renseignements tirés des journaux publiés à Istanbul et Izmir, en turc et en français depuis 1840.
- 5 — Documents fournis par les directions des Musées locaux (anciens livres et inscriptions sur les monuments).

Résultat du travail

La coordination du matériel existant nous a permis d'obtenir les résultats suivants :

- 1 — En Turquie il y a 4 régions sismiques de premier ordre : Anatolie Occidentale (région égéenne et région de Marmara); Anatolie centrale; Anatolie Sud-Orientale; Anatolie septentrionale.
- 2 — Ces régions sont en relation étroite avec le réseau d'accidents tectoniques épirogéniques (voir la communication sur : Relation entre la tectonique et la sismologie).
- 3 — Dans ces régions on peut distinguer des zones susceptibles d'être comparées par leur extension à la ligne de Saint-Andrea en Californie..... par exemple la zone sismique d'Anatolie nord, dont la longueur, dans le sec-

(1) Ce catalogue est rédigé par le Dr. N. PINAR et le Dr. E. LAHN, et la version en langue turque par les soins du Ministère des Travaux Publics a paru en novembre 1952.

teur turc est de 1.500 km., ou la zone d'Anatolie sud-orientale dont la longueur en territoire turc est de 750 km.

4 — Parmi les tremblements de terre turcs il y a des catastrophes dont l'intensité dépasse le degré X de l'échelle MERCALLI-SIEBERG, pour lesquels le Prof. ROTHÉ a calculé la magnitude 8. Ces séismes, ceux de Mürefte en 1912 et d'Erzincan en 1939, sont catalogués parmi les 15 plus grands séismes mondiaux.

5 — La périodicité moyenne de catastrophes semblables à celles d'Erzincan est d'environ 1 siècle, exactement 60-80 ans.

6 — Dans chaque région séismique, des périodes relativement calmes succèdent à des périodes d'activité intense. Par exemple le secteur central de la zone d'Anatolie nord, qui a connu plusieurs catastrophes depuis 1939, avait eu son dernier grand séisme en 1859, précédé lui-même par ceux de 1783, 1766, 1707, 1666, 1509, 1458, 1374.

La zone de Bursa est calme depuis 1855. La zone d'Izmir était calme au 19^e siècle, mais assez active au 20^e siècle.

7 — Nous avons pu établir les nombres suivants pour les différentes régions séismiques :

- a) Anatolie occidentale. Depuis le 11^e siècle jusqu'à 1951, 550 séismes ont été ressentis.
- b) Anatolie septentrionale. Depuis 127 jusqu'à 1952, 191 secousses ont été ressenties.
- c) Anatolie centrale. Depuis 1205 jusqu'à 1951 on a ressenti 42 secousses.
- d) Anatolie sud-orientale. De 110 à 1951 on a ressenti 135 secousses.

Outre ces séismes destructeurs pour la plupart, presque toute l'Anatolie est constamment secouée; par exemple en Anatolie occidentale on inscrit 100-150 secousses non dangereuses par an.

Afin de ne pas fausser les esprits nous n'avons pas porté au catalogue ces données récentes, mais on peut dire que la Turquie est, malheureusement, un des pays les plus actifs au point de vue séismique.

XIV

H. DILGAN, G. GRENET et F. ROESLI (1), Istanbul

L'Institut Séismologique de l'I.T.U.
et le développement des recherches séismologiques en Turquie

Le nouvel Institut de Séismologie, établi cette année à l'Université Technique d'Istanbul (I.T.U.), a été créé avec l'aide de l'UNESCO, Mr. le professeur B. GUTENBERG étant conseiller pour le projet.

L'Institut a commencé de fonctionner dès le mois de mars de l'année courante. Ses buts, décrits dans l'accord entre le Gouvernement turc et l'UNESCO sont à la fois scientifiques et pratiques.

L'Anatolie, occupée entièrement par les chaînes des montagnes du système alpin, est une région particulièrement intéressante pour l'étude des phénomènes séismiques et tectoniques. La mobilité est encore plus grande

(1) Note présentée par M. DILGAN.

ici que dans les Alpes mêmes qui ont déjà atteint une certaine rigidité. Ce fait se manifeste, en termes séismiques, par les tremblements de terre très fréquents et souvent destructifs. Quant à la tectonique, la différence est caractérisée par une juxtaposition des éléments structuraux alors que, dans les Alpes, on a une superposition. Ainsi la zone mobile, encadrée entre la plate-forme russe et le promontoire Arabe, est un ensemble d'origine bien hétérogène. Géologiquement, ce fait se manifeste par des changements rapides des faciès. Le centre de l'Asie Mineure est occupé par deux grands massifs intermédiaires : le massif des Méandres et celui de Kerchehir. Cette partie, plus rigide que le reste, est tout de même affectée par les plissements alpins. Vers l'extérieur s'ajoutent, au Nord les chaînes des Anatolides et vers la Mer Noire les Pontides, au Sud les Taurides et les Iranides. L'ensemble est coupé par plusieurs systèmes de failles plus ou moins actives qui sont concentrées surtout dans quatre régions : la zone égéenne, la zone Nord-Anatolienne, la zone de la frontière Est, et la zone de Hatay (fosse Jordanienne).

Pour étudier les séismes de la Turquie notre projet est d'installer cette année, 3 nouvelles stations, et par la suite de prévoir une série d'emplacements pouvant être occupés par des stations mobiles. Le réseau prévu comprendra les stations suivantes :

- 1 — *Kandilli*, station déjà existante, situé au côté Anatolien du Bosphore sur des calcaires dévoniens.
- 2 — *Tchiné*, prévu au Sud de la région Egéenne au Sud-Est de Smyrne, sur le granit de la partie Sud du massif des Méandres.
- 3 — *Kastamonu*, au Nord de la zone de failles Nord Anatolienne, dans les chaînes des Anatolides, sur des grès calcaires du Nummulitique.
- 4 — *Elazig*, au Sud de la faille Nord Anatolienne, au Nord du promontoire Arabe, sur des roches volcaniques.

La station de *Kandilli* possède déjà les séismographes suivants : trois composantes GALITZIN (Cambridge), un Vertical courte période COULOMB et GRENET, un Horizontal WIECHERT de 200 kg., un Vertical WIECHERT de 80 kg. et deux composantes Horizontales MAINKA (S.O.M.) de 450 kg.

Les trois autres stations seront équipées chacune d'un séismographe Vertical à courte période COULOMB et GRENET. Suivant les résultats obtenus, nous déciderons dans quelles stations il sera utile d'installer par la suite d'autres séismographes. Pour éviter de multiplier les stations séismologiques fixes nous envisageons d'utiliser une ou plusieurs stations mobiles dotées d'appareils à courte période.

Nous avons établi un plan de principe comportant 11 emplacements qui pourront être occupés par les stations mobiles. En allant de l'Ouest à l'Est ce sont :

Balya (39° 48' N; 27° 40' E), Kütahya (39° 25' N; 29° 57' E),
 Egirdir (38° 03' N; 31° 23' E), Ankara (39° 56' N; 32° 52' E),
 Nigde (37° 57' N; 34° 42' E), Kavak (41° 06' N; 36° 03' E),
 Maras (37° 35' N; 36° 54' E), Gümüsane (40° 28' N; 39° 22' E),
 Mardin (37° 18' N; 40° 47' E), Bitlis (38° 24' N; 42° 02' E),
 Kars (40° 37' N; 43° 07' E) (1).

Ces stations sont situées de part et d'autre de la zone séismique Nord-Anatolienne de façon à faciliter la détermination des hypocentres pour cette

(1) Coordonnées géographiques lues sur la carte (E. PETERSCHMITT).

zone. Cette distribution des stations sera également satisfaisante pour les autres zones sismiques.

Nous espérons ainsi préciser le mécanisme et la cause des séismes dans chaque région. Ces stations permettront la détermination des vitesses des ondes sismiques dans les couches superficielles de la terre et la connaissance de ces vitesses fournira des renseignements tectoniques.

Parmi les stations fixes, celle d'Elazig aura l'avantage d'être loin des côtes, et nous espérons que l'agitation microsismique y sera particulièrement faible, ce qui nous permettra d'obtenir une amplification très grande. Nous espérons que la contribution du réseau sismologique Turc à l'étude mondiale des séismes sera importante.

L'Institut sismologique est également chargé de l'enseignement et il est prévu de créer à l'Université Technique d'Istanbul des chaires pour la Géophysique, la Séismologie et la Tectonique. Mais c'est surtout du point de vue pratique que le Gouvernement Turc s'était décidé de créer cet Institut, étant donné que les sévères dégâts et nombreux accidents fatals causés par les tremblements de terre avaient affecté sérieusement l'économie du pays. Ainsi on espère pouvoir diminuer sensiblement les dommages par des moyens de constructions antisismiques et d'autres mesures préventives.

Discussion

Le Dr. WANNER se fondant sur ses propres expériences recommande l'utilisation de stations mobiles dans les régions épacentrales immédiatement après la production d'un grand séisme.

XV

R. E. INGRAM, S.J., Dublin

Motion at the Focus and the S-Wave

The method of BYERLY and HODGSON has been used successfully to investigate the motion at the focus of an earthquake. Stations are plotted on a stereographic map in their extended positions, i.e. where the tangent to the ray of the P wave at the focus meets the earth's surface, and are marked according as they recorded compression or dilatation. The epicentre is the centre of the map. The fault plane and the auxiliary plane (a plane through the epicentre perpendicular to the motion direction) are circles (fault circle and auxiliary circle) passing through the centre and dividing compressions from dilatations in alternate segments. The plunge plane (a vertical plane containing the motion direction) is a line through the centre of the map and the centre of the auxiliary circle. The circles must satisfy certain orthogonality criteria. In practice, the stations are marked in their extended (P) positions and the circles are drawn to divide the compressions from the dilatations and to satisfy the orthogonality conditions, but an ambiguity remains as to which circle is the fault circle and which the auxiliary circle. [Cf. Contribution from the Dominion Observatory, Ottawa, J.H. HODGSON and W.G. MILNE : Faulting of Certain Earthquakes of the North Pacific : *Bull. seismol. Soc. Amer.*, Vol. 41, N° 3, pp. 221-242, 1951.]

We may also note that if a station have its extended (P) position on an arc of one of the circles, the recording of P should appear dubious, or ill-defined, as compression or dilatation.

The term "extended (P) position", with the emphasis on the symbol "P" has been introduced deliberately. For, on the same map and on the same line from the centre, other extended positions can be plotted for the stations corresponding to their extended positions for the S wave or any other waves, refracted or reflected, we may choose. The extended position is, in each case, the point in which the tangent to the ray at the epicentre meets the earth's surface. Thus, we have extended (S) position, extended (Pg) position, extended (PS) position, extended (PcP) position etc. for each station and all may be marked as different points on a straight line from the centre of the map. In all cases, changes of direction of motion, as recorded, should fit into the two circles. Care must be taken that the sense of motion, when changed by reflection or refraction, is also changed on the map. In this way recordings of compression or dilatation for PP, or recordings of Z + or Z - for PS, may be considered and fill up certain doubtful areas before drawing the circles.

In the same way we may consider extended (S) positions and their projections on the map. Consider, firstly, a vertical fault. In the fault plane no pure S should be recorded, no movement if the ray is in the direction of the ground movement and a rotation (S recorded differing in phase on the components of a station!), or no movement — we are not sure which — in the perpendicular direction. Perpendicular to the fault plane, S should be strongly recorded and should be SH if the ground movement is horizontal and SV if vertical. The fault plane divides the earth into two sections in which the movements recorded are opposite; therefore, also, the fault circle divides the map. Actual directions of motion can be easily found in this simple case. The general case, an inclined fault plane with motion in any direction, is difficult to handle. But, again, the sense of S is changed (e.g. Z + to Z - in SV) on crossing the fault circle. A station whose extended (S) position lies on the fault circle should have S poorly defined or out of phase. Such considerations may help to resolve the ambiguity as to which circle is the fault circle.

For near earthquakes, when the epicentre and depth are known, use might be made of extended (P \hat{g}) positions, extended (Pn) positions, extended (S \hat{g}) positions etc. and a few stations suitably placed may give a very good picture of the mechanism at the focus. In each case the ray as it leaves the focus is of importance, its tangent must be produced to meet the earth's surface, possibly in a very distant point (as in the case of a shallow earthquake the extended (Pn) position).

Another application is to use extended (pP) positions for the study of deep earthquakes. Here the extended (pP) positions will be close to the epicentre and should be of great assistance in drawing the circles. However, it is uncertain that the motion is even predominately one of faulting on a plane, and the results, though worth investigating, may be negative.

The method has been applied by the author to an Atlantic Earthquake ($\varphi = 1^\circ \text{ N}$, $\lambda = 27^\circ \text{ W}$) of July 18th 1951, with moderate success.

XVI

G. KRUMBACH, Iéna

Charakteristische Seismogrammformen bei Aufzeichnungen
in Herdgebieten

Bei dem Studium von Bewegungsvorgängen in Schüttergebieten von Erdbeben wurde zur Ausschaltung von störenden Einflüssen ein Horizontal-Seismometer mit direkter optischer Übertragung eingesetzt. Die Aufzeichnungen eines Gebirgsschlages in 17 km Herdentfernung zeigten sowohl bei einem Vorbeben wie bei den mehrere Stunden anhaltenden Nachstößen das gleiche Bild, obwohl die Nachstöße von Ausgleichsbewegungen in der vollständig zerbrochenen Kalilagerstätte herrührten. Die Struktur des Herdgebietes ist vor und nach dem Gebirgsschlag völlig verschieden. Die Übereinstimmung der Seismogramme führt daher zu dem Schluß, daß nicht die Art des Herdvorganges, sondern allein die Lage des Herdes bzw. die Herdtiefe selbst für die Ausbildung der Seismogrammformen maßgebend ist.

Betrachtet man jetzt die Aufzeichnungen von Störungen, die nicht seismischen Ursprunges sind, in etwa 100 km Entfernung vom Herd, so lassen diese, entweder von Gebirgsbewegungen in Bergbaugebieten oder von Sprengungen ausgehend, für einen erfahrenen Beobachter sofort erkennen, daß es sich um "künstliche" Beben handelt. Besonders auffällig ist eine gegen das Ende der Hauptphase gelegene Gruppe gleichmäßiger Schwingungen längerer Periode. Diese können entweder sehr langsamen Oberflächenwellen mit einer Geschwindigkeit von $2-2\frac{1}{2}$ km/sec entsprechen oder aber auch auf eine in größerer Tiefe reflektierte Welle zurückzuführen sein. Eine endgültige Entscheidung läßt sich bei dem bisher vorliegenden Beobachtungsmaterial noch nicht treffen.

Man kann jetzt auch noch Aufzeichnungen unmittelbar in Schüttergebieten von Erdbeben vornehmen. Verwendet wurde wiederum das oben bezeichnete Instrument. In den Aufzeichnungen werden grundsätzlich 2 verschiedenartige Bewegungsvorgänge unterschieden:

- a) kurzperiodische Vorgänge mit einer mittleren Periode
 $T < 1$ sec,
- b) langperiodische Vorgänge mit einer mittleren Periode
 $T > 1$ sec.

Der erste Grundtypus der kurzperiodischen Störungen gleicht dem allgemein bekannten Ortsbebentypus. Die Schwingungen beginnen mit einer starken Maximalamplitude und klingen dann verhältnismäßig gleichmäßig ab. Bei einer zweiten sehr verwandten Form ist die Schwingung nicht symmetrisch zur Ruhelage, sondern einer langperiodischen Bewegung überlagert. Die dritte Form zeigt eine kurzperiodische Bewegung mit mehreren Maxima.

Bei den langperiodischen Bewegungsvorgängen werden auch drei Hauptformen festgestellt. Die Dauer der Erdstöße ist wesentlich länger als bei den kurzperiodischen Typen. Die erste Form hat schwebungsartigen Charakter mit mehreren Maxima und abnehmender Amplitude. Die zweite Form ist eine schwach gedämpfte Schwingung vorwiegend sinusartigen Charakters. Die dritte Form beginnt mit einer steilen Anfangsamplitude und klingt langsam ab, wobei die langperiodische Bewegung von kurzperiodischen Schwingungen überlagert ist (Sägezahntyp). Bei den sich auf mehrere Jahre

erstreckenden Beobachtungen traten immer wieder in unregelmäßigen Abständen die gleichen Bewegungsvorgänge nebeneinander auf. Gelingt es jetzt, gewisse Zusammenhänge zwischen den einzelnen Bewegungsformen und bestimmten Vorgängen in der Tiefe des Bergbaubetriebes zu ermitteln, dann geben umgekehrt die gewonnenen Resultate ein Hilfsmittel an die Hand, aus charakteristischen Seismogrammformen Rückschlüsse auf Bewegungsvorgänge im Herd zu ziehen. Denn es gibt auch bei Fernbebenbeobachtungen ganz charakteristische Seismogrammformen, die auch während sehr langer Beobachtungsperioden und selbst bei untereinander entfernten Seismometerstationen festgestellt werden. Es sei an das Beispiel der Kamtschatka-Beben oder auch an Beobachtungsergebnisse von de Quervain an Adria-Beben im Jahre 1906 erinnert. Andererseits läßt die Wiederkehr eines bestimmten Seismogrammtypus, wenn der Bewegungsvorgang gleichzeitig an Häufigkeit und Größe zunimmt, eine drohende Gefahr in einem bestimmten Bereich des Grubengebäudes erkennen.

Discussion

Le Dr. WANNER demande si la période des ondes superficielles dépend de la masse des parties ébranlées.

Le Dr. KRUMBACH précise que la vitesse des ondes à grande période est de l'ordre de 2 km/sec, la période étant toujours à peu près la même.

Dr. REICH: Die 5 bis 10 Mal grössere Intensität des Gebirgsschlags vom 24.V.1940, als sie sonst bei Einsturzbeben mit ähnlichen Massenbewegungen beobachtet wurden, scheint mir darauf hinzuweisen, dass bei der Auslösung der Katastrophe vom 24.V.1940 tektonische Vorgänge mitgespielt haben.

Le Dr. MINTROP indique un effondrement qui s'est produit dans une mine le long d'une faille.

XVII

J. MIHAILOVIĆ, Belgrade

Die seismische Dynamik der Balkan Halbinsel ⁽¹⁾

Wie bekannt ist, zeigt sich der Europäische Kontinent durch seine seismische Charakteristik im allgemeinen ziemlich stabil, aber doch kommen von Zeit zu Zeit in manchen Gegenden seismische Bewegungen und Unruhen verschiedener Intensität vor, die vergänglich sind, aber manchmal von längerer Dauer. Manchmal kommen auch richtige Erdbebenkatastrophen vor. Es ist nötig von allen dem ein klares Bild zu zeigen; unsere Europäische Seismologische Kommission müsste alle bisherigen Bewegungen ausarbeiten.

Die Balkanischen Epizentern. — Am Europäischen Kontinent sind viele Epizentern von Erschütterungen bekannt, von verschiedener Intensität, aber meiner Meinung nach, das Gebiet der Balkan-Halbinsel hat sich bis jetzt als sehr labil erwiesen und seismisch unbeständig mit häufigsten un grössten Erschütterungen.

(1) Texte lu en allemand par le Prof. MEISSER; un résumé en français a été présenté par M. PETERSCHMITT.

Die Gebirgssysteme an der Balkan-Halbinsel. — Am Balkan-Gebiet treffen mehrere grosse Gebirgssysteme zusammen: der westliche Teil der Halbinsel ist erfüllt von Alpen und Dinarischen Blöcken und Falten; Karpatisch-Balkanische Blöcke und Falten breiten sich jedoch im Osten aus. Vom Süden aus liegt zwischen ihnen das Rhodopische Gebirgs-system von Blöcken, wie ein Überbleibsel des alten « Orientalischen Kontinentes », dasselbe neigt ständig nach Nordwesten, und ruft dadurch Bewegungen in den Gebirgs-Blöcken hervor - den Dinarischen gegen Westen, und den Balkanischen gegen Osten.

Die Rolle der alten Rhodop-Masse. — Dieselbe Rhodop-Masse « der alte Orientalische Kontinent » zerfällt in viele Blöcke, grosse und kleine, so dass dieselbe Masse vielen Bewegungen unterliegt und sich als die Quelle vieler Erschütterungen und grosser Katastrophen auf der Halbinsel in allen tektonischen labilen Gebirgsblöcken zeigt.

Die Entzweitrennung (Dislokation) des östlichen Kontinentes. — Die Blöcke aller Gebirgssysteme der Halbinsel haben sich in der geologischen Vergangenheit zur Zeit der Formierung der heutigen Reliefe und der Alpen-oder Mittelmeer Geosynklinae gebildet. Grosse tektonische Erschütterungen und Trennungen der Blöcke haben gelegentlich des Zusammenbruches des östlichen Kontinentes stattgefunden, der als trockenes Festland die heutige Balkan-Halbinsel und die Klein-Asien Halbinsel verbunden hielt. Damals hatte sich diese Verbindung disloziert (entzweigefallen) und als « Aegeida » versunken, und hat sich dadurch das heutige Aegäische Meer gebildet. — Dann sind von dem östlichen Kontinent zwei Horste geblieben: die alte Masse von kristallisierten Schiefer; im Osten der Anatolische Horst (Klein Asien) im Westen der Rhodop-Horst die Balkan-Halbinsel und zwischen ihnen wie ein Graben, das versunkene Plateau der Aegeida, mit ihren eigenen Blöcken und Epizentern. In diesen grossen tektonischen Bewegungen der alten geologischen Zeit liegen die Anfänge der heutigen Quellen der Erdbeben der Halbinsel und bekannter grossen Katastrophen, die noch heute sehr makroseismisch den ganzen Europäischen Kontinent erschüttern und mikroseismisch auf der ganzen Erde (als Planete) registriert werden. Alle diese Erschütterungen von ältester Zeit bis heutzutage illustrieren die seismische Dynamik der Balkan-Halbinsel.

