

CONSEIL INTERNATIONAL DES UNIONS SCIENTIFIQUES

UNION GÉODÉSIQUE ET GÉOPHYSIQUE INTERNATIONALE

ASSOCIATION DE SÉISMOLOGIE

PUBLICATIONS DU BUREAU CENTRAL SÉISMOLOGIQUE INTERNATIONAL

Sous la direction de E. ROTHÉ
Secrétaire de l'Association de Séismologie

SÉRIE A

TRAVAUX SCIENTIFIQUES

FASCICULE N° 16

Communications présentées à la Conférence de Washington
(Septembre 1939)



STRASBOURG
IMPRIMERIE ALSACIENNE

1946

AVERTISSEMENT

En raison des difficultés dues aux hostilités l'impression des mémoires présentés au congrès de Washington (1939) a dû être retardée.

On trouvera dans le présent fascicule le texte des mémoires rassemblés après la conférence de Washington par MM. F. Neumann et E. Rothé.

*J. P. ROTHÉ
Bureau International de Séismologie
Strasbourg, 1946*

CRITERIA FOR THE REALITY OF APPARENT PERIODICITIES AND OTHER REGULARITIES ¹

BY ARCHIE BLAKE.

1. INTRODUCTION. — In a series of data suspected of periodicity or other departure from randomness it often happens that there is available some idea of the type of departure expected. There will then be some one or few statistical methods best suited to the detection of the effect. In many periodicity problems the variation suspected is approximately sinusoidal in type, and the Fourier analysis is indicated as most suitable. In other problems it is not desired to assume any prescribed form for the wave, except that it is smooth enough to make the Buys-Ballot or similar scheme appropriate. Other possibilities exist. It is sometimes possible to detect periodicity in far fewer data than are required in the foregoing two methods by taking account of the closeness with which the pairs of observations fit the periodicity condition. This paper is devoted to a theoretical statement of some of the possibilities in this direction. The method can hardly claim to be new; it is a formulation of common-sense considerations which are quite obvious.

2. GENERAL CONSIDERATIONS. — When a series of data is suspected of containing some hidden periodicity, the method usually employed to test this supposition and find the periodicity is Fourier analysis. There have been three principal reasons for this:

1. Certain formal properties, such as completeness, orthogonality, and the relation to least squares, have attracted special attention to this method of analysis;
2. There are a great many phenomena in nature, e. g. those whose variation is governed by Hooke's law, which are representable to a good approximation as sums of one or few sinusoidal terms, and to which, therefore, the method is especially appropriate;
3. The method lends itself readily to calculation, the distribution of the Fourier coefficients (under certain assumptions) having been known² for a considerable time, and the arithmetical work

1. Presented in preliminary forms at the meeting of the Eastern Section of the Seismological Society of America at Cambridge, May 3, 1938, and at the meeting of the American Mathematical Society at New York, September 6, 1938. Presented at the Washington meeting of the International Union of Geodesy and Geophysics, September 12, 1939. Revised October 16, 1939.

2. First given by Rayleigh [4]³, and applied to periodic analysis by Schuster [5, 6].

3. Square brackets refer to the references at the end of the paper, round to formulas.

involved not being inordinately long, especially since the development of harmonic analyzers and other calculating machines ⁴.

Another important type of analysis, the Buys-Ballot method of arranging the data in rows of length equal to the period under test and summing by columns, lacks the first two of the foregoing properties, but replaces them by the advantage of yielding results which are independent of any preassigned wave form. In respect of the third property, the complexity of the calculation required, this method is simpler than the Fourier analysis — and has therefore been more attractive to computers — in all respects but one, that the distribution of the results has not been so fully studied ⁵. These remarks apply also to autocorrelation and similar methods.

Of these three types of advantage which might be claimed for a method of analysis the first appears to be somewhat beside the point except insofar as it enters in the other two (orthogonality operating to simplify the arithmetic for example). Thus the Fourier analysis provides a coordinate system of infinitely many dimensions (of which one commonly uses only a finite number) for the representation of a given function; long vectors are possible in this space whose components are not sufficiently great or disparate to be statistically distinguishable. The third consideration, although it has in the past carried much weight, must also be relegated to a minor place. The increasing availability of machines, especially those that operate by means of punched cards [7], reduces the arithmetical labor to such proportions that no important theoretical advantages need be sacrificed for this purpose. The same is not so true of the derivation of distribution functions. While the distribution of practically any statistic can be derived ⁶ and approximate solutions are commonly sufficient, the methods available have not yet reached the stage where the labor of this part of the calculation may be neglected. (Considerable further improvements in this direction may be expected in the not too distant future.)

It thus appears that the greatest weight in choosing a method of periodic analysis should be given to considerations of the second type mentioned above, namely the peculiar suitability of the statistics defined to the types of variation exhibited by and suspected in the data under test ⁷. This fact is illustrated in a number of important

4. For a discussion of these machines and methods of calculation see Stumpff [7].

5. New progress has been made in recent years in this part of the subject by Bartels [1 page 48] and others. The well-known method of Karl Pearson (Chi test) as extended by R. A. Fisher [2, 3] (z test) provides a powerful tool for the investigation of rectangular tables, which is applicable in this problem.