Die Epizenter der heutigen Katastrophen. — In dieser allgemeinen Dynamik der tektonischen Blöcke liegen heute viele Epizenter entlang der Rände der versunkenen Aegeida und auf dem Festland der Balkan-Halbinsel. Viele von diesen Epizentern sind immer in Bewegung, aber es gibt viele Beispiele, wo solche stärkere Bewegungen derselben Blöcke sich mehrere mals wiederholthaben, dass sich immer neue Spaltungen geöffnet, neue Blöcke gebildet und neue Quellen für Erdbeben — verschiedener Intensität — formiert haben. So ist es nämlich bekannt, dass sich grosse Katastrophen wiederholt haben in Konstantinople (Istanbul) 68 mal, bis jetzt, Athen, 7 mal - Brussa 66 mal, Smyrna 66 mal, die Insel Rhodos war 12 mal erschütterter, die Insel Kephalonie 17 mal u.s.w.

Der heutige Zustand der seismischen Dynamik an der Balkan-Halbinsel. — Nach meinen langjährigen, zirka 60 Jahre langen Forschungen über die Erdbeben der Balkan-Halbinsel, bin ich zum folgenden Schluss gekommen: Alle grosse katastrophalen Erdbeben an der Halbinsel haben ihre Epizentern an den Ränden der grossen Rhodop-Blöcke; zum Beispiel: in 1912, zwei grosse Erschütterungen am Marmara Meer; in 1904 zwei grosse Erdbeben

in Süd-Serbien; in 1928 zwei grosse Katastrophen in Süd-Bulgarien, in 1931, zwei grosse Erdbeben in Macedonien, mehrere grosse Erschütterungen auf der Chalchydik, mehrere in Anatolien, u.s.w.

Die Beweglichkeit der grossen Blöcke der Rhodop-Masse. — Die Blöcke der alten Rhodop-Masse sind immer in Bewegung, drücken die Nachbar-Blöcke jüngerer Herkunft, bewegen sie und rufen häufige Erdbeben an der Halbinsel hervor, besonders in Jugoslawien. Wenn sich die Rhodop-Massen nach dem Osten bewegen, kommen im östlichen Teil der Halbinsel Zerstörungen vor: in Tracien, an den Ufern des Marmara-Meereres in der Gegend von Stambul und Dardanellen: wenn sich diese Massen gegen Süden bewegen, dann finden am südlichen Ufer der Halbinsel, von Salonik bis zu den Dardanellen Zerstörungen statt. Wenn sich die Rhodop-Massen nach Westen bewegen, geschehen in Griechenland, Chalchydik und Macedonien Zerstörungen. Unter dem Druck der Rhodop-Masse im Norden häufen sich in Macedonien, Serbien, Bulgarien, Albanien Erschütterungen an, u.s.w.

Die Initiative für alle seismische Bewegungen an der Halbinsel. — Die Initiative für alle seismische Bewegungen der Halbinsel stammt von der ganzen Rhodop-Masse oder ihrer einzelnen Blöcke her. So äussert sich der dynamische Einfluss des Rhodop-Horstes.

Die Rolle des Östlichen-Anatolischen Horstes. — Jedoch der östliche Anatolische Horst ruft durch die Bewegungen seiner Massen und seiner Blöcke viele Erschütterungen in Klein-Asien hervor. u.s.w.

Die Rolle der Blöcke der versunkenen Aegeida. — Die Ursachen aller Erschütterungen, kleinerer und grösserer, am Gebiet der Balkan-Halbinsel, liegen in der dynamischen Situation der Blöcke, die Teile der alten Rhodop-Masse, der Blöcke der versunkenen Aegeida und der seismischen Aktivität ihrer einzelnen Blöcke oder der Inseln des Aegäischen Archipelagus sind.

Schluss. — Um von allen diesen Tatsachen Beweise zu haben, wäre es nötig einen allgemeinen Überblick über alle seismische Geschehen an der Halbinsel zu haben. Man bedarf eines Katalogs aller Erdbeben in der Vergangenheit. So etwas existiert heute noch nicht, weil in manchen Europäischen Ländern noch kein seismischer organisierter Dienst besteht wie, z.B. in Rumänien und Albanien, dieselben Länder sollten für ihr Gebiet eine richtige Übersicht ausarbeiten. Im Interesse richtiger Kenntnisse der seismischen Bewegung in diesem Teile Europas-da die dynamische Spannung aller Blöcke der Balkan-Halbinsel als allgemeine Erscheinung betrachtet werden kann- nehme ich mir die Freiheit und schlage der Europäischen Seismischen Kommission folgende Empfehlungen vor:

- a) Dass in den Ländern, wo noch kein seismischer Dienst organisiert ist, diese Institution eingeführt wird und regelmässig sich betätigt;
- b) Die Ausarbeitung einer allgemeinen Übersicht auch eventuelle Publication bekannter Epizentern und ihrer Aktivität aus allen Europäischen Ländern und speciell auf der Balkan-Halbinsel und dass die geographische und tektonische Lage derselben bezeichnet wird;
- c) Dass man, wenn möglich, die marginalen seismischen Zonen bezeichne, nämlich die tektonischen Linien und ihre seismische Aktivität;
- d) Die Epizentern der versunkenen Aegeida sollen angegeben sein, auch ihre seismische Aktivität an den Rändern und auf ihrem Plateau selbst.
- e) Dass man die Epizentern bekannter Erschütterungen auf dem Festland der Balkan-Halbinsel bestimmt.

f) Alle diese Daten sollen kartographisch und eventuell statistisch und tektonisch dargestellt werden.

g) Für dieses grosse Unternehmen, das im Interesse der guten Kenntnisse seismischer Begebenheiten auf der Halbinsel liegt, sowie allgemeines wissenschaftliches Interesse hat, sollte man den seismologischen Instituten der Balkan Länder, zum Beispiel in Beograd, Zagreb, Sofia, Athen vorschlagen, dass ein jedes dieser Institute für sein Gebiet die benannte Übersicht ausarbeitet und darüber einen Vortrag in einer der nächsten Sitzungen der Europäischen Seismischen Kommission hält.

Das Seismologische Institut zu Beograd verfügt über reiches Material aus alten bestehenden Katalogen der Erschütterungen, und aus seinen eigenen Forschungen über die früheren Erdbeben und würde sehr gerne in diesen bedeutenden Unternehmen, die von allgemeinem wissenschaftlichen Interesse sind, mitarbeiten.

Mercredi 24 septembre (matin)

La séance est ouverte par le Professeur HILLER qui prie le Professeur JEFFREYS d'accepter la présidence.

XVIII

R. STONELEY, F. R. S., Cambridge

On the Thickness of the Continental Layers of Eurasia

This work follows earlier investigations in which the observed group velocities of LOVE waves of known periods led to the following relation between the thicknesses T_1 and T_2 respectively of the so-called granitic and intermediate layers of the Eurasian continent:

$$2T_1 + T_2 = 65.5 \text{ km.}$$

It is desirable that this equation should be checked from observations on RAYLEIGH waves, for which in addition the vertical component records can be utilised. The computation involved in dealing with the problem of RAYLEIGH waves in a double surface layer is however very heavy.

Accordingly, an approximate treatment by « RAYLEIGH's Principle » has been employed. For any postulated ratio of the thicknesses of the layers this gives an overestimate of the thicknesses which needs reduction by about 10 or 15 per cent. Applied to W. ROHRBACH's data on the velocities of transmission of RAYLEIGH waves of known period this method gives values which are consistent with those previously obtained for Eurasia from LOVE waves.

For a single uniform granitic layer of thickness T_1 resting on uniform ultrabasic material of great depth, the RAYLEIGH wave velocities corresponding to a track from the Kwen Lun Mountains to Göttingen give $T_1 = 39.4$ km.; this result does not involve the RAYLEIGH approximation. This value may be compared with the estimate of 34.6 km. obtained on slightly differing hypotheses from LOVE waves.

If the granitic layer is underlain by a uniform layer of basic rock of thickness T_2 , some hypothesis must, in our present state of knowledge, be made concerning the ratio $T_2:T_1$. For RAYLEIGH waves the Kwen Lun earthquake gives for T_1 , on the two hypotheses $T_2 = T_1$ and $T_2 = 2T_1$, the values 27 km. and 19 km. respectively. Reduced by, say, 15 per cent these values are 23 km. and 16 km., which may be compared with the estimates 22.1 km. and 17.6 km. derived on ROHRBACH's data for LOVE Waves.

For a shock in Eastern Bengal the RAYLEIGH waves (both vertical and E. W. components) give 30 km. and 25 km. on the two hypotheses, that is, "reduced values" of 25.5 km. and 21 km., which exceed the LOVE wave estimates of 22.1 km. and 17.6 km. quoted above. However, as these tracks cross the Himalayas the discrepancy is not surprising.

For greater accuracy I have worked out the velocity equation for RAYLEIGH waves in a double surface layer. In its simplest form this equation is expressed as the vanishing of a determinant of the tenth order. The lengthy computations involved in calculating the dependence of velocity on wave-length have been undertaken by the Mathematical Laboratory in Cambridge: the values of the phase-velocity so far obtained confirm those found by the RAYLEIGH approximation to the expected order of accuracy.

Discussion

Prof. JEFFREYS: The recent work on near earthquakes gives estimates of the difference between the constant terms in the times of P_g and P . These are surprisingly nearly constant and suggest that these earthquakes had foci in the sedimentary layer. The difference is about 8.5 and gives another equation connecting T_1 and T_2 . Combining this with Dr. STONELEY's LOVE wave equation gave about $T_1 = 25$ km. $T_2 = 10$ km.; but the uncertainty of T_2 is quite 5 km. In addition it is doubtful how far the region of W. Europe where the near earthquakes occurred is representative of Eurasia as a whole.

Dr. STONELEY: I congratulate Prof. JEFFREYS in having produced a much-needed second relation between the thicknesses T_1 and T_2 . It is a great comfort to me that his reduction of T_2 to about 10 km is in the direction of the small value found in my own investigation.

Dr. BATH: The physical importance of T_1 and T_2 is questionable. Using long paths over Eurasia we only get some kind of mean values. But we know that the thicknesses of the crustal layers vary considerably even over short distances, at least in many places. The assumption of two layers is also uncertain. By this method we simply replace the actual conditions in Eurasia by a two-layer structure with the same thicknesses everywhere, producing the same dispersion as actually observed.

The dispersion is usually very unclear over continental paths and the surface waves irregular, compared with the very regular surface waves with pronounced dispersion obtained over oceanic paths.

XIX

I. LEHMANN, Copenhagen

On the short period surface Wave « L_g » and crustal structure

A short period surface wave L_g arriving in the LOVE wave train has been discovered by M. EWING and F. PRESS (1952). The first arrivals have a

velocity of about 3.5 km/sec. and a period of about $\frac{1}{2}$ s to 6 s. The phase is recorded only when the path is exclusively continental.

The combined Lg and LOVE wave phase bears resemblance to the combined water wave and ground wave phase in records of explosions in shallow water (see EWING, WORZEL and PEKERIS, 1948). PEKERIS developed the theory and found the short period water wave to be a sound wave guided by the water, i. e. multiply reflected within it. The water wave has inverse dispersion and arrives riding on a long period ground wave, the rider wave, having ordinary dispersion. The periods of the two waves approach one another and become equal when the AIRY phase is reached. The characteristics of the recorded motion depend on the depth of water and the structure of the bottom layers.

Owing to the similarity of the phases EWING and PRESS take Lg to be an S wave multiply reflected within a superficial layer. This layer was at first supposed to be the granitic layer (hence the suffix g), but this idea was later abandoned chiefly because Lg was found to be strong in some earthquakes that originated below that layer.

At small distances the short period Lg waves are often large enough to be well recorded by long period instruments, but at the greater distances they are smaller and for good recording require instruments having a better response to waves of the periods concerned. The Palisades observatory possesses a variety of instruments, amongst them 3 components electronic seismographs having particularly high magnification for waves of period smaller than about 5 s. In the records of these instruments Lg was at first found.

An analysis of the Lg waves is obtained by means of the records of the various Palisades instruments.

In the Oklahoma earthquake of 1952, April 9, Lg was very well recorded at Palisades at an epicentral distance of $190^{\circ}.6$. The epicentre is practically west of Palisades and the long period N component instrument recorded long period LOVE waves very clearly. The short period Lg was present, but small in all three component records. It was, on the other hand, very large in all three records of the electronic seismograph mentioned, though largest in the N component record as seen in the figure. But the period was very short, between $\frac{1}{2}$ s and 1 s, and the waves were more distinct in the records of a vertical electronic seismograph having a better response for waves of this period.

In the California earthquake of 1952, July 21, Lg was also very large at Palisades at a distance of $350^{\circ}.6$. In this case the initial wave period was considerably greater, about 5 s. It was most clearly recorded on the 3 short period BENIOFF instruments, the motion being too strong to be well recorded on most of the others.

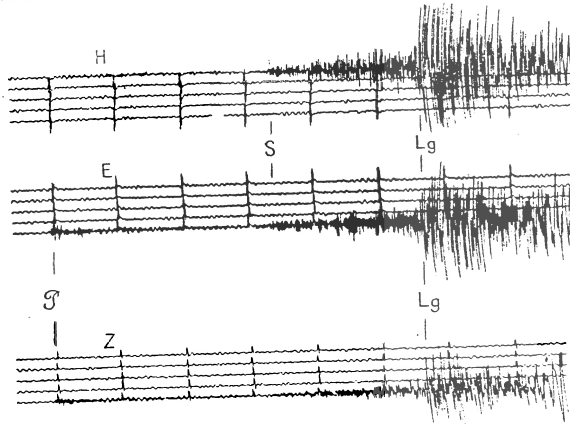
The fact that the short period Lg has considerable vertical and longitudinal motion is in accord with the supposition of its being due to an S wave guided by a superficial layer, although it seems surprising that so much SV motion is retained in the layer.

For a good understanding of the nature of Lg it is desirable to have it analysed as in the Palisades records, but information of some value may also be derived when the phase is studied in the records of individual earthquakes as obtained at a number of observatories.

I have studied the phase as recorded in North America in the Timiskaming earthquake of 1935, Nov. 1, the St. Lawrence earthquake of

1939, Oct. 19, the Helena earthquake of 1935, Oct. 31 and the Grand Banks earthquake of 1929, Nov. 18.

There were many good records available of the Timiskaming earthquake at epicentral distances from 20° to 130° and a few from greater distances. The focus seemed to be deeper than normal, but owing to the inadequacy of time-curves for small distances the depth could not be determined. The onset of Lg was very clear and the time-distance points close to a straight line; the velocity was 3.57 km/sec.



The St. Lawrence earthquake was also deeper than normal. The result for Lg was less accurate, but approximately the same.

The Helena earthquake was shallow. There was only a small number of records available, but in these Lg was well recorded. The line has approximately the same slope as in the other earthquakes, but a somewhat greater height.

There were only a few records available of the Grand Banks earthquake. At Tucson at a distance of 44° Lg was well recorded, but it was absent at Kopenhagen at the same epicentral distance. Here part of the path is oceanic.

The question as to which is the lower boundary of the wave guide is an important one. Since an earthquake occurring below the lower boundary is not likely to produce strong Lg waves, it would be of considerable interest to find the maximum focal depth for which Lg is present. This, however, is not easy since the observed travel times of P waves sometimes deviate a great deal from existing tables as in the case of the Timiskaming earthquake. A revision of the time-curves for distances up to about 20° is therefore required.

Acknowledgment: The work here reported on was carried out during a stay at the Lamont Geological Observatory, Palisades, New-York. I am indebted to Professor Maurice EWING for bringing about my visit, for suggesting the subject of my research and for extending to me useful information and advice.

Literature references

- PRESS, Frank, and EWING, Maurice, Two slow surface waves across North America. *Bull. seismol. Soc. Amer.*, Vol. 42, 1952 (p. 219-228).
 EWING, Maurice, LAMAR WORZEL, J., and PEKERIS, C.L., Propagation of sound in the Ocean. *Geol. Soc. Amer. Memoir* 27, 1948.

Discussion

Dr. BÅTH: Lg has been found to be a surface shear wave in the horizontal plane. I am surprised to find it clearly recorded also on the vertical component.

M^{lle} LEHMANN: I constantly found it on the vertical.

Dr. BÅTH: I had expected some account also of recordings of Lg in Europe. At Uppsala and Kiruna we observe the following waves over continental paths

Rg	velocity	3,0	km/sec.
?	»	3,35	»
Lg	»	3,5	»

The wave with velocity 3.35 km/sec. is most usual, and its onset is mostly very sharp. The scatter of the velocity values around the mean 3.35 is very small (3.35 ± 0.02), whereas the scatter is larger for Lg and Rg. The periods vary between 4 and 10 sec. approximately.

Lg, Rg, and also other similar waves, still unknown, ought to be given in every clear case in the station bulletins. They are now regularly reported in the seismic bulletins for Uppsala and Kiruna.

The existence of Lg, Rg, indicate pure continental paths and exclude oceanic paths, which is helpful in seismogram interpretation. Examples of this are given for the Swedish stations as well as for Palisades, N. Y.

M^{lle} LEHMANN: The wave with velocity 3.35 is possibly the Airy Phase. The period is of about 10 secs.

Rev. Dr. INGRAM: I would like to ask Miss LEHMANN what periods she found in Lg. I found short period waves on some Atlantic paths in our records at Dublin.

M^{lle} LEHMANN: The periods I found were from $\frac{1}{2}$ to 6 secs. For an oceanic path it cannot be Lg.

Dr. STONELEY: In congratulating Miss LEHMANN on her courage in attempting to disentangle the Love-wave phase, I would call attention to the strong possibility that LOVE waves with one or more nodal planes, and analogous RAYLEIGH waves with « quasi-nodal planes », may be present, and might be confused with Lg and Rg.

XX

F. ROBEL, Stuttgart

Über die Dispersion von Oberflächenwellen in Eurasien

Die auf Grund eines umfangreichen Seismogrammmaterials der Erdbebenstation in Stuttgart nach Räumen und Teilräumen angelegten (T, C) - Kurven ($T =$ Periode; $C =$ Gruppengeschwindigkeit) haben für Eurasien bei LOVE- und bei RAYLEIGH-Wellen deutliche Dispersionserscheinungen gezeigt. Im Betrag der Dispersion scheinen die L-Wellen den Vorrang zu haben.

Der Dispersionszusammenhang zwischen Periode und Geschwindigkeit ist nicht linear, sondern weist stufenähnliche Steilanstiege im sonst schwach zunehmenden Kurvenverlauf auf. Sie deuten wahrscheinlich Diskontinuitätszonen im schichtigen Aufbau des Fortpflanzungsmediums der Oberfläch-

enwellen an. Die mittleren Gruppengeschwindigkeiten für die drei ange-deuteten Schichten und den Untergrund von Eurasien betragen :

$$C_1 = 2,90; C_2 = 3,30; C_3 = 3,60; C_4 = 4,00 \text{ km/sec.}$$

Für einen relativen Vergleich der einander entsprechenden Schichten unserer Teilräume haben wir die dazugehörenden Kurvenabschnitte nach den T -Einheiten, über welche sie sich erstrecken, beurteilt. Danach zeigen die erste Schicht mit 3-5 T -Einheiten in Sekunden und die zweite Schicht mit 9-12 T -Einheiten relative Mächtigkeiten, die für Nord- und Süd -Eurasien etwa gleich sein dürften. Die dritte Schicht mit 10-15 T -Einheiten scheint im Süden etwas stärker ausgebildet zu sein.

Für einen ebenfalls relativen Vergleich des Wertes vom Quotienten $E : \rho$ (E = Elastizitätsmodul, ρ = Dichte) von dem hauptsächlich die Geschwindigkeit in den einzelnen Schichten abhängen soll, haben wir die C -Einheiten der drei Kurvenabschnitte, die die Steilanstiege bilden, miteinander verglichen. (E steht mit μ (-Righeit) und σ (= Konstante von Poisson) in einem funktionellen Zusammenhang). Dabei ergab sich :

Steilanstieg 1	~	0,33-0,51	C -Einheiten
—	2	~	0,14-0,33 C —
Steilanstieg 3	~	0,21-0,35	C —

Nach Vergleichsbetrachtungen über unsere Dispersionskurven ist eine Periodenverlängerung als Funktion der Herddistanz und auch der ursprünglichen Periode anzunehmen. Diese gesetzlichen Verknüpfungen scheinen einem parabolischen Gesetz zu folgen. Die empirische Gleichung dafür lautet :

$$T_0 = \sqrt{T^2 - \frac{D}{40 + \frac{D^2}{10^7}}}$$

T_0 = Ursprüngliche Periode, T = beobachtete Periode, D = Herddistanz
 Sie stammt aus dem Handbuch der Geophysik von Gutenberg. Das Additions-glied $D^2 : 10^7$ haben wir hinzugefügt, damit die Gleichung der Periodenreduktion auch für Herddistanzen von 3000 km aufwärts noch angewendet werden kann.

Nach der Methode STONELEY-TILLOTSON-MENZEL haben wir die Mächtigkeiten der angedeuteten Schichten berechnet und folgende Abschätzungs-werte gefunden :

$$d_1 = 21-34 \text{ km, } d_2 = 14-33 \text{ km, } d_3 = 47-125 \text{ km.}$$

Isostasie lässt sich bei all diesen Betrachtungen nicht erkennen.

Discussion

Le Prof. HILLER précise que cette étude n'est qu'un début du dépouille-ment du matériel de Stuttgart.

Dr. BATH : In computing the crustal thicknesses, using records of earthquakes for instance in the Pacific, you are dealing with mixed paths, partly continental, partly oceanic. The thicknesses obtained for mixed paths have no physical significance whatsoever. We know that the crustal structure is quite different in oceanic and continental areas. We could, however, use mixed paths, but then corrections have to be made for the continental parts to obtain the purely oceanic dispersion.

M. ROBEL : Die berechneten Schichtdecken für die pazifischen Teilräume

beziehen sich auf die gesamte Herddistanz, noch besser, auf den gesamten Wellenweg, bestehend aus einer ozeanischen und einer kontinentalen Komponente.

Dr. STONELEY: Am I correct in assuming that for waves along paths partly oceanic and partly continental a differential method has been employed?

M. ROBEL: Wir haben es wohl versucht die ozeanische von der festländischen Geschwindigkeitskomponente zu trennen, das Ergebnis war aber negativ. Es hat sich gezeigt, dass die neuen Dispersionskurven für die berechneten rein ozeanischen Geschwindigkeiten um so höher im Diagramm liegen, je näher der entsprechende Teilraum am Kontinent ist.

Dr. BROCKAMP: Zur letzten Tabelle (Mächtigkeit der 3 Schichten) ist darauf hingewiesen, dass die Mächtigkeitsangaben für die unterste Schicht besonders starke Unterschiede zeigen, während dass die Erde mit der Tiefe immer homogener werden muss.

Die besonders grossen Unterschiede in den berechneten Mächtigkeiten der dritten Schicht sind darauf zurückzuführen, dass sich hier die relativen Geschwindigkeits- und Periodenunterschiede mit vielfacher Stärke auswirken.

Dr. MENZEL: Ich möchte die Bemerkung von Herrn ROBEL unterstreichen, dass die Berechnung der tiefen Schichten sehr unsicher ist. Dieselbe Beobachtung habe ich auch gemacht.

Zu der Bemerkung von Herrn EATH möchte ich sagen, dass die Schwierigkeit in der Definition der Schichtdicken mich seinerzeit veranlasst hat, die Dispersionskurve nicht von einer Station abzuleiten, sondern aus den Aufzeichnungen der Stationen Kopenhagen und Gr. Raum. Diese Stationen sind so benachbart, dass man dabei vielleicht von definierten Schichtdicken sprechen kann.

Dr. FÖRTSCH: Es ist vor einer kritiklosen Anwendung der Formel von Gutenberg zu warnen, da in der Theorie der visko-elastischen Medien keinerlei Anhaltspunkte dafür zu finden sind und auch bei der Beobachtung von sinusförmigen Wellen nichts von diesem Effekt zu finden ist. Dadurch, dass bei Wellenpaketen, die durch Erdbeben und Sprengungen erzeugt werden, die kleiner periodischen Wellen stärker absorbiert werden, verschiebt sich das Maximum des Fourierspektrums der Wellenpakete mit zunehmender Entfernung nach grösseren Perioden.

M. ROBEL: Die Beobachtungen, dass sich die Dispersionskurven mit zunehmender Herddistanz im Diagramm immer mehr nach höheren Periodenwerten hin verschieben, hat uns auf den Gedanken der Periodenveränderung als Funktion der Herddistanz und der ursprünglichen Periode gebracht. Da bei diesem Vorgang die allgemeine Kurvenform erhalten bleibt, kann die Absorption keine Erklärung dafür sein. Die ersten Kurvenäste bleiben ohne Verkürzung erhalten. Ausserdem sind unsere Wellenzüge nicht als unendlich, sondern als begrenzt zu betrachten.

XXI

D. JUAN BONELLI RUBIO

Sobre un estudio del caracter sismico
de la Falla del Guadalquivir

El año 1951, se caracterizó, sismológicamente, por el desarrollo de una interesante actividad sísmica en la falla del Guadalquivir, en la zona que está enclavada en su mayor parte en la provincia de Jaén, en el Sur de España, región de escasa frecuencia sísmica normalmente, pero que, sin embargo, ha sido la de número más elevado de sismos de alguna importancia (grados III y superiores) durante el citado año. La importancia, además de este periodo sísmico está en que todas sus sacudidas han alcanzado una profundidad de foco superior a los 50 kilómetros de profundidad, hecho anómalo y totalmente infrecuente en nuestra Península, lo que obliga a conceder especial atención a esta manifestación tan reciente y tan clara de la sismicidad ibérica.

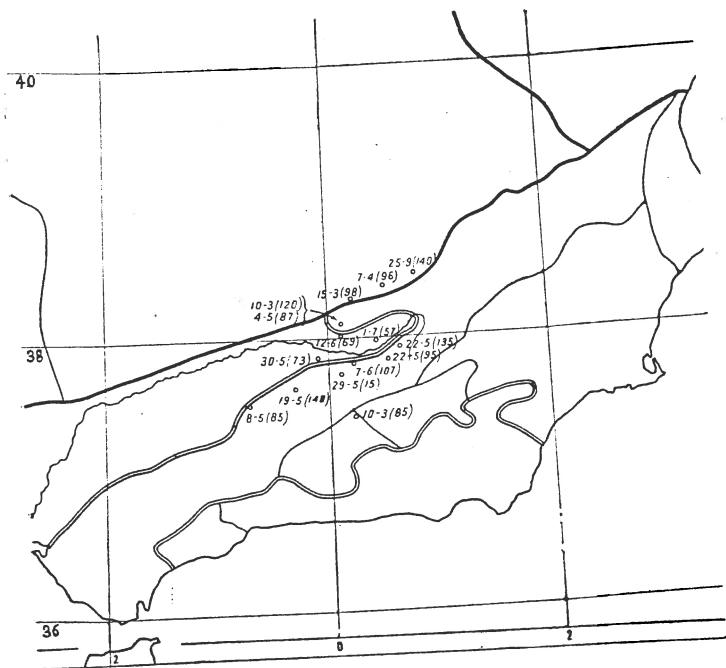


FIG. 1

Se inició este periodo sísmico con la importante sacudida de 10 de Marzo de 1951, que fué sentida en toda Andalucía, en la Meseta Central hasta Madrid, donde se la pudo clasificar como de grado II-III, y en parte de la región Levantina, así como en Extremadura y zona Sur de Portugal. La sacudida alcanzó el grado VII-VIII en las inmediaciones de Andujar, pro-

vincia de Jaén, y produjo daños, si bien no de considerable importancia, en diversos pueblos de aquella región.

Esta primera sacudida fué seguida de numerosas réplicas, algunas de ellas de intensidad suficiente para que fueran registradas con claridad y precisión en algunos Observatorios ibéricos, y posteriormente, el día 19 de mayo de 1951, se produjo una nueva sacudida sísmica de intensidad ligeramente superior a la primera ya anotada del 10 de Marzo, sentida asimismo en la Meseta Central y Sur de España, y seguida también de abundantes réplicas.

Como la zona conmovida por los sismos era de escasa frecuencia sísmica, lo que hacía más interesante esta manifestación de su actividad, y como la extensión de las áreas pleistósica y macrosísmica hacían pensar en sismos de foco profundo, lo que aumentaba el interés del fenómeno, hemos hecho un estudio conjunto de las dos sacudidas principales y de las réplicas más notables.

La fórmula de INGLADA para la determinación de las coordenadas del hipocentro y hora de principio, es, según es bien sabido :

$$(x_m - x_n)x_0 + (y_m - y_n)y_0 - v^2(t_m - t_n)t_0 = \frac{x_m^2 + y_m^2 - x_n^2 - y_n^2 - v^2(t_m^2 - t_n^2)}{2}$$

pero esta fórmula tiene el inconveniente de que en ella se supone que la velocidad es una cantidad conocida, lo que puede ser admitido cuando el sismo es superficial, mas nó así cuando, como en el caso que nos ocupa, el valor de la probable profundidad hipocentral no autoriza a introducir en la fórmula el valor de la velocidad de la Pg como base de los cálculos ; de aquí, que nosotros hayamos preferido introducir una modificación en la fórmula transcrita considerando a la velocidad como una incógnita más, en cuyo caso la fórmula se convierte en :

$$(x_m - x_n)x_0 + (y_m - y_n)y_0 - (t_m - t_n)v^2t_0 + \frac{t_m^2 - t_n^2}{2}v^2 = \frac{x_m^2 + y_m^2 - x_n^2 - y_n^2}{2}$$

y haciendo $v^2t_0 = \alpha$ y $v^2 = \beta$,

$$(x_m - x_n)x_0 + (y_m - y_n)y_0 - (t_m - t_n)\alpha + \frac{t_m^2 - t_n^2}{2}\beta = \frac{x_m^2 + y_m^2 - x_n^2 - y_n^2}{2}$$

La aplicación de esta fórmula, o de la propuesta por INGLADA tiene el inconveniente de que el error en la hora de cada Observatorio aparece íntegro en las ecuaciones de condición en que entre el Observatorio de que se trate. En cambio, si se trabaja con la diferencia de tiempo de llegada de dos ondas, S-P, por ejemplo, el error en la hora desaparece y solo quedan los errores de lectura y de señal del minuto en la banda, que siempre existirán cualquiera que sea el procedimiento de cálculo que se siga. Por tanto, y para eliminar esta causa de error, convendrá trabajar siempre que sea posible con diferencias de tiempos de llegada, con lo que, además, se simplifica el cálculo, pues la fórmula se convierte en la siguiente :

$$(x_m - x_n)x_0 + (y_m - y_n)y_0 + \frac{(t_S - t_P)_m^2 - (t_S - t_P)_n^2}{2}k^2 - \frac{x_m^2 + y_m^2 - x_n^2 - y_n^2}{2} = 0$$

en donde $k = \frac{V_P V_S}{V_P - V_S}$.

Hecho el estudio de las sacudidas más importantes registradas, por lo

menos, en cuatro Observatorios para poder contar con ecuaciones suficientes, se obtuvieron los resultados que se detallan en el cuadro siguiente :

Fecha	Latitud N.	Longitud W.	Profundidad hipocentral h (Kms)	k	$\frac{h}{k}$
10-Marzo-51	38°1	3°6	117		
10-Marzo-51	37,4	3,6	85	10,4	8,17
15-Marzo-51	38,3	3,5	98		
7-Abril-51	38,4	3,2	96	10,5	9,14
4-Mayo-51	38,1	3,6	87	10,3	8,44
8-Mayo-51	37,5	4,4	85	10,9	7,80
19-Mayo-51	37,6	4,1	140		
22-Mayo-51	37,9	3,1	135	11,1	12,16
22-Mayo-51	37,8	3,2	95	10,3	9,22
29-Mayo-51	37,7	3,6	15	8,3	
30-Mayo-51	37,8	3,8	73	9,3	7,85
7-Junio-51	37,7	3,5	107	10,5	10,19
12-Junio-51	38,0	3,6	69	9,3	7,42
1-Julio-51	37,9	3,3	57	9,0	6,33
25-Septb-51	38,5	3,0	140	11,5	12,17

Los resultados del cuadro anterior acusan bien claramente la existencia de un proceso o periodo sísmico en la falla tectónica del Guadalquivir y ponen de manifiesto la falta de consolidación de esos terrenos a tan elevadas profundidades. En el Mapa de la fig. 1 se da la situación de las distintas sacudidas estudiadas. Los números que figuran separados por un guión ; por ejemplo, 29-5, se refieren a la fecha del sismo; en este caso, 29 de mayo, y el número entre parentesis, la profundidad hipocentral calculada.

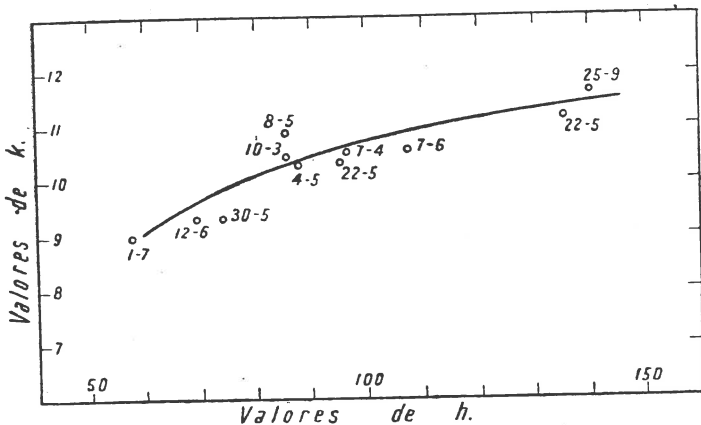


FIG. 2

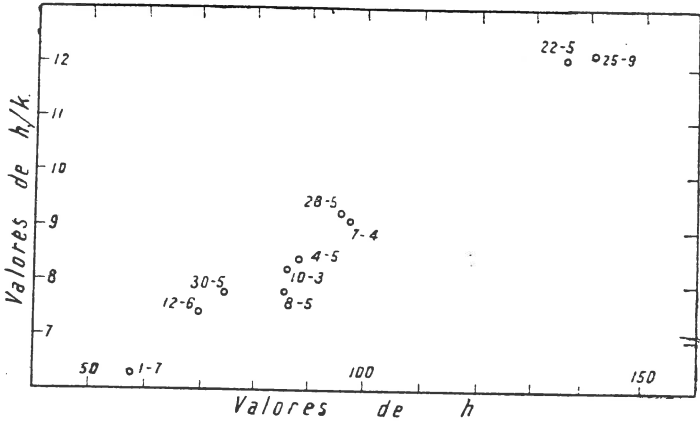


FIG. 3

Con los valores obtenidos para k se ha trazado el gráfico de la fig. 2, que ha dado para k la siguiente ecuación mas probable :

$$k = 7,86 (1 + 0,0033 h)$$

Asímismo, con los valores de h/k , esto es : de la profundidad hipocentral dividida por la velocidad de la onda diferencial $S-P$ hemos trazado el gráfico de la fig. 3, y supuesta la curva resultante ser de la forma

$$\frac{h}{k} = A \cdot h + B \cdot h^2$$

calculamos su ecuación mas probable que resultó ser :

$$\frac{h}{k} = 0,11788 h - 0,000218938 h^2$$

de donde,

$$k = 8.48 (1 + 0.00186h)$$

Aplicando esta ecuación a diversos valores de la profundidad hipocentral y comparando los resultados con los valores obtenidos por otros investigadores, hemos formado el siguiente cuadro :

h	V_p (BONELLI)	V_P (CALOI)	V_{Pm} (GUTENBERG Y RICHTER)	V_{Pm} (JEFFREYS)	V_{Pm} (MACELWANE)
40			7,85		
50	6,79				
60					7,82
61		8,0			
80	7,13				
86				7,92	
93					
100	7,36				7,91
140	7,83				8,06

Para la mejor comprensión del cuadro anterior debe hacerse notar que el valor que nosotros hemos llamado V_{P_i} obtenido por GUTENBERG y RICHTER es el de la velocidad aparente de la P en la capa de discontinuidad de MOHOROVICIC, y los valores V_{P_m} de JEFFREYS y el P. MACELWANE el valor de la velocidad en el pericentro, siendo así que el valor obtenido por nosotros es el valor medio que alcanza la P en su recorrido.

Conclusiones. — El periodo sísmico que ha tenido lugar durante el año 1.951 en la falla del Guadalquivir, ha puesto de manifiesto la existencia de una actividad evolutiva o falta de consolidación a profundidades que oscilan alrededor de los 100 Kms. en la corteza terrestre, que si no era negada, era, cuando menos, dudosa.

2. — Los valores obtenidos para las velocidades de las ondas longitudinales y transversales, concuerdan con los admitidos normalmente para esas profundidades y acusan un ligero aumento de la velocidad con la profundidad, dentro de límites aceptables.

3. — Los valores de k no acusan ningún cambio brusco debido a la hipotética presencia de la capa de compensación isostática ni, como consecuencia, los de las velocidades de las ondas. No parece, pues, que entre los 50 y 140 kilómetros de profundidad, que son los valores límites de la profundidad entre los varios calculados, exista ninguna capa de discontinuidad.

4. — Los valores obtenidos solo pueden considerarse como provisionales por cuanto las gráficas empleadas no permiten obtener la hora con la garantía de la décima de segundo y, por otra parte, su número, esto es; la cantidad de Observatorios cuyos registros se han utilizado, ha sido en la mayoría de los casos el mínimo posible.

5. — Como el estudio de las profundidades hipocentrales sólo puede hacerse a base de los registros de Observatorios cercanos al epicentro, es absolutamente necesario aumentar el número de Observatorios sobre todo en las zonas de mayor sismicidad y dotarles de aparatos modernos que permitan obtener las horas de llegada de las diversas ondas con la precisión que los cálculos requieren. De este modo, al aumentar el número de ecuaciones de condición y la exactitud de los datos, los resultados podrán ofrecer una mayor garantía.

Discussion

M. PETERSCHMITT indique les dangers de l'application des formules de KÖVEELIGETHY-GASSMANN. Il signale en particulier l'exemple du séisme de Haute-Souabe où l'application de cette formule conduit à une profondeur hypocentrale de l'ordre de 30 km. alors que des études récentes attribuent à ce tremblement de terre une profondeur beaucoup plus faible (5-10 km.).

Mercredi 24 septembre (après-midi)

La présidence est assurée par le Professeur TAMS.

XXII

E. PETERSCHMITT, Strasbourg

Sur les méthodes d'analyse des séismes rapprochés

Il semble souhaitable de soumettre à une critique serrée les méthodes de détermination des coordonnées hypocentrales de séismes rapprochés, ce qui implique la présence d'un certain nombre de stations à proximité du foyer, les heures d'arrivées des différentes ondes devant être connues avec une précision de 0,1-0,2 secondes.

Les méthodes qui devraient donner les résultats les plus sûrs sont celles basées sur les calculs d'INGLADA ORS⁽¹⁾ de SCHMERWITZ⁽²⁾ et de CALOI⁽³⁾. Ces trois méthodes ont été appliquées au séisme de Haute-Souabe du 27 juin 1935 sur la base des données publiées par W. HILLER⁽⁴⁾.

Les résultats sont les suivants :

1. — *Méthode d'INGLADA Y ORS* : Les calculs ont été effectués en variant les conditions d'emploi de la méthode (diverses stations de bases, changement de l'ordre des équations, vitesses de propagations admises 5,7 et 6,0 km/sec. pour l'onde Pg. L'épicentre est compris dans un carré de 4 kilomètres de côté, mais la profondeur h varie entre 31 et -12 kilomètres (Cette dernière grandeur est en réalité imaginaire, le calcul fournissant les carrés des profondeurs hypocentrales, carrés qui deviennent négatifs).

2. — *Méthode de SCHMERWITZ* : L'auteur de la méthode avait déjà appliqué son calcul au séisme étudié. J'ai repris le même calcul en partant d'éléments initiaux différents. Il s'est révélé qu'il n'y avait pas convergence entre les deux résultats du calcul. Chez SCHMERWITZ la profondeur passe de 20 à 21 km., chez moi de 10 à 7. Il est probable que l'influence des dérivés du deuxième ordre n'est pas négligeable.

3. — *Méthode de CALOI* : Aucun calcul nouveau n'a été effectué sur cette méthode qui s'apparente étroitement à celle de SCHMERWITZ. On remarquera néanmoins la divergence des résultats définitifs énoncés par ces deux auteurs : décroissance de la vitesse avec la profondeur pour SCHMERWITZ, croissance au contraire pour CALOI.

Devant ces résultats discordants il m'a semblé utile d'essayer de reprendre le problème en utilisant les anciens procédés essentiellement graphiques, en particulier celui des hyperboles. Il faut avant toute chose éliminer les erreurs graphiques en se construisant pour chaque cas une carte parfaitement fidèle en distances (calcul des distances de toutes les stations utilisées à un point approché par la formule de WIECHERT).

L'épicentre doit être déterminé par approximations successives. Pour chaque point déterminé on se construit des hodochrones réduites : au lieu de porter en ordonnées les temps d'arrivées t_i , on porte les valeurs réduites $t_i = t_i - \Delta : V_0$, Δ , distance épicentrale, V_0 , vitesse de propagation arbitraire

(les valeurs de 6,67 et 4,00 km/sec. pour les ondes longitudinales et transversales sont favorables pour le calcul et le dessin).

L'analyse définitive se fera sur l'hodochrone qui apparaîtra la meilleure ; afin d'éliminer l'influence de la profondeur sur la construction des hyperboles, il faut s'attacher à choisir des couples de stations dont les distances sont assez voisines.

Cette méthode a été appliquée à l'explosion de Haslach du 14 novembre 1947 et au séisme de Haute-Souabe.

a) *Explosion de Haslach* : Cette explosion dont on connaît le foyer a été uniquement inscrite aux stations séismologiques normales. Les impétus utilisés sont ceux qui dans le domaine des ondes P ont la plus grande énergie. Si l'on suppose que ces impétus correspondent à l'onde Pg ($V = 5,7$ km/sec) on obtient un point à 4 km à l'est du foyer réel : l'hodochrone réduite correspondant à ce point révèle que la vitesse admise est trop petite et qu'elle doit être de l'ordre de 6,3. La meilleure hodochrone est réalisée pour un point à 0,7 km. du foyer, la vitesse de l'onde à plus grande énergie est voisine de 6,35. Il s'agit de l'onde Pb ayant traversé la couche « basaltique ». On trouve ainsi le résultat des explosions de Haslach des 14 et 15 avril 1948 ($V = 6,54$) ⁽⁵⁾, la concordance des vitesses peut être considérée comme bonne étant donné le petit nombre d'observations pour le 14 novembre.

b) *Séisme de Haute-Souabe* : La méthode appliquée à ce séisme déjà précédemment étudié, permet de définir un point à environ 1 km. à l'ouest de l'épicentre déterminé par W. HILLER. L'onde Pg (valeur de HILLER) révèle une vitesse de 6,0. Une révision d'un certain nombre d'inscriptions, en particulier d'inscriptions de la réplique du 28 juin, permet de définir l'onde Pg₁ à vitesse 5,65, l'onde de vitesse 6,0 étant appelée Pg₂ ; par ailleurs on peut déterminer l'onde Pb, $V = 6,4-6,5$ et enfin l'onde Pn, $V = 8,53$. Pour les ondes Pg₁, Pg₂, Ph les valeurs des vitesses sont aux erreurs près exactement égales à celles trouvées par J. P. ROTHÉ et l'auteur lors des explosions de Haslach ⁽⁵⁾. Le calcul de la profondeur et de l'origine de l'onde Pg₁ soulève des difficultés. En effet si on admet une valeur faible de l'épaisseur de la couche, Pg₁, de 3-5 km. et si le foyer est situé en-dessous de cette couche, l'onde Pg₁ ne devrait pas exister. La seule hypothèse plausible consiste à admettre que cette onde est engendrée par une onde Sg₂ réfractée à la surface des deux couches.