6. See, for example, Uspensky [8].

7. Another type of question which arises, viz. the assessment of prior probabilities, is in large degree separable from the problem of the present paper, namely the choice of the most pertinent aspects of a given body of data. Any statistic we please to define may be studied by means of any prior probabilities, or by the method of likelihood.

modifications of the Fourier analysis, notably the extension to arbitrary frequencies instead of only the multiples of a particular fundamental frequency⁸, the taking account of the smoothness commonly exhibited by series of observations (by which the equipartition of the variance among the Fourier coefficients is destroyed [1]), and the analysis for quasi-persistent as well as persistent waves [1]. Corresponding modifications of the Buys-Ballot method have been made, but not so fully studied⁵.

There are, however, types of variation to which neither of these methods is well suited. If a curve exhibits very sharp maxima — e. g. the brightness of light in a line spectrum — a great deal may be lost by correlation with a sinusoidal curve or by the grouping of data in the Buys-Ballot method. The sharpness and regularity of spectral lines is sufficient to permit the detection of their systematic arrangement without the need of much statistical analysis, but there are many intermediate cases in which this is not so. In such problems the precision of the data and the closeness with which they obey the law under investigation are important factors in judging of the presence of a real effect. These factors are neglected in the Buys-Ballot and Fourier methods, which therefore lack the resolving power needed to detect effects of this kind in a small body of data⁹.

3. THE PROBLEM OF TWO OBSERVATIONS. — Consider first a series of data consisting merely of two times, t_1 and t_2 , and a preassigned period T , the question being whether the series exhibits any evidence of periodicity of the period T . Let u be the quantity obtained by reducing $t_2 - t_1$ modulo T to the range $-1/2 T \leq u < 1/2 T$. Values of u near zero favor the hypothesis of periodicity, the probability of accidental occurrence of a value of $|u|$ not greater than u_0 being

$$(1) \quad P = \frac{2u_0}{T}.$$

For small values of u_0 the accuracy with which t_1 and t_2 are measured must be considered; thus the steps of the instruments must be taken into account. It may, indeed, happen that t_1 and t_2 are measured accurately but are nevertheless not believed to represent precisely the variable under investigation — as, for example, when the period of solar rotation is studied by means of sunspots, a spot being perhaps capable of migration during a solar revolution by an amount much in excess of the error made in measuring its solar longitude, — so that a further modification of (1) is needed. Taking

8. Inasmuch as this is a method which would naturally have suggested itself prior to Fourier's work, it is in a sense not correct to speak of it as a modification of the Fourier analysis. But the method has been reintroduced in the extension of the periodogram, (and the analytical theory also has been studied in recent years).

9. Thus Schuster's formula [6, p. 29, 30] for the number of data required to establish a periodicity with a prescribed degree of confidence applies to Fourier analysis but not in general.

account of all pertinent information of this kind we define $f(u_0, T)$ as the relative measure of the class of values of u expected, on the hypothesis of aperiodicity, to be not greater in absolute value than u_0 . We have then

$$(2) \quad P = f(u_0, T).$$

Two times t_1 and t_2 do not provide sufficient data to warrant the construction of a periodogram, for the period $T = |t_2 - t_1|$ fits these two times perfectly, and there are no further data to test the agreement. Moreover it will often happen that $f(0, T)$ will be far enough from zero so that no period T , even $|t_2 - t_1|$ considered as a preassigned period, can reach any considerable level of significance. This being the case, it is not ordinarily to be expected to gain much information regarding periodicity from a single pair of times; the foregoing discussion of this simplest problem is given because of its natural extension to the case of n or infinitely many times, by treating them *in pairs*.

4. EXTENSIONS. — In the case of n or infinitely many observations, for each period T every pair of times t_i and t_j yields, via (2), a probability $P_{ij}(T)$. (If the data are given in the form of a function Ψ on a (continuous) range, a suitable function

$$(3) \quad P = f(T; t_1, t_2; \Psi_1, \Psi_2; \bar{\Psi}; \dots)$$

may still be obtained, in terms of the departures of the Ψ 's from their mean, trend line, etc.). These P 's are to be combined by defining a statistic¹⁰ dependent on them and their distributions¹¹. It may often happen that a function of the P 's alone,

$$(4) \quad Q = F(P_{ij}/ij),^{12}$$

such as their product or the sum or integral of their logarithms, will contain (in conjunction with its distribution) a large fraction of the available information. The distributions of the P 's may all be the same or nearly so.