Dès maintenant il faut envisager pour la région alpine européenne et les régions avoisinantes la distinction de trois couches principales à l'intérieur de l'écorce, couches séparées par des surfaces de discontinuité : couche G₁ (granite superficiel) $V = 5,6-5,7$; couche G₂ (granite profond, diorite ?) $V = 6,0$; couche b (basalte) $V = 6,5$.

Bibliographie :

1. INGLADA ORS, V., Calcul des coordonnées du foyer séismique au moyen des heures de P ou P observées au voisinage de l'épicentre, *Public. Bur. cent. internation. Séismol.*, Série A, fasc. 5, 1927.
2. SCHMERWITZ, G., Ausgleichung der besten Stationsbeobachtungen mitteleuropäischer Erdbeben, *Ztsch. Geophys.*, Vol. 14, 1938 (p. 351-390).
3. CALOI, P., Caratteristiche sismiche fondamentali dell'Europa centrale, *Boll. Soc. sismol. ital.*, Vol. XL, n° 3-4, 1942.
4. HILLER, W., Das Oberschwäbische Erdbeben am 27. Juni 1935. *Württ. Jahrb. Statistik in Landeskunde, Jahrg. 1934-35* (p. 210-226).
5. ROTHÉ, J. P., et PETERSCHMITT, E., Etude séismique des explosions d'Haslach, *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg*, Tome V, 3^e partie, Géophysique, 1950.

Ce mémoire sera publié dans le cadre d'un essai de séismotectonique française, dans les *Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg*.

Discussion

M. BONELLI : Considero imposible llegar a determinar la posición del epicentro con toda la precisión deseada, porque todo el cálculo matemático se base en la hipótesis de que el epicentro (o hipocastro) es puntiforme y como esta hipótesis no es cierta, los resultados matemáticos solo pueden ser aproximados. Por otra parte si con las ecuaciones de las Estaciones 1, 2, 3... n se establecen las diferencias 2-1, 3-1 n ., se concede un peso excesivo a la Estación 1, de aquí que lo más conveniente es establecer las diferencias cíclicas 2-1, 3-2, 4-3, ...1- n .

De este modo, y repitiendo los cálculos en una segunda aproximación, los resultados llegan a ser suficientemente satisfactorios.

M. MARTIN : Ich freue mich, dass Herr PETERSCHMITT auf ganz anderem Wege hinsichtlich der Tiefe des Oberschwäbischen Bebens zu demselben Ergebnis gekommen ist, wie ich sie auf der vorjährigen Tagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft erörtert habe.

XXIII

M^{lle} Nuriye PINAR, Istanbul

Relation entre la tectonique et la séismologie de la Turquie

La Turquie constitue une région limitée au nord par le bouclier russe, au sud par le promontoire syrien appartenant au bouclier arabe et dans sa partie centrale elle possède des noyaux anciens, comme les massifs de Menderes et de Kizil Irmak.

Donc la tectonique de l'Anatolie sera influencée et même guidée par ces éléments. On peut dire tout de suite que le plissement hercynien s'est fait sentir dans cette région, mais l'orogénèse alpine a détruit ses traits. Cependant dans les régions du Bosphore et de la presqu'île de Karaburun on peut voir des lignes directrices qui sont N.-S., mais elles semblent plutôt contourner les vieux massifs (massif du Rhodope, massif de Menderes). Le résultat paléogéographique important de ce plissement est la formation du Houiller productif de la région de Zonguldak-Eregli.

En revanche l'ossature de toute la Turquie est formée par l'orogénèse alpine. En effet on peut distinguer facilement les deux ailes de l'orogénèse alpine en Turquie. L'aile Nord, formée par les Alpides, qui, après avoir donné les chaînes des Carpathes et des Balkans septentrionaux pénètrent en Turquie pour constituer les chaînes d'Istranca et de l'Anatolie Nord. Cette aile se continue vers l'est par les chaînes des Caucases, de l'Iran septentrional et du Turkestan. L'aile sud, formée par les Dinarides, vient de la chaîne des Alpes Dinariques, passe par les îles méridionales égéennes et pénètre en Turquie pour former les chaînes sud-anatoliennes. Cette chaîne se prolonge vers l'est par celles de l'Irak et de l'Iran méridional.

Ces chaînes de montagnes de Turquie ont été divisées en cinq éléments tectoniques pour la première fois par ARNI (1939) en se basant surtout sur

les données stratigraphiques, recueillies en Anatolie orientale. Ce sont du sud au nord :

1) les plis bordiers ; 2) Iranides ; 3) Taurides ; 4) Anatolides ; 5) Pontides.

Par la suite, N. EGERAN (1948) partant toujours de la même base a essayé de faire une division plus détaillée. Quoique les éléments tectoniques se différencient d'une façon générale les uns des autres, leurs limites exactes ne sont pas encore fixées définitivement.

Nous sommes donc partisans de restreindre plutôt les divisions et de donner des noms plus généraux. Partant de ce principe nous proposons pour les plissements sud et nord anatoliens, du Sud au Nord :

1) Plis syriens (= bordiers) ; 2) Taurides externes (= Iranides d'ARNI) ; 3) Taurides internes (= Taurides d'ARNI) ; 4) Anatolides internes (= Anatolides d'ARNI) ; 5) Anatolides externes (= Pontides d'ARNI).

A part l'existence d'une série compréhensive dans l'Anatolie Sud, la composition stratigraphique est à peu près la même dans les deux ailes.

Sur les noyaux de schistes cristallins, on voit une série commençant au Sud par le Cambrien (environs de Mardin), au Nord par le Silurien (environs d'Eregli) et se terminant par l'Oligocène (plissements syriens, environs d'Acigöl) et l'Eocène (Anatolides internes et externes). La formation de roches vertes-schistes-radiolarites, qui est un faciès typique de géosynclinal se trouve largement étendue dans les régions plissées du Nord et du Sud de l'Anatolie.

Les mouvements orogéniques alpins commencent dans les deux ailes pendant le Crétacé, finissent à l'Eocène dans les parties internes (discordance de l'Oligocène à Çorum, Amasya, Tokat, Sivas) et à l'Oligocène dans les parties externes des ailes (l'Oligocène est plissé dans les Caucases et le Miocène est plissé dans les plis syriens).

Le sens du déversement (charriage, plis couchés) est normal, se produisant de l'axe du géosynclinal vers les bords, c'est-à-dire du Sud au Nord dans la région septentrionale et du Nord au Sud dans la partie méridionale. Les cas de déversement anormal qu'on observe dans l'Anatolie centrale sur les bords des ailes (Haymana au Sud, Çankiri au Nord), ne sont, d'après nous, que des mouvements locaux.

Certaines structures observées dans les ailes et interprétées par quelques géologues (BLUMENTHAL 1948) comme des plissements de sens contraire peuvent être expliquées par l'effet des mouvements épirogéniques qui se sont manifestés de façon intense après la phase orogénique.

Sur le méridien d'Ankara les deux ailes alpines sont séparées par le massif intermédiaire (Zwischen-Gebirge) de l'Anatolie centrale, qui contient des massifs et des plis de fond constitués par des schistes cristallins et des plutonites recouverts, suivant les régions, par des couches éocènes, oligocènes ou néogènes. Dans l'Anatolie orientale la limite entre les deux ailes n'est qu'une zone très étroite, sur une ligne tectonique qui peut être comparée à la cicatrice alpine. Nous pensons que cette limite doit être dans la zone des roches vertes qui commence à l'Est de Sivas, se prolongeant vers le Nord d'Erzincan et vers le Sud d'Erzurum-Kagizman. Au delà de la frontière turque les deux ailes sont de nouveau séparées par le massif intermédiaire de l'Iran.

Dans l'Anatolie occidentale on voit une structure tout à fait différente. Entre les plissements Nord et Sud se trouvent des plis intermédiaires de direction SW-NE, qui constituent les régions plissées du bassin égéen, ainsi que les îles de la mer Egée. Ils sont coincés entre le massif de Menderes faisant partie du massif intermédiaire de l'Anatolie centrale et le massif des

Cyclades, reste du continent de l'Egée. Ces plis intermédiaires qui se relient au Nord et au Sud à ceux des ailes septentrionale et méridionale sont constitués par les mêmes éléments stratigraphiques qu'eux.

Nous pensons que la forme irrégulière de la zone orogénique en Turquie (la largeur est entre les deux ailes 350 km. sur le méridien de Mardin-Rize en Anatolie orientale, 870 km. entre Sinop et l'île de Chypre en Anatolie centrale, 470 km. entre l'embouchure de Sakarya et le golfe d'Antalya en Anatolie W et 900 km. entre l'île de Crète et la chaîne balkanique de Bulgarie), avec des massifs amygdalaires, est un facteur mécano-tectonique très important. Sous l'influence d'une force quelconque (poussée ou tension) parmi les massifs et les promontoires, il y aura des forces différentes de tiraillement, d'étirement et de pincement. Il est possible que ces forces soient d'abord la cause de mouvements épirogéniques et par suite d'activité séismique.

En effet, pendant la phase épirogénique qui suit la phase orogénique, terminée avant l'Oligocène dans la partie interne et après l'Oligocène dans la partie externe du système alpin anatolien, on voit se former tout un réseau d'accidents. Les failles causant la montée des roches volcaniques du Crétacé-Eocène très étendues dans les plis nord-anatoliens et les oscillations verticales permettant les transgressions éocènes de l'Anatolie centrale peuvent être considérées comme les premières manifestations de ces mouvements épirogéniques. Ces mouvements se sont manifestés pendant le Néogène et le Quaternaire. Le rejet des failles est entre 1 et 1000 mètres (la vallée d'Oltu). Le système d'accidents ainsi formé consiste en failles, flexures, fossés d'effondrement et dépressions; il faut noter aussi que l'âge des cassures est différent, c'est-à-dire que dans des dépressions limitées par des failles-bordières on peut voir des cuvettes et des failles plus jeunes. En général les lignes longitudinales dominant les structures sont coupées par des accidents plus courts et transversaux.

Le relief actuel de la Turquie est dû à des mouvements épirogéniques qui ont dicté sa morphologie et son hydrologie. En effet, dans tout le pays on observe des terrasses fluviales et des restes de vallées desséchées. Les accidents épirogéniques peuvent être classés en deux groupes suivant leur direction :

1) Dans les zones intermédiaires ils sont indépendants par rapport à la direction des plissements ;

2) Dans les zones orogéniques ils sont en général — à part les accidents transversaux — parallèles aux lignes structurales. Ceci peut expliquer assez bien que les lignes épirogéniques sont dues à des mouvements orogéniques.

En Turquie nous distinguons 4 régions séismiques :

- 1) L'Anatolie occidentale de 100.000 km² ;
- 2) L'Anatolie septentrionale de 1.500 km. de longueur ;
- 3) L'Anatolie centrale ;
- 4) L'Anatolie sud-orientale, qui est la continuation des Rift-Valleys d'Afrique.

La surface occupée par les régions séismiques représente 40 % de la surface totale de la Turquie. La situation géologique de ces régions montre aussi que leur répartition n'est pas liée à des mouvements orogéniques alpins. Par exemple, l'Anatolie centrale fait partie du massif intermédiaire, et l'Anatolie septentrionale se trouve en plein dans la zone alpine.

On peut donc dire que la répartition des régions séismiques est en relation étroite avec le réseau d'accidents épirogéniques qui se sont formés après les mouvements orogéniques.

Pourquoi l'activité séismique est-elle plus intense en Turquie que dans les autres pays appartenant au même système orogénique alpin ? Je pense que la seule raison est l'intensité des mouvements épirogéniques. En effet, les sédiments néogènes déposés au niveau de la mer se trouvent actuellement à 1000 mètres d'altitude. Le développement du réseau d'accidents épirogéniques peut être expliqué par les particularités tectoniques de la Turquie, qui sont :

- 1) La situation de la zone orogénique avec ses « Zwischen-Gebirge » ;
- 2) Les soulèvements post-miocènes ;
- 3) Les affaissements post-néogènes (effondrement de l'Egée).

XXIV

M^{lle} Nuriye PINAR, Istanbul

Le tremblement de terre de Kursunlu (Anatolie septentrionale)

du 13 août 1951

ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET MACROSÉISMIQUE

1) Le 13 août 1951, à 18 h. 33,5 m., un violent séisme ébranlait la région de Kurşunlu, province de Çankiri, au Nord d'Ankara. Les observations faites directement sur les lieux éprouvés donnaient au séisme le degré VII ou VIII de l'échelle de MERCALLI-SIEBERG. Les magnitudes déterminées par les observatoires lointains de Pasadena et de Berkeley, 6 1/2 et 6 3/4, sont en accord avec les estimations locales.

Les rapports des Ministères de l'Intérieur et des Travaux publics indiquaient 50 personnes tuées, 2.038 animaux morts, 8.000 habitations plus ou moins endommagées ou détruites. Vu l'heure et la saison, la plupart des habitants étaient hors des maisons; c'était l'époque du battage des céréales; c'est pourquoi on n'eut pas à déplorer plus de victimes.

2) L'intérêt de ce séisme est de confirmer et de préciser la ligne de fracture de Çerkeş-Ilgaz, dont je posais à priori l'existence dans mon travail sur le séisme d'Adapazar du 20 juin 1943.

Nous nous trouvons sur la partie W de cette ligne de fracture nord-anatolienne, en gros parallèle à la côte sud de la Mer Noire. Dans mon étude sur la géologie séismique du bassin de la Mer de Marmara, dans un but de synthèse et de classification par rapport à d'autres lignes majeures de Thrace et de l'Anatolie, je rattachais cette ligne à la ligne IV de fracture. Il reste bien entendu que par ligne il faut entendre une zone longue et étroite, comprenant un ensemble de lignes plus ou moins voisines, plus ou moins fragmentaires, de même direction moyenne et se relayant au sens séismo-tectonique du mot.

La partie anatolienne de cette ligne V est un des chaînons de cette longue ligne ceinturant la Terre quasiment suivant tout un parallèle et dont, sans nul doute, l'explication et la continuité relèvent de considérations sur la mécanique du Globe.

Je pense qu'il faut insister sur sa continuité, malgré ce que peuvent nous révéler de fragmentaire les observations de surface auxquelles nous sommes forcément réduits. En effet, cette fracture intéresse à coup sûr les couches

profondes de l'écorce, sinon davantage. Son retentissement épisodique et en des points aux éléments séparés, donnerait faussement une idée de discontinuité. A ce point de vue, la connaissance des hypocentres, des foyers profonds et réels, serait de première nécessité.

3) Je rappelle sommairement la stratigraphie et la tectonique des régions intéressées par le séisme.

A. Stratigraphie. Le soubassement paléozoïque n'est visible qu'à l'Est de la dépression que forme le bassin néogène de Çerkeş-Ilgaz, avec les grauwackes et les schistes de la chaîne d'Ilgaz dağ.

Les formations mésozoïques limitent le bassin au Nord. Ce sont des calcaires marneux ou gréseux, des Flyschs avec des roches vertes et des radiolarites. Le tout est recouvert par des andésites. Ce sont des formations crétaées, qui sont encore visibles au Sud du bassin à Işık dağ.

L'Éocène affleure au N de la dépression avec des grès calcaires et des microbrèches à Nummulites.

L'Oligocène est mal connu. On ne peut lui attribuer la série des schistes bitumineux lacustres qui se trouvent dans la vallée de Soğamliçay.

Le Néogène remplit toute la dépression. Il est formé par des calcaires gréseux, des marnes argileuses et d'une série de couches cimentées, avec des coulées d'andésite et de tufs. D'après les rares fossiles trouvés cette série serait lacustre. Les couches qui s'adossent sur les calcaires de Kabalidağ, au Nord de Çerkeş, plongent de 5 à 10° vers le Sud. Plus à l'Est, à Aşıklar, dans le bassin d'Ilgaz, les couches sont redressées à 60° et presque jusqu'à la verticale.

La dépression est limitée au Sud par une grande masse volcanique, que nous appellerons « complexe volcanique d'Ankara ». Elle est caractérisée par des agglomérats et des tufs stratifiés, en définitive peu disloqués. Cependant sur le bord de la dépression, à Belveren, Kurşunlu, Sumucak, ces éléments plongent assez brusquement et presque verticalement sous les couches néogènes lacustres.

B. Tectonique. La région est englobée dans les plis nord-anatoliens faisant partie de l'aile Nord de la zone alpine eurasiatique. Le sens du déversement est en général du S au N. Cependant le Dr. LAHN (1950) a montré que sur le bord intérieur (Sud) de ces plis on pouvait constater un déversement local vers le Sud, c'est-à-dire vers le massif intermédiaire de l'Anatolie centrale. On observe plusieurs accidents tectoniques qui sont d'abord les deux lignes de cassures N et S qui limitent le bassin, la ligne de contact anormal d'Ulusu (BLUMENTHAL), ceux qui font l'objet de ce travail.

De plus, à l'Est du bassin, BLUMENTHAL (1948) décrit une faille N-S où le Néogène bute contre les schistes paléozoïques.

Enfin une faille transversale NNE-SSW, passant par les sources de Cavundur, Cama, Çatkise, marque l'étranglement du bassin.

Le long de ces lignes on constate le broyage intensif et étendu de toutes les roches préneogènes.

4) Macroséismologie. En se basant sur le pourcentage par rapport au nombre total des bâtiments, du total des bâtiments endommagés ou détruits, en se basant aussi sur les renseignements donnés par les habitants, on peut déterminer, non pas des isoséistes proprement dits, mais des zones d'ébranlement, en particulier celle d'ébranlement maximum. C'est cette zone que nous retiendrons pour la fixation de la ligne épacentrale. Sans qu'on puisse m'accuser de solliciter les faits, je donne à cette zone un contour elliptique, dont le grand axe est parallèle et très proche de la faille limite méridionale.

I — *Zone d'ébranlement maximum.* Nous la caractérisons par un taux de dégâts de plus de 50 %. Sur la carte elle est tracée en tirets-points. Au Nord elle ne dépasse pas le contact Néogène-Crétacé. Par contre, au Sud, elle empiète largement sur le massif volcanique.

Le grand axe de l'ellipse passe par les villages de Yeşilöz, Çardak, Hacimusali, Sivricek, Agilözü, c'est-à-dire en avant de la faille Sud. (Pour le détail des dégâts dans les villages voir l'article complet *).

Kurşunlu est la ville principale du bassin. Parmi ses cinq quartiers endommagés celui de Hacı-Bekir est le plus éprouvé avec 42 maisons détruites et endommagées sur un total de 57.

Les maisons sont d'assez vieilles constructions; le rez-de-chaussée est en pierres cimentées par de la terre, il est surmonté d'un seul étage en bois. D'autre part elles sont construites sur un versant, mais le sous-sol est solide, étant formé par des agglomérats volcaniques.

Les pointes des minarets sont tombées dans les directions les plus diverses. Le choc initial fut ressenti verticalement de bas en haut. Ces deux faits peuvent prouver que nous sommes sur l'hypocentre ou, du moins, assez proches.

II — *Zone dans laquelle le tremblement de terre a été perçu.* Le contour de cette zone est dessiné en tirets. Il n'est pas centré sur le contour de la zone d'ébranlement maximum. La raison en est que d'autres lignes de failles ont joué en relais.

1) Faille transversale de Cavundur-Çatkise. Le séisme a produit des modifications importantes aux sources chaudes et froides. Des eaux chaudes sont devenues froides et inversement.

2) Prolongement oriental de la ligne Çerkeş-Ilgaz Sud. La secousse vient en général de l'W. Cependant une cassure E-W de 8 à 9 km. de long s'est ouverte au SW d'Ilgaz. Elle traverse des masses néogènes et des roches volcaniques. Le Dr. LAHN a relevé un rejet vertical allant parfois jusqu'à 50 cm. Le bord Sud s'est affaissé par rapport au bord N.

3) Ligne de fracture au N de la faille de Çerkeş-Ilgaz. Le Dr. LAHN a pu suivre cette cassure de la boucle W de l'Uluşu jusqu'au N de Çerkeş, puis de Yozgat à Ödemiş (au Nord de Kurşunlu). La secousse a été ressentie en général comme venant du Sud.

4) Ligne de Gereede-Uluşu. Pendant le séisme, dit de Bolu, du 1^{er} février 1944, une longue faille s'est ouverte suivant cette ligne. On pouvait la suivre sur plus de 150 km., du lac d'Abant à l'W, aux environs de Bolu, jusqu'à la vallée de Melançay à l'E.

Cette faille s'est partiellement réouverte lors du séisme de Kurşunlu, sur une longueur de 40 km. de Demirciköy à l'W, jusqu'à Kuzören sur le Melançay à l'E. Dans la roche solide cette fracture se présentait sous la forme d'une simple crevasse, dans les dépôts meubles elle ressemblait à un sillon creusé par une charrue, ne montrant aucun déplacement horizontal ou vertical remarquable. Au N de la station de İsmet Paşa la fracture traverse la voie ferrée d'Ankara-Zonguldak, les rails ont été fortement tordus. Plus loin à l'Est, près de Kükürt, la fracture s'est ouverte sur une longueur de 12 km. Plus loin encore, à Dalkos, la source froide non minérale a changé son débit, comme elle l'avait fait en 1944.

5) Dépression de Safranbolu-Araç. A 45 km. au Nord de Kurşunlu, à Araç, on a ressenti une secousse assez forte et une pointe de minaret a été renversée. Il est possible qu'une ligne de fracture caractérise la dépression

(*) Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul, t. XVIII, Sér. A, fasc. 2, 1953.

Safranbolu-Araç, le long de la rivière de l'Araç çay. Le jalonnement par 3 sources minérales confirmerait ce point de vue.

Discussion

M. SPONHEUER : Im Zusammenhang mit der Tektonik Anatoliens wäre es interessant zu erfahren ob Präzisions-nivellements gemacht wurden, um die Bewegungen des Anatolischen Blocks zu kontrollieren.

Dr. DILGAN : Je voudrais bien savoir ce que M^{lle} PINAR pense sur le mouvement lent en sens contraire des deux régions séparées par la ligne tectonique nord-anatolienne avec affaissement de la partie sud.

M^{lle} PINAR : Le Professeur DILGAN a demandé comment on pourrait expliquer le déplacement horizontal de l'Anatolie Nord. On ne peut pas donner d'explication, le phénomène est général, pour toutes les régions séismiques. Un de mes collègues, le Dr. I. KETIN a donné une explication personnelle; on est évidemment libre de l'accepter ou non.

XXV

M^{me} Henri LABROUSTE, Paris, et M^{lle} Nuriye PINAR, Istanbul

Etude microséismique des tremblements de terre du 13 juillet 1949 et du 13 août 1951, en Turquie

Les épicentres des deux séismes ont été déterminés par la méthode de J. GILBERT (1) qui utilise les couples de stations recevant les ondes P à la même heure. Les données nous ont été fournies par le bulletin mensuel du Bureau central international et, pour quelques stations, par l'examen direct des séismogrammes qui nous été aimablement communiqués (Istanbul, Ksara, Helwan, Strasbourg, Copenhague, Clermont).

La droite moyenne $y = \alpha x + \beta$ qui, dans la méthode de J. GILBERT, définit les coordonnées de l'épicentre, a été déterminée au moyen d'un procédé de calcul mieux approprié que la méthode des moindres carrés.

Les résultats obtenus sont les suivants :

	α	ξ	Φ	Λ
23 juillet 1949	$2,019 \pm 0,001$	1,783	$38^{\circ}33'$	$26^{\circ}21' \pm 1'$
13 août 1951	$1,543 \pm 0,001$	1,601	$41^{\circ}12'$	$32^{\circ}57' \pm 1'$

On obtiendrait probablement une précision plus grande par l'examen comparatif des débuts sur les enregistrements originaux, mais la précision est dès maintenant suffisante pour choisir entre les déterminations antérieures et pour comparer les résultats des études macroséismiques et microséismiques.

23 juillet 1949. — On constate que le premier épicentre, situé au sud-ouest de Karaburun, est décalé vers le sud-ouest d'environ 15 km. par rapport au centre de l'aire pléistocène définie par l'étude macroséismique de M^{lle} PINAR, mais il s'écarte davantage de l'épicentre proposé par Athènes, lequel est situé en mer, au nord de l'île de Chios ($38,7^{\circ}$ N., $26,1^{\circ}$ E.).

(1) M^{me} Y. LABROUSTE et M. J. GILBERT. Détermination d'un épicentre à l'aide des couples de stations ayant reçu les ondes P à la même heure. *Annales de géophysique*, t. 7, n° 4, 1951 (p. 268-271).

13 août 1951. — Dans le cas du séisme du 13 août, l'épicentre trouvé est assez voisin de celui qu'avait précédemment proposé le BCIS (40,9° N., 33,2° E.). Situé à 40 km. au nord de Kurşunlu et à environ 28 km. au nord de la cassure qui a joué en 1944 et en 1951, il tombe franchement en dehors de l'aire pléistosséiste déterminée par M^{lle} PINAR.

Profondeur du foyer. — L'interprétation des séismogrammes de Ksara, Strasbourg, Copenhague, Clermont et Paris nous a conduites à admettre, à titre provisoire, que les foyers des deux séismes se situent à une profondeur d'environ 30 km., mais la complexité du début rend l'interprétation douteuse :

1) L'arrivée d'un impetus environ 7 s. après le début, sur tous les enregistrements dont nous disposons, pourrait être interprétée comme l'enregistrement d'un deuxième choc. En particulier, à Istanbul, on observe deux impetus respectivement 7,5 et 13,5 s. après le début.

2) Les stations de Strasbourg, Copenhague, Clermont et Paris se trouvent situées à des distances comprises entre 16 et 22 degrés et l'aspect du début sur les verticaux à courte période pourrait être interprété comme traduisant des arrivées d'ondes correspondant à des branches différentes de la courbe des P.

L'examen d'autres enregistrements est indispensable pour élucider ces différentes questions.

Détermination de l'heure origine. — Elle a été faite par deux méthodes.

1) A partir des durées de propagation des ondes P. — Les heures origines calculées au moyen des données de Strasbourg, Copenhague et Paris et des Tables de JEFFREYS-BULLEN relatives aux foyers normaux sont les suivantes :

15^h03^m32^s (23 juillet 1949)

18^h33^m31^s (13 août 1951)

2) En construisant le graphique des différences S-P en fonction des heures d'arrivée des P.

Les données sont celles du bulletin trimestriel du BCIS auxquelles ont été ajoutées les valeurs de quelques stations russes pour le premier séisme. On est frappé par la dispersion des points. Un petit nombre de données ont seules pu être utilisées.

Elles s'alignent le long d'une droite qui coïncide pratiquement avec la droite moyenne tracée d'après les Tables de JEFFREYS-BULLEN. Cette droite coupe l'axe des temps à 15^h03^m32^s dans le cas du 23 juillet et à 18^h33^m32^s dans le cas du 13 août. Il y a donc un très bon accord entre les heures origines trouvées par les deux méthodes.

Durées de propagation. — Les temps de propagation annoncés par les observatoires et comptés à partir des heures origines ci-dessus (15^h03^m31^s et 18^h33^m32^s) ont été comparés aux données des Tables de JEFFREYS-BULLEN relatives aux foyers normaux.

La moitié, environ, des observatoires ont enregistré correctement le début des ondes P à ± 2 secondes près, pour les deux séismes. Un quart des observations se groupent autour de P + 5 secondes, tandis que les autres s'interprètent d'une manière satisfaisante comme pP ou sP, en admettant une profondeur de foyer de 26 km.

Les ondes S paraissent n'avoir été interprétées correctement que par un petit nombre d'observatoires, alors qu'un plus grand nombre d'observations correspondraient à la phase sS. Toutefois, la présence d'un nombre également appréciable d'observations groupées autour de S + 5 s laisse sub-

sister un doute sur l'interprétation et, en particulier, sur la valeur exacte de la profondeur de foyer :

23 juillet 1949						
P	P + 5	pP	sP	S	S + 5	sS
42	21	10	7	5	12	13
13 août 1951						
46	22	25	12	12	10	29

Conclusion. — L'étude comparative des enregistrements est donc indispensable pour préciser les conclusions de ce premier travail, lequel montre de manière frappante l'insuffisance des méthodes actuelles d'interprétation et l'urgence d'une meilleure organisation des recherches en séismologie.

Discussion

Le Professeur ROTHÉ demande à M^{lle} PINAR quelle est la nature géologique à l'épicentre microséismique.

M^{lle} PINAR : L'épicentre est situé bien au Sud de la chaîne pontique et bien au Nord du Bassin néogène faillé.

Le Professeur ROTHÉ pense que le plan de faille signalé par M^{lle} PINAR est un phénomène secondaire superficiel et que le vrai phénomène séismique est bien en liaison avec la zone anticlinale alpine de la chaîne pontique.

XXVI

Dr L.P.G. KONING, Amsterdam.

General considerations on the geographical distribution of earthquakes in relation to their depth and magnitude *

Introduction

After TURNER (1) had pointed out in 1922 the existence of deep-focus earthquakes, many investigators have occupied themselves with problems raised by this discovery. Besides the development of methods for determining origin time, travel time, depth of focus, etc. it was endeavoured to establish a relationship between the geographical distribution of the earthquakes and the focal depth.

In 1935 WADATI (2) published two maps on one of which deep-focus earthquake zones are indicated. He distinguished three seismic belts: the Soya deep-focus earthquake zone, extending from Kamschatka to Vladivostock, the traversing deep-focus earthquake zone, extending from Vladivostock to the Marianas Archipelago, and the small Kiushiu deep-focus earthquake zone on the Kiushiu and the Riu-kiu Islands. From the course of the seismic isobaths up to a depth of 400 km on Wadati's second map, the conclusion might follow that the hypocentres of the deep-focus earthquakes are to be arranged along a surface plunging towards the Asiatic continent.

BERLAGE (3) investigated the geographical distribution of the earthquakes in the East Indian Archipelago with regard to their depth. He was of the opinion that the foci of the deep earthquakes in the East Indian Archipelago

(*) Résumé présenté par le Dr. SCHOLTE.

might be arranged in an inclined surface sloping down to a depth of the order of 600 km and dipping towards the Asiatic continent.

Comparable arrangements of the foci of deep-focus earthquakes has also been established in other regions.

The conformity of the seismograms of shallow and deep earthquakes led to the supposition that fractures occur at large depths in just the same way as in the earth's crust.

KONING (4) investigated the earthquake of June 29, 1934 in the Flores Sea with a focal depth of about 700 km. Based upon the geographical distribution of dilatations and compressions at the earth's surface he found a mechanism of fracturing in the hypocentre of the earthquake. Originally the position of the two probable faultplanes, perpendicular to each other, was derived from the strike and dip of the hypothetical surface of BERLAGE. Later investigations by KONING (5) proved, however, that according to the observed geographical distribution of dilatations and compressions many positions of the faultplanes were more or less independent upon BERLAGE's surface.

In 1952 RITSEMA (6) studied two deep-focus earthquakes which have taken place in the East Indian Archipelago : Aug. 11, 1937 in the Java Sea with focal depth of 610 km and Sept. 22, 1940 in Mindanao with focal depth of 660 km.

Using the geographical distribution of the dilatations and compressions he also found a definite process of fracturing in the hypocentres of the two earthquakes.

Iso-magnitude line method

Now the magnitudes of a large number of shallow and deep-focus earthquakes have been published by GUTENBERG and RICHTER (7) it seems possible to obtain more information about the character of the hypothetical plane along which the hypocentres of deep-focus earthquakes might be arranged.

In order to obtain this information KONING (8) developed the following method.

The earth has been divided into the following layers : 0-50, 50-100, 100-150, 150-200, 200-250, 250-300, 300-400, 400-500, 500-600, and 600-700 km. For every layer a map has been drawn on which the epicentres of the earthquakes occurring in the layer concerned have been plotted. The earthquakes with focal depth equal to the transition depth of two layers have been plotted on both corresponding maps.

Subsequently the epicentres of the earthquakes with the same magnitude have been connected this giving rise to iso-magnitude lines. For every layer a magnitude map can be composed. A series of these magnitude maps not only gives a clear representation of the horizontal distribution of the magnitude values but also of the relationship between these values and the focal depths. In other words : the maps illustrate a more or less regular character of a continuous earthquake process in a horizontal direction. Through the regions for which seismic magnitude maps can be composed a large number of profiles give some information as to the course of the magnitudes as a function of depth.

Both, maps and profiles show a light upon the spatial distribution of the hypocentres of the earthquakes which are the result of stress conditions caused by the continuous earthquake process.

When studying the earthquake data in this way the following problem arises :

Is it permitted to attribute any significance to the iso-magnitude lines drawn on the maps, in other words, is it justified to draw such lines and, if confirmed, is the course of the drawn lines based on the small number of data acceptable?

The whole process causing earthquakes may be considered as a continuous process taking place during a long era in one or more regions of the earth as part of its evolution. When a small number of earthquakes occurring during a relatively very short period in a particular region of the earth is studied, it seems justified to consider these shocks as having occurred at the same moment. This small group of shocks is not only a manifestation of the large process, but also the records of the earthquakes represent a reflection of this process. The continuous process, however, is a function both of time and of space. The manifestations of the process may differ from place to place, i.e. various stress conditions may develop, which considered at a particular moment may generally show local differences. It may be expected that in the spatial distribution of the stress conditions a definite system occurs with respect to the intensity.

Regions of large stress accumulations may alternate horizontally as well as vertically with such of less strong stress accumulations. The magnitude of earthquakes is a measure for the quantity of emitted mechanical energy, this quantity being related to the stress condition causing the shock. The magnitudes of a large number of earthquakes being known, it may be possible to ascertain the spatial distribution system in order to obtain some information on the large process. The determination of this spatial distribution system is carried out by considering the earthquake foci as spatially distributed points to which definite values are given (magnitudes), thus composing a field, a magnitude field. Within this field iso-magnitude surfaces may be the thought to be present, the magnitude maps representing intersections of certain horizontal levels (i. e. parallel to the earth's surface with these surfaces).

It is necessary to be fully aware of the fact, that the available data are insufficient for the precise determination of the course of the lines. Only a provisional and rough representation is given in the drawings.

Another problem is the unavoidable subjectivity which played a role while drawing; in fact it is possible that regions separately drawn should have been joined or reversely.

Summary of the provisional results

Considering now again the magnitude maps the following general points may be noted.

1. The maps of the 0-50 km layer show in general a much more complicated representation of the geographical distribution of the epicentres with regard to the magnitudes than those of the deeper zones. On the other hand for all layers deeper than 50 km there is a striking similarity in the course of the iso-magnitude lines on the maps. This difference between the surface layer and the deeper parts of the earth may be caused by the complicated structure of the crustal layer. Only a part of the shallow earthquakes may be directly related to the spatial position of the intermediate and deep foci while the remaining shallow shocks might be more related to local crust phenomena.

2. The regularity in the distribution of the centres of relatively strong

seismic intensity, observed on the map for the 0-50 km layer, is presumably also present on the maps for the 50-100 and 100-150 km layers. The continuation of the more or less regular distribution of the centres of relatively strong seismic intensity in the deeper layers, though remarkable, is to be expected. This phenomenon seems to point to a regular distribution of the centres not only horizontally but also vertically. The increase of the mutual distances between the centres with increase of depth is a striking fact. The absence of the regularity on the maps for the deeper layers may be caused by the too small number of shocks in these parts of the earth.

3. A provisional analysis of the magnitude maps for the upper layer lead to interesting conclusions. The relationship between the occurrence of the shocks and the structural behaviour of the upper layer is one of the most striking facts.

In several regions within the seismic belts a-seismic masses appear to occur.

These a-seismic masses may provisionally be recognized as stable masses in the geological sense of the word.

4. Many investigators have pointed to a certain relationship between volcanism and the intermediate earthquakes. As a result of his study KONING hardly believes such a relationship to exist.

In the earth we have to do with a large process acting in many regions up to a depth of several hundreds of kilometers and causing many earthquakes. There certainly exists a narrow relation between this large process and the structure of the upper layer. It is a well-known fact, that there, where the structural relations of the crust allow the development of volcanism, volcanoes may originate. As volcanism must be seen as a phenomenon which takes place in the upper layer of the earth it is evident that the volcanoes originate in a zone which coincides with the belt of the shallow shocks and partly with the belt of the intermediate shocks. The development of the volcanoes, however, depends upon the structural relations in the upper layer and not upon the more or less accidental location of the belt of the intermediate earthquakes.

Literature

1. H. H. TURNER, On the arrival of earthquake waves at the antipodes and on the measurement of the focal depth of an earthquake. *Monthly Not. roy. astr. Soc.*, London, *Geophys. Suppl.*, Vol. 1, 1922 (p. 1-13).
2. K. WADATI, On the activity of deep-focus earthquakes in the Japan Islands and Neighbourhoods, *Geophys. Mag.*, Vol. 8, n° 3-4, 1935 (p. 305-325).
3. H. P. BERLAGE, A provisional catalogue of deep-focus earthquakes in the Netherlands East Indies, 1918-1934, *Gerlands Beitr. Geophys.*, t. 50, 1937 (p. 1-17).
4. L. P. G. KONING, On the mechanism of deep-focus earthquakes, *Gerlands Beitr. Geophys.*, t. 58, 1941 (p. 159-197).
5. L. P. G. KONING, On the determination of the fault planes in the hypocentre of the deep-focus earthquake of June 29, 1934 in the Netherlands East Indies, *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch.*, Vol. 45, n° 7, 1942 (p. 636-642).
6. A. R. RITSEMA, Over diepe aardbevingen in de Indische Archipel, *Diss. Utrecht* (1952) [N.V. Wed. J. Ahrend & Zoon, Rotterdam].
7. B. GUTENBERG and C. F. RICHTER, *Seismicity of the Earth*, 1949, Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
8. L. P. G. KONING, Earthquakes in relation to their geographical distribution, depth and magnitude, I-VIII, *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch.*, Vol. 55, 1952 (p. 60-77, 174-193, 194-206, 263-271, 272-279, 280-283, 283-292).

Discussion

Rev. Dr. INGRAM : One would expect that these surfaces of equal magnitude could be extended down to greater depths. Can any conclusions be drawn ?

Dr SCHOLTE : That has been done. The conclusions are not too convincing.

Rev. Dr. INGRAM : It might be easier to use the normals to the surfaces.

Dr. SCHOLTE : Yes.

Dr. BATH : The physical significance of « iso-magnitude lines » is open to question. If all earthquakes are used, I cannot see any physical importance, as that would mean that in the same point always the same magnitude is obtained, which is not the case. They may have physical significance if they are defined as isolines of *maximum* magnitudes for a given interval of time.

XXVII

M^{me} Henri LABROUSTE, Paris

Graphiques de durées de propagation
destinés à faciliter le dépouillement des séismogrammes

Les membres de l'Association de Séismologie réunis à Strasbourg en 1947 s'étaient préoccupés du problème de l'interprétation des séismogrammes dans les observatoires, et, dans le désir de rendre ces interprétations plus comparables entre elles, ils avaient voté une résolution recommandant l'emploi général des Tables de JEFFREYS-BULLEN déjà utilisées dans la préparation de l'International Seismological Summary.

J'avais, à cette époque, fait tracer des graphiques à grande échelle qui permettent, mieux que des Tables, un contrôle commode des interprétations.

Ce contrôle peut être rendu beaucoup plus rapide, si les courbes sont tracées sur un support transparent, à la même échelle de temps que l'enregistrement du séisme, ce qui permet de superposer directement le graphique au séismogramme étudié.

Les graphiques présentés ont été réalisés sur astralon. L'exécution du travail de reproduction a pu être assurée grâce à la collaboration de l'Institut Géographique National, Paris, qui possède des ateliers spécialisés dans ce genre de travaux.

Les courbes ont été tracées en portant, en abscisses, les différences entre les temps d'arrivée des différences phases et ceux des ondes P ou PKP selon la distance. En ordonnées, sont portées les distances angulaires en degrés, avec une échelle de correspondance en km. La présence d'une échelle à chaque extrémité du graphique permet une lecture précise des ordonnées, en appliquant sur le graphique une règle transparente portant un axe. Cette solution s'est montrée préférable à celle d'un fond millimétrique qui diminuait beaucoup la transparence du graphique, et aussi sa précision dans le cas d'un tirage en deux couleurs qui exige un repérage du graphique par rapport au fond.

Les pointés ont été faits sur un zinc habillé, à l'aide d'un coordinatographe, ce qui assure une précision très supérieure à celle des données elles-mêmes.

Les graphiques actuellement disponibles se rapportent respectivement aux foyers superficiels et aux deux profondeurs $h = 0,01$ (97 km.) et $h = 0,09$ (606 km.). D'autres sont en préparation.

Le choix des données a été fixé à la suite d'une correspondance échangée avec le Prof. GUTENBERG, le Prof. JEFFREYS et M^{lle} LEHMANN. Je tiens à les remercier de la documentation qu'ils ont bien voulu m'apporter, ainsi que des précieux conseils dont j'ai profité au cours de ce travail.

Dans le désir de réaliser des graphiques adaptés à un emploi général par tous les observatoires, j'ai jugé préférable de n'y introduire, actuellement, que les données des Tables JEFFREYS-BULLEN.

Le premier graphique traduit donc simplement celles qui se rapportent aux foyers superficiels. Pour les foyers profonds, on a calculé les durées de propagation de nombreuses phases réfléchies, en particulier celles des ondes réfléchies près de l'épicentre. Les calculs ont été faits par M^{lle} Y. BEAUFILS, à partir des Tables de corrections publiées par JEFFREYS et BULLEN, en suivant les règles qui m'ont été données par le Prof. JEFFREYS. Les courbes obtenues sont évidemment moins précises que les autres, mais fournissent un guide suffisant pour l'interprétation des séismogrammes.

On a, en outre, adjoint à chaque graphique une courbe auxiliaire donnant les différences P-PKP entre 105° et 140°; la courbe P a été calculée par extrapolation linéaire à partir de 105°, suivant les indications de M^{lle} LEHMANN.

Enfin, les graphiques ont été complétés par trois courbes relatives aux ondes superficielles de LOVE et de RAYLEIGH.

Pour ces dernières phases, les données antérieures ont été complétées en tenant compte de nouvelles déterminations faites par M^{lle} Y. BEAUFILS, qui a entrepris le dépouillement systématique des séismogrammes obtenus à Paris et correspondant à des foyers récents situés soit sur la crête Atlantique, soit en Amérique. Les résultats détaillés de cette étude seront publiés ailleurs.

Pour ne pas introduire dans les graphiques des données ayant un caractère trop régional, on s'est borné à y tracer trois courbes définissant les limites entre lesquelles les ondes de LOVE et les ondes de RAYLEIGH peuvent être attendues. Les limites adoptées, en tenant compte de l'ensemble des données dont nous disposons sont :

LOVE	4,6 km/s.
RAYLEIGH	4,1 »
RAYLEIGH	3,4 »

Les courbes présentées ont été construites et tirées, par contact direct, à l'échelle de 2 cm/minute, mais l'Institut Géographique National est en mesure d'en fournir des tirages à d'autres échelles (1).

Discussion

Prof. JEFFREYS: We congratulate M^{me} LABROUSTE on her energy in carrying through this work.