In the present problem the P 's are not independent, on account of relations of the type

$$(5) \quad t_3 - t_1 = (t_3 - t_2) + (t_2 - t_1).$$

A minimal subset of independent P 's can readily be found, but it seems preferable to use the product of all, making due allowance for the dependence in computing the distribution; the symmetry of this product facilitates the application of certain modifications which are at times very desirable (*v. infra*). Another type of departure from independence appears in the smoothness which the data may exhibit. This may be allowed for by defining f in terms of departures

10. When the choice between significance and insignificance is based on a partition by means of a surface of constant probability density, $\Pi P' = C$, the result obtained is dependent on the units employed. This method is nevertheless at times very attractive, and much used.

11. It is not to be assumed that the frequency functions of the P 's are constants.

12. The vertical stroke in this formula is read «as we vary». This is the usage of E. H. Moore. The stroke is used for several other purposes in mathematics, but there is little chance of confusion.

from the agreement in the values of Ψ expected on the basis of the proximity of t_1 and t_2 .

If quasi-persistence is under investigation, the P 's may be weighted in defining F by means of a suitable function of the separation of the times. Inhomogeneities in the data may make it desirable to ascribe different weights to the P 's in defining F . These complications make the distribution problem more difficult but often increase the efficiency inordinately¹³.

When the complete periodogram obtained by varying T is studied, difficulty will be encountered if $f(O, T)$ is very near zero and F becomes small with the P 's, for then the periodogram Q approaches zero each time T becomes a submultiple of the difference of two of the initial t 's, and real effects are masked. Arbitrary methods of obviating this difficulty such as smoothing Q may be used.

The comparison of different ordinates of the periodogram, which is often valuable for exploratory purposes, can be made without computing the distributions involved, or with only an approximate computation. If the data suffice, the function F may be varied as well as T , provided this variation is taken into account in considering the distribution¹⁴. Finally, any law

$$(6) \quad \Phi(T_1, T_2, \dots, T_p; t_1, t_2, \dots, t_q) = 0$$

(in which the variables need not be times) may be made to lead to an equation analogous to (2) or (3) and thus to an analysis of essentially the present type.

U. S. Coast and Geodetic Survey, Philadelphia, Pennsylvania. October 16, 1939.

REFERENCES

- [1] J. BARTELS, *Random fluctuations, persistence, and quasi-persistence in geophysical and cosmical periodicities*, Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity, vol. 40 (1935), p. 1-60.
- [2] R. A. FISHER, *Statistical methods for research workers*, various editions, Oliver and Boyd, Edinburgh and London.
- [3] R. A. FISHER, *The design of experiments*, Oliver and Boyd, Edinburgh and London.
- [4] LORD RAYLEIGH, *On the resultant of a large number of vibrations of the same pitch and arbitrary phase*, Philosophical Magazine, vol. 10 (1880), p. 73-78, or Scientific Papers, vol. I, p. 491-496.
- [5] ARTHUR SCHUSTER, *On lunar and solar periodicities of earthquakes*, Proc. Roy. Soc. London, vol. 61 (1897), p. 455-465.
- [6] ARTHUR SCHUSTER, *On the investigation of hidden periodicities with application to a supposed 26 day period of meteorological phenomena*, Terrestrial Magnetism, vol. 3 (1898), p. 13-41.
- [7] KARL STUMPF, *Grundlagen und Methoden der Periodenforschung*, 1937, Springer, Berlin.
- [8] J. V. USPENSKY, *An introduction to mathematical probability*, 1937, McGraw-Hill, New-York and London.

13. The value of analogous modifications in the Fourier analysis is strikingly brought out by Bartels [1].

14. As in studying the statistic χ^2 one varies the number of dimensions to allow for the parameters being determined.

QUELQUES RÉSULTATS D'UNE ÉTUDE THÉORIQUE DE LA RÉFLEXION ET DE LA RÉFRACTION DES ONDES SÉISMiques PROGRESSIVES.

PAR L. CAGNIARD,

Maître de Conférences à la Faculté des Sciences de Strasbourg.

INTRODUCTION.

Dans un mémoire fondamental¹, LAMB montrait en 1904 que l'objet essentiel de la séismologie théorique doit être l'étude de la propagation d'un *signal* plutôt que celle d'états de régime harmoniques.

En assimilant le sol à un solide homogène, isotrope, élastique, semi-indéfini, limité par une surface plane, LAMB étudiait la propagation *en surface* du séisme engendré par une source ponctuelle superficielle. J'ai généralisé, dans diverses directions, les résultats de LAMB :

1° En supposant deux milieux élastiques *quelconques* séparés par une surface plane ; on sait que l'un des milieux de LAMB était le vide.

2° En supposant que la *source ponctuelle* S est située à la profondeur h et non en surface ; cette source est une sphère de rayon infiniment petit par rapport à h , dont les pulsations radiales et isotropes s'effectuent suivant une loi arbitraire du temps.

3° En étudiant la propagation à l'intérieur des deux milieux alors que LAMB se bornait à étudier les phénomènes sur la surface de séparation.

4° En évitant l'emploi des intégrales de FOURIER, peu maniables, et recherchant au surplus une parfaite rigueur mathématique.

J'ai exposé d'une manière détaillée la solution et la discussion de ce problème dans un ouvrage intitulé : *Réflexion et Réfraction des Ondes séismiques progressives* (Gauthier Villars, Paris 1939). On ne trouvera ici qu'un résumé très sommaire des principaux résultats obtenus.

Notations. Equations. — Ne serait-ce que pour bien situer le problème et pour mettre en évidence son degré de complexité, je ne crois pas inutile de donner quelques explications sur sa mise en équations.

1. Phil. Trans. of the Royal Soc., t. 203, p. 1.

Les phénomènes sont de révolution autour d'un axe passant par S normal à la surface (figure 1). Soient ρ la distance d'un point M à cet axe, z la profondeur de M comptée positivement dans le *premier milieu* (milieu contenant la source S). Pour désigner les paramètres caractéristiques des deux milieux, je fais usage des mêmes lettres, mais en accentuant celles qui correspondent au second milieu.

Par exemple σ désigne la densité de la matière qui constitue le premier milieu, σ' désigne donc la densité du second milieu.

Je préfère introduire les vitesses de phase Ω_1 et Ω_2 des ondes harmoniques planes, respectivement de condensation et de distorsion, plutôt que les coefficients de LAMB. Le rapport $\frac{\Omega_1}{\Omega_2}$ est supérieur à $\sqrt{2}$.

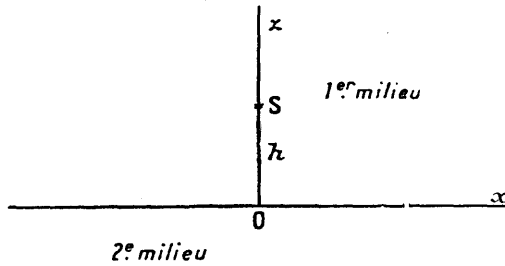


Figure 1.

Les composantes l_ρ et l_z de l'élongation dérivent de deux fonctions $\psi(\rho, z, t)$ et $U(\rho, z, t)$ qui définissent respectivement les vibrations de condensation et celles de distorsion

$$l_\rho = \frac{d\psi}{d\rho} - \frac{dU}{dz}$$

$$l_z = \frac{d\psi}{dz} + \left(\frac{dU}{d\rho} + \frac{U}{\rho} \right)$$

Ces fonctions doivent satisfaire dans chacun des milieux aux équations indéfinies :

$$\Delta\psi = \frac{d^2\psi}{d\rho^2} + \frac{d^2\psi}{dz^2} + \frac{1}{\rho} \frac{d\psi}{d\rho} = \frac{1}{\Omega_1^2} \frac{d^2\psi}{dt^2}$$

$$\frac{d^2U}{d\rho^2} + \frac{d^2U}{dz^2} + \frac{1}{\rho} \frac{dU}{d\rho} - \frac{U}{\rho^2} = \frac{1}{\Omega_2^2} \frac{d^2U}{dt^2}$$

Les équations de passage doivent exprimer la continuité de l'élongation pour $z = 0$:

$$\frac{d\psi}{dz} + \frac{dU}{d\rho} + \frac{U}{\rho} = \frac{d\psi'}{dz} + \frac{dU'}{d\rho} + \frac{U'}{\rho}$$

$$\frac{d\psi}{d\rho} - \frac{dU}{dz} = \frac{d\psi'}{d\rho} - \frac{dU'}{dz}$$

ainsi que celle des tensions tangentielles et normales à l'intersurface :

$$\begin{aligned} & \sigma \left[\frac{\Omega_1^2 - 2\Omega_2^2}{\Omega_1^2} \frac{d^2\psi}{dt^2} + 2\Omega_1^2 \left(\frac{d^2\psi}{dz^2} + \frac{d^2U}{\rho dz} + \frac{1}{\rho} \frac{dU}{dz} \right) \right] \\ = & \sigma' \left[\frac{\Omega_1'^2 - 2\Omega_2'^2}{\Omega_1'^2} \frac{d^2\psi'}{dt^2} + 2\Omega_1'^2 \left(\frac{d^2\psi'}{dz^2} + \frac{d^2U'}{\rho dz} + \frac{1}{\rho} \frac{dU'}{dz} \right) \right] \\ & \sigma \left[\frac{d^2U}{dt^2} + 2\Omega_2^2 \left(\frac{d^2\psi}{\rho dz} - \frac{d^2U}{dz^2} \right) \right] = \sigma' \left[\frac{d^2U'}{dt^2} + 2\Omega_2'^2 \left(\frac{d^2\psi'}{\rho dz} - \frac{d^2U'}{dz^2} \right) \right] \end{aligned}$$

D'autre part les deux milieux sont partout *au repos* à l'époque choisie pour origine des temps t . Les pulsations de la sphère S sont définies pour $t > 0$ à l'aide d'une fonction arbitraire $F(t)$, nulle pour $t < 0$.