Jeudi 25 septembre

La journée de jeudi était consacrée à une excursion dans la zone sismique du Jura-Souabe. Partis le matin à 8 h. 15 de Stuttgart, les autocars

(1) Je me tiens à la disposition des personnes qui souhaiteraient obtenir des renseignements plus précis à cet égard. conduisent les participants à Tübingen dont les endroits caractéristiques sont rapidement visités (Place du Marché, Hôtel de Ville). Depuis la terrasse du Château la vue s'étend sur le Jura-Souabe. Mr. ALDINGER, professeur de Géologie à la Technische Hochschule de Stuttgart, fait un exposé sur la tectonique de la région. Vers 11 heures les Congressistes se trouvent en plein cœur de la zone sismique et visitent la Chapelle Maria Zell, située sur le flanc Est du Hohenzollerngraben, un des rares édifices laissant encore apparaître les dégâts du séisme du 28 mai 1943. Un séismoscope est installé dans cette chapelle. Après être redescendu sur Hechingen les autocars gravissent le plateau pour aboutir au Raichberg où un déjeuner offert par le gouvernement du Württemberg est servi. A l'issue du déjeuner le Professeur JEFFREYS remercie le Professeur HILLER et ses aides pour la réussite de ce Congrès.

Après le déjeuner une promenade à pied permet aux participants de voir de près le Hohenzollerngraben. Au retour le Professeur HILLER attire l'attention sur la réparation effectuée au clocher de Talfingen-Truchtelfingen.

Vendredi 26 septembre (matin)

Le Président HILLER ouvre la séance.

XXVIII

ERICH TRAPP, Wien

Der zeitliche Verlauf und die räumliche Verteilung der Erdbeben in Österreich (1)

Im Jahre 1895 wurde von der Akademie der Wissenschaften in Wien für alle Länder des alten Österreich ein wohlorganisierter makroseismischer Dienst eingerichtet, den im Jahre 1904 der Staat übernahm. Größere Unterbrechungen in den seit 1896 publizierten, in der Regel jährlich erscheinenden Erdbebenberichten und die sehr unterschiedliche Bearbeitung der Erdbeben führten zu der Anlegung eines Erdbebenkataloges nach einheitlichen Grundsätzen. Auf die heutigen Staatsgrenzen bezogen enthält der neue Katalog in chronologischer Folge von jedem sicher verbürgten Erdbeben : Datum und Eintrittszeit, Ortsbezeichnung und Koordinaten des Epizentrums, die Maximalintensität nach der 12-teiligen Skala von MERCALLI-SIEBERG (2). Hinsichtlich der Größe des Schüttergebietes wurden die Erdbeben zum Zweck einer geeigneten statistischen Verarbeitung ganz roh nach folgendem Schema in 5 Klassen eingeteilt :

(1) Die hier kurz skizzierte Bearbeitung der österreichischen Erdbeben ist einschließlich des Erdbebenkataloges 1904-1948 unter dem Titel « Ein Beitrag zur Erdbebengeographie Österreichs », von M. TOPERCZER und E. TRAPP in den *Mitteilungen der Erdbebenkommission* als Heft N° 65 erschienen (Wien 1950, Springer-Verlag).

(2) im folgenden mit M. S. bezeichnet.

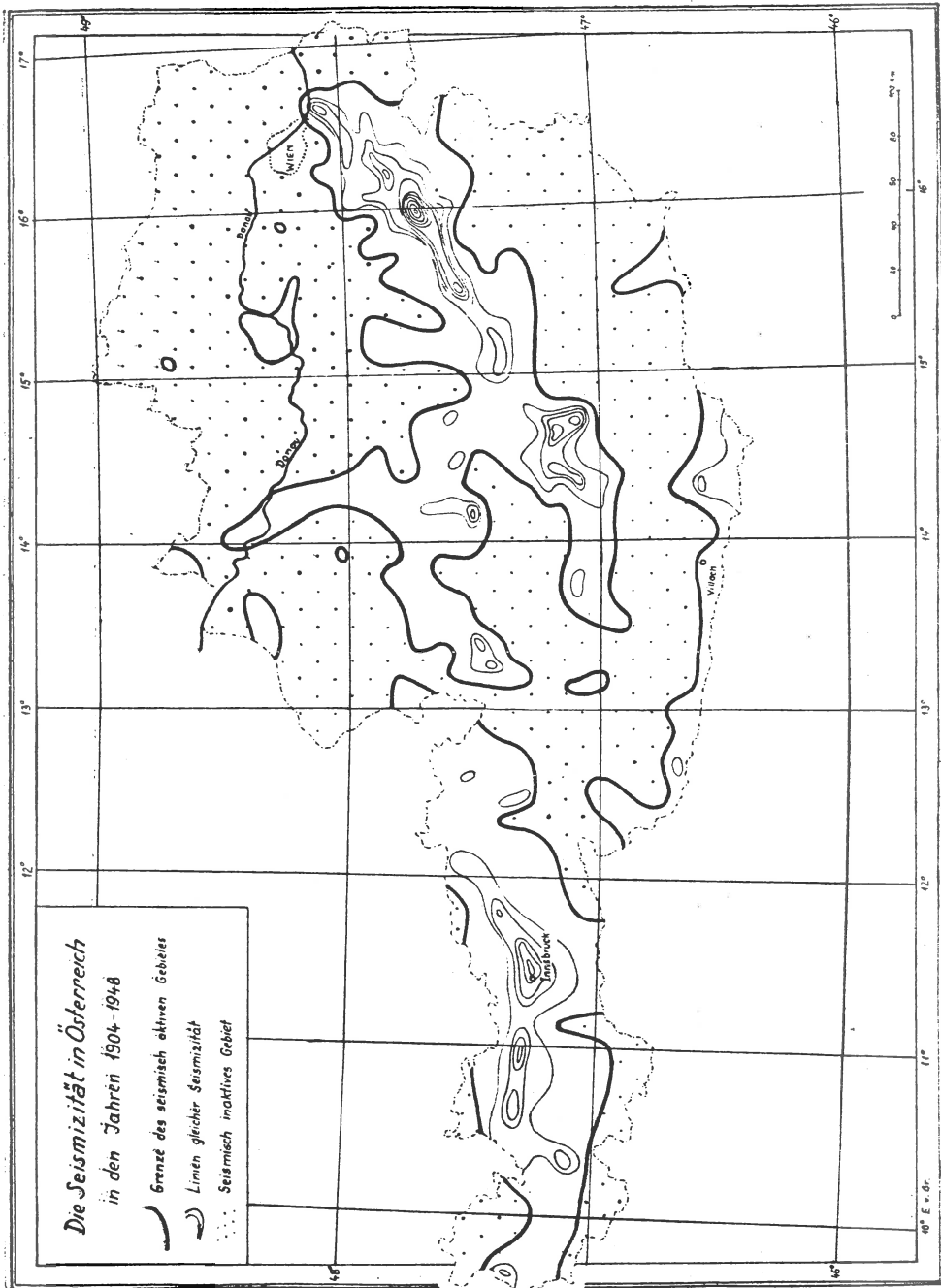
erschütterte Fläche	Klasse
bis 20 km ²	0
bis 1000 »	1
bis 10000 »	2
bis 50000 »	3
über 50000 »	4

Im Katalog sind die meisten Vor- und Nachbeben ohne Numero den zugehörigen Hauptbeben beigelegt; doch wurden in mehreren Fällen Vor- und Nachbeben, die den Charakter eines selbständigen Bebenereignisses hatten, gesondert eingetragen und behandelt. Auch die in Osterreich wahrgenommenen Erdbeben der Nachbarstaaten sind in dem Katalog enthalten.

Von den 648 Erdbeben der Jahre 1904-1948 entfallen 55½ % auf die Winterhälfte und 44½ % auf die Sommerhälfte des Jahres. Bei Verteilung der Bebenereignisse auf die einzelnen Monate ergibt sich eine einfache flache Jahreswelle der Bebenhäufigkeit, die schon seinerzeit von V. CONRAD als reell erkannt wurde. Die weitaus meisten Beben sind regellos, beziehungsweise gleichmäßig über das ganze Jahr verteilt, denn die endogenen Kräfte sind in ihrem Walten unabhängig vom Jahreslauf. Dadurch aber, daß bei einem kleinen Teil entspannungsreifer Beben exogene Kräfte die Auslösung herbeiführen, kommt der jährliche Gang der Bebenhäufigkeit zustande. Unter allen auslösenden Faktoren ist wohl dem Luftdruck die größte Wirkung zuzuschreiben; dementsprechend wurde von M. TOPERCZER die mittlere monatliche Luftdruckschwankung, sowie die Änderung der Luftdruckmittelwerte von Monat zu Monat von Wien (1851-1920) zum Vergleich herangezogen und eine ausreichende Übereinstimmung mit dem Gang der Bebenhäufigkeit gefunden. Der Untersuchungszeitraum ist zu kurz und die Erfassung aller Erdbeben (infolge der beiden Weltkriege) zu wenig gut gelungen, um speziell untersuchen zu können, wieweit die alljährlich auf ungefähr die gleichen Termine fallenden tiefgreifenden Umgestaltungen der Großwetterlage von Einfluß auf die Bebenhäufigkeit sind. Sehr wohl könnte zum Beispiel das bei der monatlichen Aufteilung der Erdbeben 1904-1948 erhaltene sekundäre Maximum im Mai mit der beginnenden Umstellung der mittleren Wetterlage auf den europäischen Sommermonsun zusammenhängen.

Die Verteilung der Erdbeben auf die einzelnen Stunden ergibt eine erhöhte Bebenetätigkeit in den Nachtstunden, eine verminderte bei Tag. Die Bebenhäufigkeit zeigt im täglichen Gang eine einfache Welle, die bei statistischen Untersuchungen schon mehrfach gefunden wurde, bisher jedoch nicht befriedigend erklärt werden konnte. Um die Behauptung von MONTESSUS DE BALLORE zu widerlegen, daß die 24-Stundenwelle bloß durch die bessere Wahrnehmungsmöglichkeit während der Nachtzeit entsteht, wurde die Verteilung der Starkbeben ($\geq 5^{\circ}$ M.S.), die wohl zu jeder Stunde gleich gut fühlbar sind, gesondert untersucht und ebenso das auffällige Nachtmaximum erhalten.

Zur Kenntnis der räumlichen Verteilung der Erdbebenetätigkeit in Osterreich wurde eine Übersichtskarte der Epizentren der Jahre 1904-1948 angefertigt und dabei eine Gruppierung in schwächere, stärkere und schadenbringende Erdbeben vorgenommen. Die Karte der geographischen Verteilung der Bebenherde gewährt einen ersten Einblick in die gegenwärtige seismische Aktivität in Osterreich. Um auch beurteilen zu können, in welchen Gegenden die seismische Regsamkeit im Abklingen beziehungsweise im Steigen begriffen ist und wo sie unvermindert anhält, ist der Vergleich mit der seismischen Aktivität in den vergangenen Jahrhunderten wichtig. Für diese Untersuchung kam praktischerweise bloß die Gruppe der Schaden-



beben, das sind solche der Stärke $\geq 6^{\circ}$ M.S., in Betracht, weil nur diese einigermaßen sicher erfassbare Bebengruppe eine annähernd homogene Ereignisreihe darstellt. Die Untersuchung ergab, daß sich die seismisch aktiven Zentren im Laufe der Jahrhunderte nicht wesentlich verlagert haben. Ziemlich abgeklungen ist die Bebenstätigkeit im Villacher Raum, wo sich im Jahre 1348 ein vernichtendes Erdbeben zugetragen hatte; in dem habituellen Stoßgebiet von Innsbruck und Hall haben die Beben an Heftigkeit merklich abgenommen.

Die Herdverteilungskarte gibt die seismische Aktivität eines Landes nur ungenügend wieder, selbst wenn, wie oben, eine Gruppierung nach einigen Stärkestufen vorgenommen wurde. Man muß vielmehr trachten, aus den makroseismischen Daten eines Bebens ein Maß — am besten eine einfache Zahl — herzuleiten, womit das Beben in seiner Wirkung auf der Erdoberfläche hinlänglich charakterisiert wird. Die Maßzahl, die man dem Herd eines Bebens als dem Quellpunkt der seismischen Energie zuerkennt, soll aus einer geeigneten Zusammenfassung von maximaler Bebenstärke und makroseismischer Reichweite entstehen. Nimmt man die Maximalintensität in M.S.-Graden und wird das Schüttergebiet in einer ähnlichen Art, wie eingangs angeführt, in Klassen eingeteilt, dann gibt das Produkt *Maximalstärke* \times *Schüttergebietsklasse* die dem Beben zukommende *seismische Aktivitätszahl*. Bei Herdgleichheit werden die für jedes Beben gebildeten Zahlen addiert; die Summierung läßt sich ohne Bedenken auch auf einen kleinen Bereich, der eine Anzahl benachbarter Bebenherde enthält, ausdehnen. Bezieht sich die Untersuchung auf einen größeren Zeitraum, dann fließen sozusagen die einzelnen Quellpunkte seismischer Energie zu Quellgebieten derselben zusammen. Ist überdies, wie im vorliegenden Fall, ein ausgedehntes Untersuchungsgebiet zu bearbeiten, dann wird man vorteilhaft das ganze Land mit einem Koordinatennetz von beispielsweise je $0,2^{\circ}$ Abstand überziehen und die seismische Aktivität für jedes sphärische Rechteck durch Zahlensummen feststellen. Die Flächen gleicher Seismizität werden zusammengefaßt und durch einen Linienzug, welcher die wirklichen Herdlagen in geeigneter Weise mitberücksichtigt, abgegrenzt. Man erhält dann eine bildliche Darstellung der Seismizität, wie die Figur auf Seite zeigt.

Dieses an sich recht praktische Verfahren hat den Nachteil, mehrere Deutungen zuzulassen, da die Summenzahlen sowohl durch die Addition einiger starker Beben, als auch durch die vieler schwacher Beben zustande kommen. Die Tatsache der Mehrdeutigkeit erfordert daher das Heranziehen der Herdverteilungskarte, die ganz gut erkennen läßt, wie die Seismizitätszahl eines bestimmten Gebietes erhalten wurde.

Anhang. Anhangsweise erwähnte der Vortragende, daß das Weltbeben in der indischen Provinz Assam am 15. August 1950 auch in Österreich sichtbare Spuren hinterließ. Die durchziehenden Oberflächenwellen der Maximalphase verursachten Seespiegelschwankungen in einigen Alpenseen des Landes, darunter im Traunsee, etwa eine Viertelstunde lang.

Discussion

Dr. WANNER: Die Erdbebenkarte Oesterreichs zeigt, dass die Kulmination der Hohen Tauern sich seismisch relativ ruhig verhält. Es zeigt sich hier eine gewisse Analogie zum seismischen Verhalten der Kulmination des Aar- und Gotthardmassives in den Schweizeralpen, in der die Aktivität, verglichen mit den benachbarten Depressionszonen auch gering ist.

M. TRAPP: Die geringe Beben-tätigkeit in den Hohen-Tauern ist nicht auf Mängel im Beobachtungsnetz zurückzuführen. Die Bewegungen im Bereich der Tauern erfolgen ruhig.

Dr. BÄTH: Seismicity has been defined in a variety of ways. It can be taken only qualitatively, but a quantitative measure is desirable. We then ought to define the seismicity as the total energy released per unit area and unit time; in addition the number of shocks should be given separately. Mean energies are misleading. By using energies we obtain numbers with clear physical significance and which can also be used for further calculations; this is not the case, if seismicity is inadequately defined.

Prof. TAMS: Frägt wie weit sich in der aufgezeigten Beziehung zwischen der Höhe des Luftdrucks und der relativen Bebenhäufigkeit die Auffassung von CONRAD betreffs eines Zusammenhanges zwischen Bebenhäufigkeit und kristischen Luftdrucksituationen über Österreich (Bedeutung der Gradienten) ausspricht.

M. TRAPP: Der Befürchtung, dass die Häufung der Beben in den Nachtstunden nur vorgetäuscht ist, widerspricht die Tatsache, dass auch die stärkeren Beben allein ($\cong 5^{\circ}$ Merc.-Sieb.) den gleichen täglichen Gang zeigen.

Le Professeur ROTHÉ remarque que sur la carte d'épicentres présentée par M. TRAPP la vallée de l'Inn dans le Tirol se dessine nettement. N'y a-t-il pas là une influence de la plus grande densité de population dans cette vallée? M. TRAPP est-il sûr de la position exacte des épicentres pour les séismes de faible intensité?

M. TRAPP: L'influence de la densité de la population est indéniable; mais l'accumulation d'épicentres dans la vallée de l'Inn est un fait certain.

Rev. Dr. INGRAM: I agree with Dr. BÄTH. I think the term « Seismicity » should stand but that we should have a unit for measurement which should be energy released per unit area per unit time.

Dr BÄTH: Yes, also the number of earthquakes should be given.

M. MEISSER: Kann man über die Statistik hinaus durch die Methode « BENIOFF » nicht noch eine zusätzliche physikalisch-elastische Charakterisierung der Seismischen Zonen gewinnen?

Dr. REICH: Als exogene Ursache der Auslösung einer tektonischen Bewegung konnte am Ende des Krieges der Abwurf eines Bombenteppichs am Niederwald-Denkmal zwischen Wiesbaden und Bingen festgestellt werden. Durch ein vor und nach dem Bombenwurf ausgeführtes Fein-Nivellement am Nordostufer des Rheins konnte gezeigt werden, dass ein schmaler geologischer Horst im Süden des Rheinischen Schiefergebirges sich um gut messbare Beträge gegenüber seiner Umgebung vertikal bewegt hatte.

Prof. MARTIN: Der Nachweis der Seespiegelschwankungen veranlasst mich, auf folgendes hinzuweisen.

Die Entwicklung der Empfindlichkeit der Seismographen nach der kurz-periodischen Seite hat es mit sich gebracht, dass der Nachweis auch stärker lang-periodischer Schwankungen nicht möglich ist.

Ein Seismogramm- Earthquakes Institute Tokyo, 1930 aufgenommen mit einem Seismometer, T -3,5 min - zeigt im Verlauf der Aufzeichnung das plötzliche Einsetzen der Eigenschwingungen des schwachgedämpften Seismometers mit grosser Amplitude. Das sind höchstwahrscheinlich durch eine relative schnelle Bodenbeugung veranlasste Schwingungen. Dadurch tritt das bisher ohne Erfolg behandelte Problem der Bodenbeugungen bei Erdbeben in ein neues Stadium.

XXIX

Dr. W. SPONHEUER, Jena

Die Erdbebenherde Deutschlands und ihre Beziehungen zur Tektonik

Die Lage der Erdbebenherde und ihre Tätigkeit sind aufs engste mit der Tektonik verknüpft. Um Klarheit über diese Zusammenhänge zu gewinnen, soll die tektonische Genese des mitteleuropäischen Raumes kurz gestreift werden. Das eigentliche Mitteleuropa bildete zur Zeit des Jungalgonkiums eine Geosynklinale, aus der vier Orogenesen das heutige mitteleuropäische Schollenland schufen. Uralte Schwächezonen der Erdrinde haben die tektonische Entwicklung frühzeitig vorgezeichnet, die sich in dem betrachteten Raum vornehmlich in der Rheinischen und in der Herzynischen Richtung ausdrückt. Die älteste der vier tektonischen Aeren des Neogäikums fand ihren Abschluß mit der assyntischen Faltung. Die Konsolidation durch das von ihr geschaffene Faltengebirge, das von Böhmen bis zum Atlantik reichte, wurde durch die nachassyntisch erfolgende Regeneration rückgängig gemacht und blieb nur in Böhmen erhalten, hier einen Pfeiler für die weitere tektonische Entwicklung Mitteleuropas bildend. Die nächste Orogenese, die kaledonische Faltung, versteift besonderes in N und O die alten Kerne Ureuropas und bildet den Rahmen für die nun folgende variscische Faltung, die ein Gebirge hervorbringt, das sich in drei großen Strängen über Mitteleuropa ausbreitet.

In dieser Epoche läßt sich das Aufdringen granitischen Magmas nachweisen. Die Abtragung des Gebirges erfüllt die weiten Räume zwischen den Gebirgen mit Sedimenten wie Rotliegendes, Zechstein, Trias usw. Die im S beginnende Alpenfaltung mit ihren zahlreichen Phasen verursacht starke tektonische Beanspruchungen des bereits stark abgetragenen Gebirges und hat Zerspaltungen, Hebungen und Senkungen zur Folge. Dabei werden Teile des alten Gebirges emporgepreßt, die als die heutigen Mittelgebirge bekannt sind, wie Schwarzwald, Vogesen, Rheinisches Schiefergebirge, Harz, Thüringische und Sächsische Gebirge sowie Teile der Sudeten. Die Alpenfaltung legt neue Falten an die alten Gebirge und formt die heutigen Kontinente. Auch während dieser Orogenese dringen auf den neu geschaffenen Spalten der alten Gebirge vulkanische Massen an die Erdoberfläche, wodurch die Eifel- und Hegauvulkane und das Siebengebirge entstehen.

Wie im folgenden gezeigt wird, sind die Bruchsysteme fast ausschließlich die Erreger der seismischen Tätigkeit, die nun in großen Zügen kurz beleuchtet werden soll, wobei zur besseren Uebersicht der deutsche Raum in neun tektonische Provinzen (nach SIEBERG) eingeteilt wird, während die Herde in Lokal-, Klein-, Mittel-, und Großbebenherde unterschieden werden.

1. *Das Norddeutsche Tief- und Küstenland.* Dieses Gebiet ist nicht frei von wirklichen, wenn auch sehr energiearmen Erdbeben. Nachgewiesen sind einige Herde in der Neumark, ferner in der Prignitz und in Niedersachsen. Die in der Hamburger Gegend verspürten Erschütterungen dürften auf Einsturzvorgänge zurückzuführen sein. Auch die nordfriesischen Inseln und benachbarte Teile Schleswig-Holsteins melden Erdstöße, ebenso ist die Ostseeküste nicht frei von Erdbeben. Sie sind nachgewiesen auf der Insel Rügen, bei Wismar, vom Stettiner Haff bis nach Leba, im Pregelgebiet von Königsberg sowie im Hinterland des Kurischen Haffs. Errulat

möchte die Erschütterungen im Ostseegebiet als Folgeerscheinungen des wechselnden Grundwasserstandes erklären, andere wollen den tieferen Grund hierfür im Einbruch des Ostseebeckens sehen.