On évite toute difficulté artificielle en supposant d'abord que $F(t)$ est continue et admet des dérivées continues jusqu'à un ordre suffisamment élevé, qu'en outre $F(t)$ et lesdites dérivées s'annulent pour $t = 0$. En s'affranchissant ultérieurement de cette restriction, on traite aisément dans toute sa généralité le problème de la propagation des discontinuités cinématiques des types les plus divers.

Cela étant, pour satisfaire aux conditions initiales, je suis conduit à adjoindre aux équations indéfinies et équations aux limites les conditions suivantes :

1° ψ et U seront nuls dans tout l'espace pour $t = 0$.

2° ψ et U seront des fonctions bornées, continues, possédant des dérivées partielles continues jusqu'à un ordre suffisamment élevé, exception faite sur l'intersurface $z = 0$ et à la source ponctuelle.

3° ψ , U , leurs dérivées tendent vers des limites finies quand z tend vers zéro, mais ces limites pourront être différentes suivant que z tend vers zéro par valeurs positives ou par valeurs négatives.

4° Au point S , la fonction U sera bornée. ψ deviendra infinie,

mais
$$\psi - \frac{1}{R} F \left(t - \frac{R}{\Omega_1} \right) \text{ restera bornée.}$$

$$\left[R = \sqrt{\rho^2 + (z - h)^2} \right]$$

5° Pour toute valeur finie de t , les points des deux milieux qui sont en mouvement, ou sont entrés en mouvement avant l'instant t , sont tous à distance finie de S . Les problèmes de ce genre ne comportent pas de conditions à l'infini.

Forme générale de la solution. Facteurs de transmission. — Les fonctions ψ , U (ainsi que ψ' , U' dans le second milieu) s'expriment de la manière suivante :

$$\psi(t, \rho, z) = \int_0^t \dot{F}(t-v) \cdot A(v, \rho, z) dv$$

$$U(t, \rho, z) = \int_0^t \dot{F}(t-v) \cdot B(v, \rho, z) dv$$

où $\dot{F}$ désigne la dérivée de F .

Dans le problème actuel comme dans tous ceux du même type, les fonctions A et B sont absolument indépendantes de F , c'est-à-dire de la nature de l'excitation. Elles ne dépendent que du milieu de propagation, de sa configuration géométrique, de ses paramètres physiques et caractérisent au premier chef le phénomène de propagation. C'est pourquoi je leur ai donné le nom de « facteurs de transmission ». Une description générale du phénomène ne peut concerner que A et B , mais non pas ψ et U . La variable v y joue le rôle d'un temps.

Chacun des quatre facteurs de transmission peut être exprimé sous forme d'une intégrale définie effectuée dans le plan d'une variable complexe. Quand v , ρ , z varient, les extrémités du parcours d'intégration se déplacent et le parcours se déforme. Les dispositions diverses de ce parcours par rapport aux pôles de la fonction sous le signe somme et par rapport aux points de ramification des radicaux qui figurent dans son expression déterminent une subdivision de l'espace ρ , z , v en régions qui correspondent respectivement aux diverses phases (ou *ondes*) du phénomène de propagation. Les surfaces mobiles, frontières de ces régions de l'espace ρ , z , v , sont les *surfaces de front d'onde*.

D'une manière plus précise, les facteurs de transmission s'expriment chacun par une juxtaposition de fonctions analytiques définies de façons différentes dans les différents domaines ρ , z , v . Les surfaces mobiles séparant ces domaines sont le siège de discontinuités des facteurs ou de leurs dérivées ou encore de singularités diverses affectant ces facteurs. A ces discontinuités ou singularités des facteurs correspondent sur le séismogramme des changements d'allure éventuels, dont l'aspect dépend par ailleurs de la forme de $F(t)$. Ce sont les impétus ou passages de fronts d'onde.

Du fait du grand nombre de paramètres à considérer, les intégrales complexes définissant les facteurs présentent des expressions assez compliquées que je ne transcrirai pas ici. Cependant ces intégrales sont d'une nature telle que leurs propriétés essentielles peuvent être aisément discutées, et que les calculs numériques sont praticables. L'ouvrage signalé renferme de nombreuses applications numériques et courbes représentatives.

Suivant les valeurs relatives des vitesses Ω_1' et Ω_2' par rapport à la vitesse Ω_1 , le phénomène de propagation présente des aspects bien différents. J'envisagerai donc successivement les trois cas possibles.

Je désignerai respectivement par R et R' les distances du point M considéré à la source S et à son image S' par rapport à l'inter-surface.

$$R = \overline{SM} = \sqrt{\rho^2 + (z - h)^2}$$

$$R' = \overline{S'M} = \sqrt{\rho^2 + (z + h)^2}$$

En outre R_{Ω_2} , $R_{\Omega_1'}$ et $R_{\Omega_2'}$ désigneront respectivement la distance de M à la surface d'onde qui, au sens de l'optique géométrique, est

de « chemin optique nul » pour un « rayon » séismique parcouru avec la vitesse Ω_1 de S jusqu'à l'intersurface et avec la vitesse Ω_2 , Ω_1' ou Ω_2' de l'intersurface jusqu'au point M . On sait que ces surfaces d'onde de chemin optique nul sont constituées par l'une des nappes d'un hyperboloïde de révolution de foyers S , S' si la vitesse à considérer est inférieure à Ω_1 ou par une moitié d'ellipsoïde de révolution, également de foyers S , S' si la vitesse considérée est supérieure à Ω_1 .

Classification des Ondes quand les vitesses Ω_1' et Ω_2' sont inférieures à Ω_1

Si $v < \frac{R}{\Omega_1}$ le facteur de transmission A est identiquement nul.

Si $\frac{R}{\Omega_1} < v < \frac{R'}{\Omega_1}$ son expression devient $A = \frac{1}{R}$

Si $v > \frac{R'}{\Omega_1}$, A est une fonction analytique régulière, dont j'ai dit que je ne reproduirais pas ici l'expression quelque peu compliquée.

Le facteur B est nul pour $v < \frac{R\Omega_2}{\Omega_2'}$. Il s'exprime, pour $v > \frac{R\Omega_2}{\Omega_2'}$ par une fonction analytique régulière.

Dans le second milieu, les facteurs de transmission A' et B' , nuls respectivement pour $v < \frac{R\Omega_1'}{\Omega_1}$ ou $v < \frac{R\Omega_2'}{\Omega_2}$ sont représentés pour $v > \frac{R\Omega_1'}{\Omega_1}$ ou $v > \frac{R\Omega_2'}{\Omega_2}$ par des fonctions analytiques régulières.

La signification physique de ces résultats est la suivante :

1° Les points du premier milieu restent dans l'état initial de repos jusqu'à l'instant $t = \frac{R}{\Omega_1}$.

2° De l'instant $\frac{R}{\Omega_1}$ à l'instant $\frac{R'}{\Omega_1}$ on a, dans le premier milieu :

$$\psi = \frac{1}{R} F \left(t - \frac{R}{\Omega_1} \right) \quad ; \quad U = 0.$$

Les points du premier milieu sont soumis, durant cet intervalle de temps, à des vibrations radiales isotropes de condensation. Cet état vibratoire serait le seul phénomène à considérer dans un milieu unique illimité. Il représente l'état vibratoire encore non perturbé par les phénomènes de réflexion et de réfraction qui vont avoir lieu sur l'intersurface. Il correspond donc à l'onde incidente ou directe.

3° De l'instant $\frac{R'}{\Omega_1}$ à l'instant $\frac{R\Omega_2}{\Omega_2'}$, U demeure nul. Nous pouvons écrire :

$$A = \frac{1}{R} + A^2(v, \rho, z) \quad ; \quad B = 0$$

bien que cette séparation de A en deux termes distincts soit abso-

lument arbitraire. A_2 représentera par définition le facteur de transmission de l'onde réfléchie de condensation.

4° A partir de l'instant $\frac{R_{\Omega_2}}{\Omega_2}$ où B cesse d'être nul les vibrations

sont mixtes, c'est-à-dire à la fois de condensation et de distorsion. Le facteur B est celui de l'onde réfléchie de distorsion qui superpose désormais son action à celle de l'onde réfléchie de condensation.

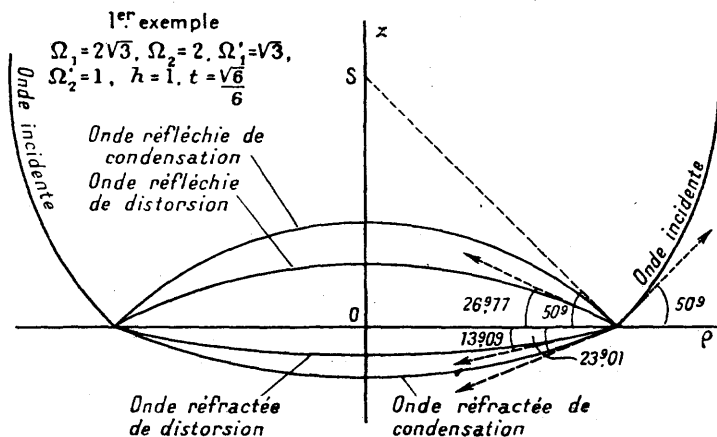


Figure 2.

5° Dans le second milieu, l'état de repos persiste jusqu'à l'instant $\frac{R_{\Omega_1'}}{\Omega_1'}$. Depuis cet instant jusqu'à l'instant $\frac{R_{\Omega_2'}}{\Omega_2'}$ l'état vibratoire est de condensation pure (onde réfractée de condensation). A partir de l'instant $\frac{R_{\Omega_1'}}{\Omega_2'}$, l'onde réfractée de distorsion superpose son action à celle de l'onde réfractée de condensation.