2. *Das Niederrheinische Tiefland* mit dem Nordabfall der Eifel sowie der Kölner- und der Westfälischen Bucht hat eine sehr lebhaft seismische Aktivität. Die Schaden-Beben der Jahre 1755/56 nahmen ihren Ausgang vom Roertalgraben, möglicherweise gehört auch der Mittelbebenherd von Oberembt zu diesem Bruchsystem. Auf den Verwerfungen, die die Aachener Überschiebung durchqueren, liegt der Herd der schweren Herzogenrather Erdbeben. Das Aachener Bruchfeld ist anscheinend auch mit einigen Herden besetzt, jedoch fehlen schwere Erdbeben. In neuerer Zeit ist wieder der Südrand der Kölner Bucht seismisch in Erscheinung getreten mit den Erdbeben von Euskirchen von 1950 mit etwa 7° und 1951 mit einer Intensität von 8 Grad.

3. *Rheinisches Schiefergebirge* mit Neuwieder Becken und Trierer Bucht. Das ganze Innere des Rheinischen Schiefergebirges und der vulkanischen Eifel ist fast herdfrei mit Ausnahme des hohen Venns, das eine ganze Reihe kleiner Erdbeben zu verzeichnen hat. Seismisch regsam ist dagegen die Trierer Bucht und der Wittlicher Graben mit dem kräftigen Herd von ALF. Im Gegensatz zur seismischen Ruhe der Rheinischen Massen entfaltet das Rheintal bis zum Einbruch des Neuwieder Beckens eine lebhaft Erdbeben-tätigkeit. So haben die bei Koblenz und St. Goar gelegenen Herde verschiedentlich Schadenbeben hervorgerufen.

4. *Der Oberrheintalgraben* mit Odenwald, Schwarzwald, Haardt. Diese Zone gehört zur Hauptstörungszone Mitteleuropas und ist von lebhafter seismischer Aktivität. Zwar tritt durch die Schuttfüllung die Grabensohle seismisch nicht so sehr in Erscheinung, reger erweist sich das Mainzer Becken. Auf der Kreuzungsstelle des Saar-Nahe-Grabens mit dem Rheintalgraben und der Hessischen Senke liegen die Mittelbebenherde von Groß-Gerau und Lorsch, bekannt aus der langdauernden Schwarmbebenperiode der Jahre 1869 bis 1871. Die Herde der Kaiserstuhlbeben liegen ebenfalls auf Bruchspalten. Nur spärliche Seismen weisen die Randbrüche der Vogesen auf, während im Innern der Vogesen der Mittelbebenherd von Plombières-Remiremont hervortritt. Im Odenwald sind häufige, aber nur leichte Erschütterungen zu verzeichnen, die Randspalten des Schwarzwaldes betätigen sich lebhafter. Der Südabbruch mit dem Schollengebiet des Dinkelberges zählt zu seinen zahlreichen Herden auch den Mittelbebenherd von Basel. Schadenbeben entstanden auch auf den Randspalten des Gebirges bei Lahr-Offenburg. Besondere Aktivität zeigt der Bonndorfer Graben, der sich über die Hegauvulkane bis zum Grabenbruch des Bodenseegebietes hinzieht.

5. *Süddeutschland zwischen Main und Donau* mit den Brüchen am Nordwestrand der Alb, dem Stuttgarter Graben sowie den Neckarstörungen bei Tübingen und vor allem dem Hohenzollerngraben hat in diesem Jahrhundert eine reiche Erdbeben-tätigkeit aufzuweisen. Die Herde der zerstörenden Beben von 1911 und 1943 liegen im Hohenzollerngraben, der von 1935 in der südlichen Fortsetzung bei Saulgau.

6. *Das Schwäbisch-Bayerische Becken* scheint frei von Herden zu sein, lediglich der Bodenseegraben ist seismisch regsam.

7. *Alpenland*, soweit es auf deutschem Boden liegt oder ihm benachbart ist, zeigt ebenfalls die Verknüpfung der Erdbeben-tätigkeit mit der Bruchtektonik. Erwähnt seien hier nur die Herde des Inntales mit ihren zahlreichen Schadenbeben.

Schwarmbeben hat das Vogtland aufzuweisen. Bemerkenswert durch seine zeitliche Länge war das Schwarmbeben von Groß-Gerau in den Jahren 1869 bis 1871.

Die zahlenmäßige Zusammenfassung aller Erdbeben in den letzten vier Jahrhunderten, die in schadhlose und Schadenbeben unterschieden werden, läßt erkennen, daß dem Niederrheinischen Tiefland und dem Oberrheintalgraben die höchste Seismizität zukommen. Hinsichtlich der Schadenbeben halten sich diese beiden tektonischen Provinzen die Waage, während der Oberrheintalgraben mit der Zahl der schadhlosen Erdbeben an der Spitze aller Bruchzonen steht. Nach dem Gebiet des Alpenlandes ist der süddeutsche Raum zwischen Main und Donau der seismisch regsamste. Weiterhin folgen dann Ostdeutschland und das Schwäbisch-Bayrische Becken, anschließend Mitteldeutschland mit Erzgebirge, das Rheinische Schiefergebirge und zuletzt das Norddeutsche Tief- und Küstenland.

Teilt man alle Erdbeben nach Epizentralintensität und makroseismischer Reichweite ein, so ergibt sich ein ähnliches Bild der seismischen Aktivität in den einzelnen tektonischen Bezirken. Ordnet man den vorgenannten nach Intensität und Reichweite unterschiedenen Klassen der Erdbeben Energie- werte (nach Gutenberg und Richter) zu, so ergeben die Energiesummen für die einzelnen Jahrhunderte ein Bild der wechselnden seismischen Regsamkeit in den einzelnen Regionen, woraus hervorgeht, daß der Schwerpunkt der Erdbehtätigkeit nicht festliegt, sondern zeitlich abhängig ist.

Die Gesamtsumme der Energie im Zeitraum von 1500 bis 1900 ergibt den weiten Vorsprung der beiden Provinzen des Niederrheinischen Gebietes und des Oberrheintalgrabens. Die erste Hälfte des jetzigen Jahrhunderts zeigt dagegen ein deutliches Ueberwiegen des süddeutschen Raumes zwischen Main und Donau, genauer gesagt der Albregion.

Ein Ueberblick über die Verteilung der Erdbebenherde (Abbildung) und deren Tätigkeit läßt erkennen, daß die Erdbehtätigkeit nach Norden hin ziemlich scharf begrenzt ist. Diese Grenze fällt zusammen mit der nördlichen Berandung des variscischen Gebirges, oberhalb der der Untergrund weitgehend durch vordevonische Orogenesen konsolidiert ist.

Literatur

1. B. GUTENBERG and C.F. RICHTER, Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. *Bull. seism. Soc. Amer.*, Vol. 32, N° 3, 1942.
2. W. HILLER, Die Erdbehtätigkeit der Schwäbischen Alb. *Jahresh. d. Vereins f. vaterländ. Naturkunde in Würt.* 1934.
3. H. SÄRCHINGER, Geologie und Gesteinskunde. *Volk und Wissen*, Berlin 1951.
4. M. SCHWARZBACH, Die Erdbeben des Rheinlandes. *Kölner geolog. Hefte*, Heft 1, Köln 1951.
5. A. SIEBERG, Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde. Jena 1923.
6. A. SIEBERG, Erdbebengeographie. Aus « *Handbuch der Geophysik* », Bd. 4, Abschnitt 6, Jena 1927.
7. A. SIEBERG, Beiträge zum Erdbebenkatalog Deutschlands und angrenzender Gebiete für die Jahre 58 bis 1799. *Mitteil. dtsh. Reichs-Erdbebendienstes*, Heft 2, Berlin 1940.
8. A. SIEBERG, Erdbebenkatalog Deutschlands für die Jahre 1935 bis 1939. *Mitteil. dtsh. Reichs-Erdbebendienstes*, Heft 1, Berlin 1940.
9. W. SPONHEUER, Erdbebenkatalog Deutschlands und angrenzender Gebiete für die Jahre 1800 bis 1899. *Mitteil. dtsh. Erdbebendienstes*, Heft 3, Berlin 1952.
10. H. STILLE, Die assuntische Ära und der vor-, mit- und nachassuntische Magmatismus. *Z. dtsh. geolog. Geselsch.*, Bd. 98, 1948.
11. H. STILLE, Uralte Anlagen in der Tektonik Europas. *Z. dtsh. geolog. Geselsch.* Bd. 99, 1948.
12. H. STILLE, Anbau und Fortbau im mitteleuropäischen Variscikum. *Forsch. Fortsch.*, 25. Jhg., Heft 23/24, Dez. 1949.

XXIX

N. OULIANOFF, Lausanne

Influence de la tectonique profonde
sur la marche des ondes sismiques ⁽¹⁾

Ces dernières années s'est accumulée une importante documentation concernant les effets des tremblements de terre proches. Elle a permis de perfectionner la lecture des séismogrammes. Elle permettra aussi de préciser les *nouvelles* interprétations des résultats ainsi obtenus. J'ai dit intentionnellement : « Les nouvelles interprétations ». C'est que la base géologique utilisée par les séismologistes, se présentait, dans de très nombreux cas, sous un aspect extrêmement simplifié. En effet, la partie de la géologie qui intéresse les séismologistes en particulier, est celle qui s'occupe de la *structure* de la croûte terrestre. Or, si les hypothèses relatives aux caractères *pétrographiques* des diverses roches existant dans les profondeurs paraissent suffisamment argumentées, on s'étonne de voir à quel point rudimentairement est représentée, dans de nombreuses interprétations séismologiques, la *géométrie* de ces masses rocheuses. Les auteurs se contentent d'admettre tacitement que les roches de diverses natures pétrographiques forment, dans la croûte terrestre, des couches parallèles et à surfaces de séparation horizontales.

Cette conception schématique est admissible pour interpréter les résultats des séismes enregistrés par les séismographes situés à une distance de centaines, voire de milliers de km des foyers sismiques.

Mais avec la diminution de la distance entre le foyer sismique et la station séismographique, le cas général devient de plus en plus un cas particulier.

Alors, les calculs des résultats de la lecture des séismogrammes des tremblements de terre proches ne peuvent se faire à l'aide des tables généralisées qui sont construites d'une façon à être utilisées à n'importe quelle région de la terre.

Car les suppositions suivantes se trouvent à la base de la construction de ces tables :

1) La vitesse de propagation des ondes sismiques dans la couche dite « granitique » est la même pour toutes les régions et dans tous les azimuts en partant d'un foyer donné, et

2) La couche granitique se trouve dans une position horizontale.

Les calculs, qui se basent sur ces suppositions, écartent, par conséquent le problème même relatif à la structure géologique locale de la portion de la croûte terrestre que l'on explore. Or, après avoir constaté la profondeur de la « discontinuité de Mohorovičić », c'est l'analyse de la structure géologique de la croûte terrestre qui nous intéresse essentiellement. Structure, cela veut dire *disposition*, dans l'espace, des roches de diverses compositions pétrographiques, de diverses origines, d'âges divers.

Répétons donc que la solution classique, en géophysique, suppose que les couches, dans la croûte terrestre, se trouvent en position horizontale.

Alors un profil vertical, comprenant l'épicentre et une stations séismo-

(1) Texte lu par M. PETERSCHMITT.

graphique, suffirait pour représenter toute la structure géologique de la région donnée, car ce profil reste le même dans tous les azimuts. Or, en réalité, les portions de la croûte terrestre répondant à cette image ne représentent que des exceptions.

Il existe bien certainement des régions qui sont caractérisées par la position parfaitement horizontale de toute une série de formations *jeunes*. Cependant, les sondages mécaniques effectués dans ces régions révèlent, presque partout, que les roches du soubassement, roches souvent métamorphiques, avaient été, antérieurement, plissées, et que leurs couches se trouvent, dans beaucoup de cas, en position fortement redressée. On conçoit facilement que des plis de schistes cristallins pincés entre les masses de roches granitiques réagissent sur la marche des rayons sismiques. Ces derniers subissent des réfractions et, par conséquent, des changements de direction dans le *plan horizontal*.

Comme les *tectoniques superposées* résultent souvent de la répétition, à deux, trois, quatre reprises, des orogénèses successives, chaque orogénèse jeune, en froissant les zones supérieures de la croûte terrestre, affecte aussi les racines des plis situées dans des *profondeurs considérables*.

Rappelons seulement le fait que les sédiments accumulés dans les fosses de subsidence et n'appartenant qu'à un seul étage stratigraphique, présentent parfois une épaisseur de plusieurs centaines de mètres, voire des kilomètres. D'autre part, il faut se défier de la suggestion de cette image schématisée, qui représente une nouvelle chaîne de montagnes s'établissant sur l'emplacement d'une chaîne ancienne complètement détruite par l'érosion. Déjà l'expression de « pénéplaine » fait allusion à la nécessité de corriger cette image par trop simpliste. Mais il y a encore un autre facteur à considérer. Pour accumuler, par transgression, d'importantes épaisseurs de sédiments nouveaux, les immenses aires des continents devaient subir des mouvements verticaux négatifs correspondants.

Ainsi, les *tectoniques successives* comprennent des masses composées de roches sédimentaires jeunes, de sédiments métamorphisés, de roches ignées, ces dernières étant mises en place au cœur des grands anticlinaux.

Prenant donc en considération ces facteurs, on arrive à la conclusion, que les vestiges mêmes des masses accumulées par les tectoniques successives doivent s'empiler en de grandes épaisseurs. Et dans toutes ces épaisseurs, les zones anticlinales et synclinales marquent les lignes directrices structurales de l'ensemble.

Quand nous parlons de zones anticlinales ou synclinales, il s'agit, dans la plupart des cas, de variations importantes de la nature (pétrographique, entre autres) des masses rocheuses qu'on pourrait constater lors des déplacements sur les *plans horizontaux* des divers niveaux.

Voici donc comment doit être formulée la question fondamentale qui nous occupe ici :

Pouvons-nous suivre, au moyen de la méthode sismique, les variations du matériel, dans les profondeurs de la croûte terrestre, et notamment dans le plan horizontal ?

Les méthodes élaborées par la séismographie moderne nous en procurent les moyens nécessaires. Toutefois, il y a certaines conditions que l'on ne doit pas perdre de vue.

En premier lieu, il faut abandonner l'idée d'utiliser les tables généralisées.

Mais alors, un tremblement de terre enregistré par une seule station

séismographique proche ne peut, en aucune façon, suffire pour analyser la tectonique de la croûte terrestre.

Il faut avoir à sa disposition, pour le même choc séismique, deux, trois ou plus encore de séismogrammes enregistrés par les stations qui entourent l'épicentre.

L'analyse des *vitesses apparentes* obtenues par la lecture des séismogrammes se fera ensuite par tâtonnement, avec un contrôle réciproque constant des résultats obtenus pour chacune des stations. En plus, cette analyse doit se baser — *condition essentielle* — sur les suggestions que fournirait l'exploration par la méthode géologique directe de la région, dont les profondeurs sont soumises à l'exploration séismique.

Le Président HILLER fait remarquer qu'une question n'a pas été mise au programme, à savoir celle de l'interdépendance des activités séismiques des diverses régions les unes sur les autres. Il prie le Professeur TAMS de présenter son mémoire :

XXXI

DR. E. TAMS, HAMBURG

Zur Frage der regionalen Verkoppelung der Erdbeben

Bei Untersuchung dieser Frage handelt es sich darum ob — abgesehen von den Beziehungen zwischen Hauptbeben und Nachbeben sowie zwischen den Einzelstößen bei Schwarmbeben — genetische Verknüpfungen gelegentlich nicht auch zwischen Erschütterungen in einem grösseren Gebiet bestehen, die zunächst den Eindruck ganz selbständiger Vorgänge machen. Ich bin dieser Frage in erster Linie für einige seismisch-geologisch einheitlich zu beurteilende bzw. für benachbarte derartige Regionen in *Europa* nachgegangen.

Es dürfte z.B. recht wahrscheinlich sein, dass im Januar 1910 eine solche Beziehung bestand zwischen einem schweren Beben von der Grössenordnung eines Messina-Bebens von 1908 in der südlichen Randzone des Europäischen Nordmeeres in 100 bis 200 Km. Abstand von der Nordküste *Islands* und den seismischen Ereignissen, welche an demselben Morgen (22. Januar) und später wie auch an den folgenden Tagen in dem habituellen Schüttergebiet des Südwestens der Insel eintraten, wenn auch die Entfernung zwischen den beiden Herdgebieten 400 bis 500 Km. betrug. Ähnliche genetische Zusammenhänge zwischen diesen endogen-aktiven Gebieten im Norden und Süden nehmen auch *Harboe* und *Thoroddsen* an.

Für *Norwegen* konnte ich aber in Übereinstimmung mit früheren Ergebnissen von KOLDERUP nur eine Beziehungslosigkeit zwischen den einzelnen Erdbebengebieten aufzeigen, was seine Erklärung wohl darin findet dass hier (wie auch in Schweden und in Finnland) eine ursächliche Verknüpftheit der Erdbeben mit Brüchen durchaus zurücktritt mit wenigen Ausnahmen, für ganz Fennoskandien vielmehr seismogenetisch die allgemeine Landhebung in Betracht kommt. Doch fand ich, dass in den 24 Jahren von 1912 bis 1935 (194) eine merkliche Abnahme der seismischen Aktivität gegenüber den 25 vorhergegangenen Jahren von 1887 bis 1911 (498) statt-

gefunden hat, sodass man geneigt ist, zu schliessen, dass wenigstens in Norwegen die Intensität des Hebungsvorganges in dem genannten Zeitraum etwas nachgelassen hat.

Die gegenüber Norwegen ganz anders gearteten seismogenetischen Verhältnisse in *Österreich*, wo ausgesprochene längere geologische Störungszone auftreten, die zugleich deutlich seismisch bevorzugt sind, lassen aber, wie an Beispielen für einige bis mehr als 100 Km auseinanderliegende Schüttergebiete der Ostalpen, namentlich ihrer nördlichen Zone, gezeigt werden konnte, eine irgendwie geartete gegenseitige endogene Beeinflussung bzw. Abhängigkeit getrennter Stossregionen durchaus in den Bereich des Wahrscheinlichen rücken. Ebenso konnte für die Erdbeben in *Bosnien* und der *Herzegowina* vielfach das Vorhandensein einer regionalen Verkoppelung dargetan werden.

Ein wichtiges Hilfsmittel zur Klärung dieser Fragen, bietet die wahrscheinlichkeits-theoretische Behandlung des Beobachtungsmaterials nach Poisson insbesondere die Berechnung und Erörterung des « mittleren Schwankungsquadrats », wie dies wohl zuerst von WANNER durchgeführt wurde. Auch wir wandten diese Methode an.

An den 121 zerstörenden Erdbeben *Italiens* des Zeitraums von 1700 bis 1929 zeigte sich* ferner, wenn man den 220 Jahre umfassenden Zeitraum bis 1919 z.B. in 20 Jahres-Abschnitte unterteilt, dass es hinsichtlich der schweren seismischen Äusserungen der endogenen Energie einheitlich für ein ausgedehntes Gebiet von der Grösse dieses Landes ein zeitweilig klar ausgeprägtes gesetzmässiges Aufundab gibt. Bei einem Mittelwert von 11 Beben in 20 Jahren trat z.B. in den 5 Zeitabschnitten des 100 jährigen Zeitraums von 1760 bis 1859 eine Frequenzfolge von 6-23-6-16-9 auf; und diese Frequenzen änderten sich nicht wesentlich in 6-13-6-15-9, wenn man, um bei diesen schweren Beben nach Möglichkeit die Vorkommnisse denkbarer endogener Nachwirkung eines vorausgegangenen Ereignisses auszuschliessen, alle diejenigen Beben unberücksichtigt liess, welche innerhalb von rd. 6 Monaten auf ein anderes folgten, falls die Epizentralgebiete nicht mehr als rd. 100 km auseinander lagen.

Ein bedeutsames Beispiel für eine vielfach vorhandene regionale, gelegentlich weitreichende Verkoppelung zwischen einzelnen Erdbeben, die an sich durchaus ganz selbständiger Entstehung zu sein scheinen, liefern die Beben in dem ausgedehnten Gebiet von Südfrankreich und Algier über die Pyrenäen-Halbinsel und Marokko bis nach den Kanarischen Inseln und nahe an die Azoren. Hier, also wesentlich in *Südwest-Europa und Nord-Afrika*, habe ich die räumliche und zeitliche Verteilung von 2100 Makro- und Mikroseismen während der 20 Jahre von 1909 bis 1928 untersucht. Man gewinnt den Eindruck, dass sich die seismische Regsamkeit besonders mit den zerstörenden portugiesischen Beben im April 1909, den heftigen Beben im Juni und Juli desselben Jahres in Südfrankreich, den zwei schweren Beben in Südspanien und in Algier im Juni 1910 und den zu allen diesen Hauptbeben gehörenden Nachstössen sowie mit dem sehr lebhaften Bebenschwarm in den spanischen Provinzen Murcia und Alicante im März, April und Mai 1911 erst einmal in dieser ganzen Region erschöpft hat. Erst nach 1918 hat wieder im wesentlichen ein starkes Anschwellen der seismischen Aktivität stattgefunden mit einem Maximum im Jahre 1923, dem dann aber wiederum ein rascher Abfall folgt. Doch wie dieses Anschwellen bei weitem geringer war als vor 1912 und zu der starken Anhäufung der Beben in den Jahren 1920 bis 1923 wesentlich nur die schwächeren Beben beitragen,

so erscheint auch die nachfolgende Entspannung bei weitem nicht so gross wie zwischen 1912 und 1917. In dem ganzen seit 1909 verfolgten zeitlichen Ablauf der Bebenhäufigkeit spricht sich deutlich der von GUTENBERG und RICHTER in ihrem Werk « *The Seismicity of the Earth and associated Phenomena* » festgestellte Umstand aus, dass in erster Linie die schweren Beben zur Entspannung beitragen, die Kleinbeben dagegen in dieser Beziehung sehr zurücktreten.