6° Le front de l'onde incidente est donc une sphère de centre S et de rayon $\Omega_1 t$. A partir de l'instant $t = \frac{h}{\Omega_1}$ où le front de l'onde

directe atteint l'intersurface, il existe quatre autres surfaces frontales. Le front de l'onde réfléchie de condensation ($R' = \Omega_1 t$) est sphérique, de centre S' . Les trois autres fronts sont des surfaces parallèles à des hyperboloïdes, dont les vitesses de propagation comptées suivant la normale sont respectivement Ω_2 , Ω_1' , Ω_2' . Les cinq surfaces frontales coupent l'intersurface suivant un même cercle, de rayon croissant avec le temps (figure 2).

7° D'autre part le calcul montre que les facteurs A , A' présentent une discontinuité sur chaque surface frontale de condensation (et sur cette surface seulement), et qu'ils sont réguliers aussi sur cette surface, étant entendu que la régularité est relative à chacun des

demi-domaines, pris isolément, que sépare la surface frontale. De même les facteurs B , B' présentent une discontinuité sur chaque surface frontale de distorsion (et sur cette surface seulement) et ils sont aussi réguliers sur cette surface.

Physiquement ces faits signifient que si le front de l'onde incidente est le siège d'une discontinuité cinématique, chacune des quatre autres surfaces frontales est aussi le siège d'une discontinuité cinématique *du même ordre*, plus généralement *de même nature*.

Au surplus les discontinuités cinématiques affectant les surfaces des fronts d'onde de condensation sont normales à ces surfaces, celles qui affectent les fronts d'ondes de distorsion sont tangentielles (et contenues dans les méridiens). Les formules relatives à la grandeur de ces discontinuités cinématiques sont peu compliquées. Il est d'ailleurs bien connu que, tout au moins dans le cas simple envisagé au cours de ce paragraphe, les surfaces de fronts d'onde et les discontinuités cinématiques dont elles sont éventuellement le siège peuvent être étudiées quantitativement sans qu'il soit nécessaire de rien connaître des mouvements des points du milieu en dehors des surfaces de front d'onde. [Hadamard. *Leçons sur la Propagation des Ondes* (Hermann), Paris 1903.]

Classification des ondes quand les vitesses Ω_1' et Ω_2' sont toutes deux supérieures à Ω_1 . Les cinq ondes coniques.

Dans le cas actuel, l'onde incidente donne d'abord naissance à deux ondes réfléchies dans le premier milieu, à deux ondes réfractées dans le second milieu. Les surfaces de front d'onde ont respectivement comme équations $v = \frac{R'}{\Omega_1}$ (onde réfléchie de condensation,

sphérique), $v = \frac{R\Omega_2}{\Omega_2}$ (onde réfléchie de distorsion, parallèle à un

hyperboloïde), $v = \frac{R\Omega_1'}{\Omega_1'}$ (onde réfractée de condensation), $v = \frac{R\Omega_2'}{\Omega_2'}$

(onde réfractée de distorsion). Le fait nouveau consiste en ce que les surfaces de front des deux ondes réfractées sont parallèles à des ellipsoïdes, et non plus à des hyperboloïdes. La figure 3 montre ainsi trois positions successives du front de l'onde réfractée de distorsion.

Au sens de l'optique géométrique, l'angle de réfraction I_2' est supérieur à l'angle d'incidence I_1 . Le rayon réfracté est normal en K à l'ellipsoïde (E) de chemin optique nul. Il n'est pas inutile de remarquer d'ailleurs que le front d'onde n'a pas la forme géométrique de l'ellipsoïde (E): c'est une surface de révolution aplatie (et non pas allongée comme l'ellipsoïde E), et il se rapproche de plus en plus de la forme sphérique quand v augmente. Contrairement à ce qui se passait dans le cas de l'hyperboloïde, l'angle sous lequel ce front coupe la surface de séparation est supérieur à l'angle que le front de l'onde incidente forme avec la surface de séparation.

Cet angle, nul au début de la réflexion (pour $v = \frac{h}{\Omega_1}$) croît en

3° donc que ce cercle ne peut plus coïncider avec celui qui est défini par l'intersection de l'intersurface avec les quatre autres surfaces de front d'onde, qui continuent provisoirement à se déplacer et se déformer de la manière indiquée plus haut. Jusqu'à l'époque considérée les cinq surfaces de front étaient en quelque sorte *accrochées* les unes aux autres, et cela en dépit de la vitesse plus grande des ondes réfractées. La chose était possible en raison des variations des angles sous lesquels les surfaces frontales coupaient l'intersurface.