So wenig nun durchweg in unseren Fällen eine einfache auf der Ausbreitung der Erdwellen beruhende Relaiswirkung in Betracht kommt, so denken wir auch nicht ausschliesslich an die Ausbreitung endogener Spannungen längs seismotektonischer Linien, sondern stellen uns im übrigen vor, dass eine etwaige Verkoppelung seismischer Äusserungen auf grössere Entfernungen auf einer allmählichen regional oder zonal vorsichgehenden Häufung von Spannungen in der Tiefe der Erdkruste beruht, die dann in kürzeren oder längeren zeitlichen Abständen an prädisponierten Stellen des beeinflussbaren Raumes zur Auslösung kommen.

Zum Schluss sei darauf hingewiesen, dass auch die zerstörenden Erdbeben im Bereich der *Philippinen* bei diesen Untersuchungen ein gewichtiges Material für den Nachweis der Wahrscheinlichkeit darboten, dass das Eintreten solcher Beben in einem ausgedehnteren Gebiet von einigen 100 Km Erstreckung mit gleichem und jugendlichem geotektonischen Charakter bei genauer Betrachtung nicht immer als voneinander unabhängig oder als zufällig angesehen werden darf. Insbesondere dürfte es sich in der seismisch sehr aktiven Philippinen-Rinne am Ostrande des Archipels gelegentlich um ein Wandern der Epizentren als Ausfluss eines in weiten Teilen dieser Zone längere Zeit wirksamen einheitlichen geotektonischen Prozesses handeln. In dieser Beziehung bietet auch die anschliessende nordwestliche und nördliche *Umrandung des Pazifik von Formosa bis Alaska* sehr interessante Verhältnisse dar, wie noch bemerkt sei. Es ergeben sich mannigfache Belege für weitreichende unter Umständen sich sogar über diese Zone in ihrer ganzen Länge erstreckende seismotektogenetische Verknüpfungen. In kleinerem Ausmass veranschaulichen in Europa in eindrucksvoller Weise die seismischen Verhältnisse des *Iberischen Meeres* zwischen Südostspanien und Nordafrika, dass eine solche endogen-aktive Region mehr oder weniger gleichzeitig in ihrem ganzen Bereich geotektonischen Eingriffen unterliegen kann. Den Tiefherdbeben dürfte bei den regionalen Verkoppelungen nur mehr eine eingeschränkte Bedeutung zukommen, worauf eine Wahrscheinlichkeitstheoretische Rechnung hinweist.

Die im Vorstehenden gemachten Ausführungen finden eine eingehendere Begründung in den nachstehend genannten Abhandlungen des Verfassers, wo auch die einschlägige Literatur angegeben ist: Zur Frage der regionalen Verkoppelung von Erdbeben I, II und III.

(*Zeitschrift für Geophysik*, Jahrg. 14, 15 und 17, Braunschweig 1938, 1939 und 1941) sowie: über die regionale Verkoppelung der Erdbeben in Südwest-Europa und Nord-Afrika (*Neues Jahrb. für Geologie und Paläontologie*, Monatshefte, 1952, 4, Stuttgart, April 1952).

Discussion

Dr. WANNER: Die Kriterien der Wahrscheinlichkeitsrechnungen dürfen nicht kritiklos angewendet werden. Verkoppelung von Ereignissen führt zu übernormaler Dispersion. Uebernormale Dispersion kann auch bei Inhomogenität der Beobachtungsreihen entstehen. Es gibt Bebenschwärme, für die

eine Verkoppelung der Ereignisse nachgewiesen werden kann. Auch für Zentraleuropa wurde seinerzeit übernormale Dispersion gefunden (Nachstöße nicht gezählt), was durch eine Verkoppelung erklärt werden kann. Die Weltbeben ohne Nachstöße, wie sie im I.S.S. für die Jahre 1920-1930 publiziert worden sind, erweisen sich als von einander unabhängige Ereignisse; das heisst, es gibt keine Vorgänge, die sozusagen gleichzeitig auf der ganzen Erde Weltbeben auszulösen vermögen.

Le Professeur ROTHÉ insiste sur l'importance du facteur *temps*. On essaye d'effectuer une statistique basée sur un nombre d'années extrêmement faible par rapport à la durée des temps géologiques. Les secousses sont en fait presque simultanées: si nous pouvions réduire à l'échelle humaine les millions d'années nécessaires à la formation des chaînes de montagnes nous verrions sous un continuel tremblement de terre surgir devant nous ces édifices orogéniques. Il paraît donc très difficile de relier des séismes à des milliers de kilomètres de distance et appartenant à des tectoniques très différentes.

XXXII

D. DI FILIPPO et L. MARCELLI

Struttura della crosta terrestre in corrispondenza dell'Italia centrale (Gran Sasso) ⁽¹⁾

Riassunto: Sulla base dei risultati conseguiti nello studio del terremoto avvenuto il 5 settembre 1950 con epicentro nella zona montuosa del Gran Sasso d'Italia, sono stati effettuati vari calcoli per tentare di individuare lo spessore dello strato del granito e la profondità della superficie di Mohorovicic. I risultati sono oltremodo intedessanti: vari metodi applicati (metodo del raggio del cerchio d'inversione degli impulsi iniziali, metodo grafico con le superfici d'onda delle Pg e P^* , metodo analitico con le dromocrone delle Px_1 e Px_2 , conferma con la dromocrona della $RiPg$, hanno condotto, con sorprendente uniformità, ad assegnare allo strato del granito per l'Italia centrale uno spessore di 25 km, ed a quello del basalto uno spessore di 36 km, sicché la superficie di Mohorovicic si troverebbe ad una profondità di ~ 60 km., paragonabile alle profondità trovate nelle zone Alpine (Carnia meridionale, Vorland...) e nella Sierra Nevada.

E' stato inoltre accertato che la superficie alla base dello strato del granito risulta inclinata di un piccolo angolo (compreso tra 2° e 5°) il che determina un assottigliamento del suddetto strato verso l'Italia Meridionale.

(1) Ce texte est parvenu trop tard pour être lu au cours des séances.

La séance plénière est close à 10 h. 30.

Le Président HILLER prie les Membres de la C.S.E. ainsi que les participants qui ont présenté un mémoire de rester dans la salle pour une discussion administrative.

La parole est donnée au Professeur ROTHÉ qui envisage la possibilité d'imprimer les Comptes Rendus de la Réunion. Deux voies pourraient être suivies, soit en publiant les mémoires in extenso ainsi que les Comptes Rendus des Séances, soit en ne publiant que des résumés des communications. Dans ce dernier cas deux solutions sont encore possibles : soit une publication complètement autonome analogue à une publication du Bureau Central séismologique (Comptes Rendus et Travaux Scientifiques) soit une publication dans le cadre du Bulletin d'Information de l'U.G.G.I., édité par le Secrétaire Général, M. LACLAVERÈ; des tirés à part du Bulletin pourraient alors constituer un ensemble complet.

Le Président HILLER demande l'avis des participants.

Le Dr CHARLIER suggère que les mémoires complets soient imprimés sur un format unique, la reliure en un volume pourrait être assurée par le Bureau Central de l'A.I.S. à Strasbourg.

Le Professeur STONELEY appelle l'attention sur la décision adoptée en 1951 par l'Assemblée Générale de l'U.G.G.I. de Bruxelles, à savoir qu'en règle générale seuls des résumés doivent être publiés par les organismes de l'U.G.G.I.; les mémoires complets doivent être publiés dans des revues paraissant dans des pays adhérents à l'Union.

Le Président HILLER pense que dans le cas présent il ne peut s'agir que de publier des résumés, les mémoires complets étant de toute façon imprimés par ailleurs.

Le Professeur ROTHÉ estime que les résumés ne devront pas avoir plus de 4-5 pages dactylographiées avec interligne, une figure caractéristique pourrait remplacer la partie correspondante du texte.

Le Dr. STONELEY suggère qu'une partie des fonds de l'A.I.S. pourrait être utilisée à aider à la publication.

Professeur ROTHÉ : Il faut s'adresser au Président et au Vice-Président de l'A.I.S. Les fonds à notre disposition devraient suffire pour un fascicule de 75 pages environ.

Le Président HILLER aborde le deuxième point important : la fixation de la date de la prochaine réunion de la C.S.E. et ajoute :

Nous avons au cours de ce Congrès abordé de nombreux points; beaucoup de questions ont été soulevées. Au cours de la séance de demain matin nous devons discuter un programme de travail. Il me semble que dès aujourd'hui, on peut affirmer qu'il nous faudra du temps pour réaliser la tâche que nous serons amené à nous imposer. Il est dans ces conditions peu indiqué d'organiser une réunion dès l'année prochaine. Je suggère donc que la prochaine réunion ait lieu à Rome.

Le Professeur ROTHÉ indique que l'Association n'est pas encore assurée d'obtenir des crédits de l'U.N.E.S.C.O. en 1953 et 1954, tandis que pour l'année 1955 les chances seraient plus grandes. Après un échange de vue auquel prennent part MM. STONELEY, WANNER, HILLER, ROTHÉ, REV. INGRAM il est décidé que la prochaine réunion de la Commission Séismologique Européenne aurait lieu conjointement avec l'Assemblée générale de l'U.G.G.I. à Rome. Cette réunion placée avant l'Assemblée générale devrait avoir un caractère d'organisation et ne devrait pas durer plus de 2 jours. On discuterait les résultats des travaux effectués pendant les deux années écoulées, les mémoires proprement dits étant présentés aux séances de l'A.I.S.

Le Président HILLER aborde en dernier lieu le programme scientifique de la Commission Séismologique Européenne : Il est impossible de résoudre toutes les questions à la fois et il est dangereux de se fixer un programme trop étendu. Il vaut mieux restreindre le programme de façon à avoir l'espoir qu'il pourra être résolu.

Une première tâche consiste dans l'établissement de bonnes stations dans les régions séismiques. Ces stations devront être dotées de séismographes sensibles et pouvoir assurer un bon service horaire (tous les participants sont d'accord sur ce point).

b) Il s'est révélé au cours du Congrès un manque d'uniformité dans la définition de la séismicité d'une région. Cette définition doit absolument être uniformisée de façon à ce qu'on puisse envisager l'élaboration d'une carte séismique de l'Europe.

Cette carte devrait être multiple : il faudrait avoir une carte de la séismicité totale (aussi loin que les renseignements paraissent sûrs) et des cartes de séismicité limitées à certains intervalles de temps bien définis. Ces cartes partielles aideraient à éclaircir le problème de l'interdépendance régionale séismique (Regionale Verkoppelung) :

Le Professeur ROTHÉ pense qu'il est absolument nécessaire de connaître la précision de la détermination des épicentres. Il signale le catalogue manuscrit de M. MONTANDON, qui est en sa possession; catalogue des séismes destructeurs de l'Europe. Ce catalogue présente certainement des lacunes. Il ne contient en particulier pas d'indication de coordonnées épicentrales, de magnitude. Le catalogue de M. MONTANDON pourrait servir de base à un travail effectué par chaque pays de façon à obtenir un catalogue homogène.

Le Président HILLER se demande s'il faut suivre la proposition du Professeur MINTROP concernant les demandes de crédits pour la recherche des réflexions sur les couches profondes.

Le Professeur ROTHÉ propose qu'une résolution soit établie dans ce sens.

Le Professeur REICH précise que pour mener à bien les expériences proposées il faut une grande somme, moins importante néanmoins que celle de 1.000.000 de dollars indiquée par le Professeur MINTROP. Il pense qu'une somme de 1.000.000 Marks serait suffisante. Devant l'intérêt de cette question il faut faire une résolution, résolution qui devra être adressée aux gouvernements.

La discussion définitive de cette question est reportée à la séance de samedi. Il en est de même d'une proposition de Mme LABROUSTE tendant à la détermination rapide des épicentres européens.

Vendredi 26 septembre (après-midi)

Les participants ont l'occasion de visiter la station séismologique de Stuttgart, qui comprend un appareillage très complet :

3 Galitzine-Wilip	(Z, N-S, E-W)
3 Courte-période, Stuttgart	(Z, N-S, EW)
2 Mainka, 450 kg.	(N-S, EW)
1 Wiechert, 1.300 kg.	(Z)
1 Wiechert 17 T.	(NE-SW, NW-SE)
2 Pendules horizontaux, longue période	(N-S, E-W).

Les visiteurs peuvent également se rendre compte des diverses recherches séismologiques effectués à Stuttgart.

Après la visite, une collation réunit les congressistes dans une des belles salles de la Villa Reitzenstein, siège du Gouvernement où se trouve installée la station séismologique.

Samedi 27 septembre (matin)

Le Président HILLER ouvre la dernière séance. Il remercie les Congressistes pour leur travail qui a permis d'éclaircir bien des problèmes relatifs à la constitution du continent européen. Puis il communique les résultats des discussions de la réunion de vendredi matin.

Les résumés des Mémoires et les Comptes Rendus des Séances seront publiés soit par le Secrétaire Général de l'U.G.G.I., soit par les soins du Bureau Central de Strasbourg. L'ensemble doit constituer un fascicule de 75 pages environ.

La prochaine réunion de la Commission Sismologique Européenne aura lieu à Rome en 1954. Il est prévu d'y consacrer 2 journées immédiatement avant le début de la 10^e Assemblée Générale de l'U.G.G.I.

Le Président HILLER prie le Professeur ROTHÉ de donner lecture d'un texte de résolution concernant l'établissement de nouvelles stations sismologiques. Le texte présenté est adopté à l'unanimité (résolution 1, voir page 189).

Le Président HILLER aborde la question de la carte sismique de l'Europe. Deux cartes seraient nécessaires. L'une serait une carte purement scientifique, l'autre servirait d'élément de base pour l'ingénieur et l'architecte. Ces derniers s'intéressent surtout aux intensités maximums observées en certains points, tandis que le sismologue s'attachera à la magnitude et à la fréquence.

Dr. WANNER : Il est difficile d'établir une définition précise de la sismicité du simple point de vue de la statistique théorique.

Le Professeur ROTHÉ insiste sur le fait qu'il faut procéder d'une façon systématique. Le premier travail consisterait à établir un catalogue homogène des séismes européens, le travail de M. MONTANDON pouvant servir de base.

Les éléments devant figurer dans le catalogue devraient être :

a) Coordonnées géographiques de l'épicentre avec indication de la précision.

b) Intensité macrosismique maximum.

c) Rayon (ou surface) macrosismique.

d) Un élément définissant la magnitude.

Mme LABROUSTE : du point de vue de l'architecte, c'est l'accélération horizontale qui importe.

Dr. CHARLIER : La durée de l'ébranlement doit aussi jouer un rôle. Beaucoup d'observateurs ont l'impression que si la secousse avait duré 3 à 4 secondes de plus, l'édifice se serait écroulé.

Prof. MEISSER : L'ingénieur doit connaître l'activité sismique dans le temps. La carte sismique doit être tenue à jour. Par ailleurs l'ingénieur devrait être au courant des bases de la sismologie.

Dr. SPONHEUER : Der Bauingenieur braucht als Unterlage hauptsächlich die zu erwartende Horizontalbeschleunigung und die Art des Baugrundes. Daher muss die Karte für Praxis diese beiden Elemente enthalten.

Prof. JUNG : le sismologue a besoin de données énergétiques. Il serait indiqué de distinguer les régions à séismes peu nombreux (éventuellement de grande intensité) et celles à séismes nombreux (éventuellement de faible ou moyenne intensité).

Le Président HILLER : L'ingénieur demande aussi ce qui s'est passé dans le temps. En ce qui concerne les questions de sous-sol, l'ingénieur devra de toute façon consulter le service sismologique. Il faut établir la séis-

micité dans les diverses régions. La région du Hohenzollerngraben, qui jusqu'en 1911 ne se distinguait en rien des autres régions d'Allemagne en est actuellement la partie la plus active. Il faut donc considérer la sismicité totale d'une région et la sismicité partielle pendant des intervalles de temps déterminés.

Dr. WANNER : Il ne faut pas omettre les secousses faibles.

Prof. HILLER : Il faudrait commencer par la détermination aussi précise que possible des épencentres.

Prof. ROTHÉ : Ensuite on peut chercher à donner des indications énergétiques. Comment le Dr. BATH a-t-il déterminé ses magnitudes ?

Dr. BATH : I have essentially used the method given by GUTENBERG-RICHTER 1941 in BSSA for calculation of energies and magnitudes. The intensity at the limit of perceptibility has been put = 2 instead of 1.5. The relation between energy and magnitude has been changed according to later investigations of GUTENBERG-RICHTER.

M. PETERSCHMITT exprime des doutes sur la validité pour l'Europe des formules de GUTENBERG et RICHTER, ayant déterminé une formule notablement différente pour les séismes du Jura-Souabe.

Prof. ROTHÉ : Comment indiquer la magnitude sur le catalogue pour les diverses époques ?

Prof. HILLER : Pour les années anciennes on pourrait se contenter d'indiquer l'intensité maximum.

M. PETERSCHMITT fait un bref historique de la notion de magnitude. Il faut absolument revenir à la définition qui est basée sur des données microsismiques. Ayant déterminé microsismiquement la magnitude de nombreux séismes, il sera peut-être possible d'établir des relations entre la magnitude et des données macrosismiques.

Mlle PINAR : C'est un travail qui demande beaucoup de temps.

Le Dr. WANNER est du même avis.

Le Président HILLER : Il faut d'abord déterminer les épencentres, ensuite seulement suivant les possibilités donner les indications de magnitude, ou seulement des classes de magnitude de Gutenberg. Le nombre de stations ayant inscrit le séisme est déjà une donnée intéressante. Chaque pays devrait consacrer le temps nécessaire à ce travail.

Il demande au Professeur ROTHÉ de donner lecture du projet de résolution qu'il a élaboré. Le projet est adopté à l'unanimité (voir page 189, résolution 2).

Le Président HILLER aborde la question soulevée par le Professeur MINTROP, à savoir l'organisation d'expérience de séismique — réflexion pour l'étude des couches profondes.

Le Professeur REICH : Zu den wichtigsten und interessantesten Problemen des Aufbaues der Erdkruste gehört die Erforschung des tiefen Untergrundes unserer Faltengebirge. In seinen Ausführungen zu diesem Thema konnte Prof. Dr. L. MINTROP zeigen, dass die nach den Gesetzen der Isostasie unter Zugrundelegung der Airy'schen Theorie zu fordernde starke Einsenkung der Mohorovicic und Conrad-Diskontinuität z.B. unter den Alpen seismisch nicht bestätigt werden konnte. L. MINTROP gab darum die Anregung, den tatsächlichen Verlauf dieser Diskontinuität z.B. unter den Alpen durch reflexionsseismische Profile untersuchen zu lassen, die die bekannten Schwereanomalien im Kern der Alpen schneiden müssten. Die Reflexionsaufnahmen bei grossen Steinbrüchspringungen im Alpenvorland (Blaubeuren) haben recht gute Registrierungen dieser Grenzflächen mit modernen Re-

flexionsapparaturen ergeben. Es ist somit bereits erwiesen, dass bei Verwendung genügend grosser Sprengmengen in entsprechender Verdämmung sich diese wichtigen Untersuchungen tatsächlich durchführen lassen. Herr Prof. Dr. J. P. ROTHÉ hat zusätzlich den Wunsch ausgesprochen, solche reflexionsseismische Untersuchungen zur Erforschung des bekannten einzigartigen magnetischen Körpers der das Pariser Becken schneidet, zu verwenden. Auch hier liegt ein überaus interessantes geophysikalisches Problem vor.

Gerade das Problem der Hebungsvorgänge bei der Gebirgsfaltung, für die Prof. Dr. L. MINTROP eine neue Theorie aufgestellt hat, ist auch von ungeheurer praktischer Bedeutung. Die durch diese Gebirgshebungen bedingten Niveauunterschiede sind die Voraussetzung für die Erschliessung der gewaltigen Wasserkräfte in den Gebirgen. Es ist darum auch im Interesse der europäischen, ja der Weltwirtschaft, dass die den Gebirgshebungen zugrundeliegenden Vorgänge in der Erdkruste erforscht werden. Mit der Reflexionsseismik ist jetzt die Möglichkeit gegeben, im Verein mit Schwere-messungen und Fein-Nivellements längs dieser Profile diesen Fragen näher zu kommen. Es wird darum dringend gebeten, für diese wirtschaftlich und wissenschaftlich wichtigen Fragen die erbetene Summe zu bewilligen.

Après une discussion à laquelle prennent part Mlle LEHMANN, MM. REICH, MEISSER, ROTHÉ, le texte de la résolution 3 est adopté à l'unanimité (voir page 190).

Mme LABROUSTE présente un projet de détermination rapide des épi-centres européens.

Le Professeur ROTHÉ précise qu'il ne s'agit pas de faire le même travail que celui entrepris actuellement avec succès par l'U.S.C.G.S. Il s'agit uniquement des séismes européens auxquels cet organisme américain attache moins d'importance.

Le texte de la résolution (4) est adopté (voir page 190).

Mme LABROUSTE présente une résolution recommandant la conservation des collections de séismogrammes. Cette résolution (5) est adoptée.

Le Dr WANNER demande à qui les résolutions seront adressées.

Le Président HILLER indique que les résolutions ont deux caractères différents. La résolution (3) s'adresse aux Gouvernements et doit leur être directement adressée, tandis que les autres s'adressent uniquement aux séismologues.

L'ordre du jour étant épuisé, le Président HILLER, après avoir remercié les participants pour leur travail, clôt la première Réunion de la Commission Séismologique Européenne à 12 heures.