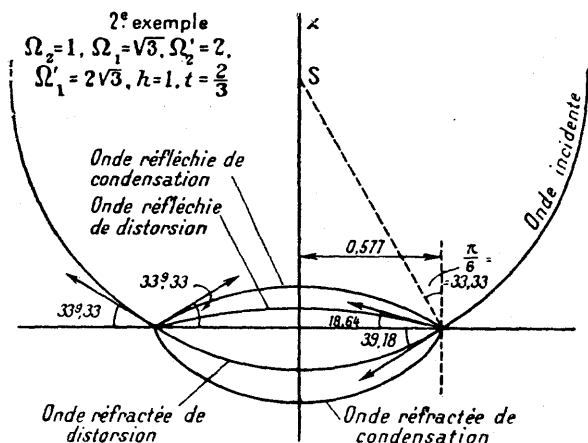


Figure 4.

Quand l'un des angles atteint $\frac{\pi}{2}$, il est clair que ce mécanisme d'adaptation n'a plus d'efficacité. Effectivement, le calcul montre que le front de l'onde réfractée de condensation se décroche. La figure 5 représente la disposition générale des fronts à l'époque où va se produire également le phénomène de réflexion totale relativement à l'onde réfractée de distorsion. Le front de l'onde réfractée de distorsion, qui va se décrocher à son tour, coupe désormais orthogonalement la surface de séparation.

Il apparaît a priori peu vraisemblable que les conditions aux limites sur l'intersurface puissent être satisfaites dans la région où elle séparerait le second milieu, siège d'une seule onde de condensation, et le premier milieu qui serait demeuré dans l'état de repos. Effectivement le calcul montre que trois autres ondes doivent prendre naissance, l'une de distorsion dans le second milieu, les deux autres, respectivement de condensation et de distorsion, dans le premier milieu. Les surfaces de front de ces ondes sont des surfaces coniques de révolution coupant l'intersurface suivant le même cercle que l'onde réfléchie décrochée de condensation. Ces cônes sont tangents aux surfaces des fronts d'onde normaux correspondants (fig. 5).

Les parties utiles de ces surfaces coniques sont d'ailleurs *limitées* aux cercles le long desquels les cônes sont tangents aux surfaces de front d'onde normales. Pour chaque type d'onde, le phénomène des fronts coniques ne peut être observé qu'à l'extérieur d'un cône de révolution. Ce cône est fixe. Les génératrices des trois cônes fixes à considérer sont tracées en pointillé sur la figure. Les trois cônes fixes coupent l'intersurface suivant un même cercle sur le pourtour duquel s'est précisément décrochée l'onde réfractée de condensation.

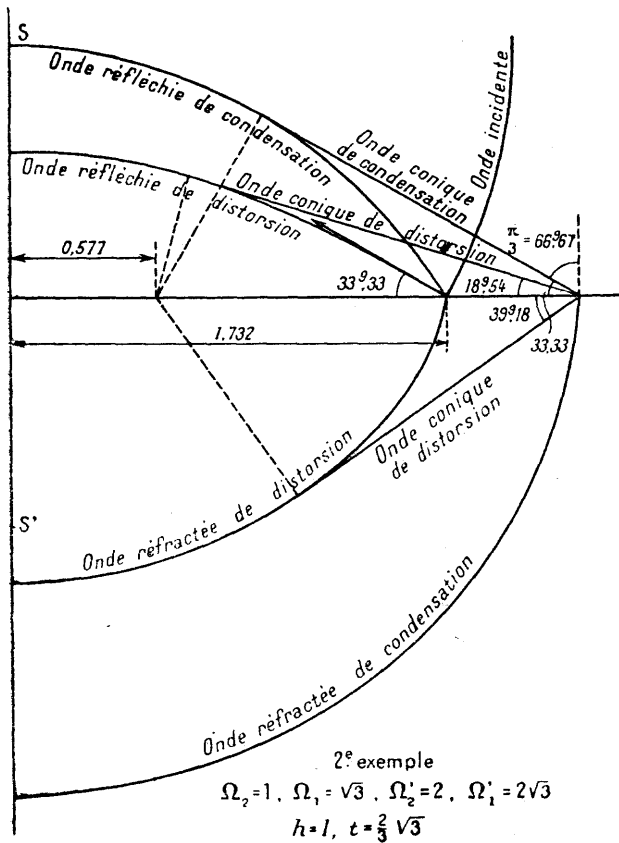


Figure 5.

A une époque ultérieure, le front de l'onde réfractée de distorsion se décroche à son tour et donne lieu à des phénomènes similaires. Deux nouveaux fronts coniques apparaissent dans le premier milieu. Les deux nouvelles ondes ne peuvent être observées qu'à l'extérieur de deux cônes fixes de révolution, coupant l'intersurface suivant le cercle où se décroche l'onde réfractée normale de distorsion (fig. 6).

Il va de soi que ces résultats expliquent complètement et définitivement les phénomènes si discutés sur lesquels est fondée la

méthode sismique de prospection, dite « par réfraction ». ANSEL avait d'ailleurs eu l'intuition d'une telle explication¹.

La théorie fournit du reste, dans ce cas également, l'expression des facteurs de transmission.

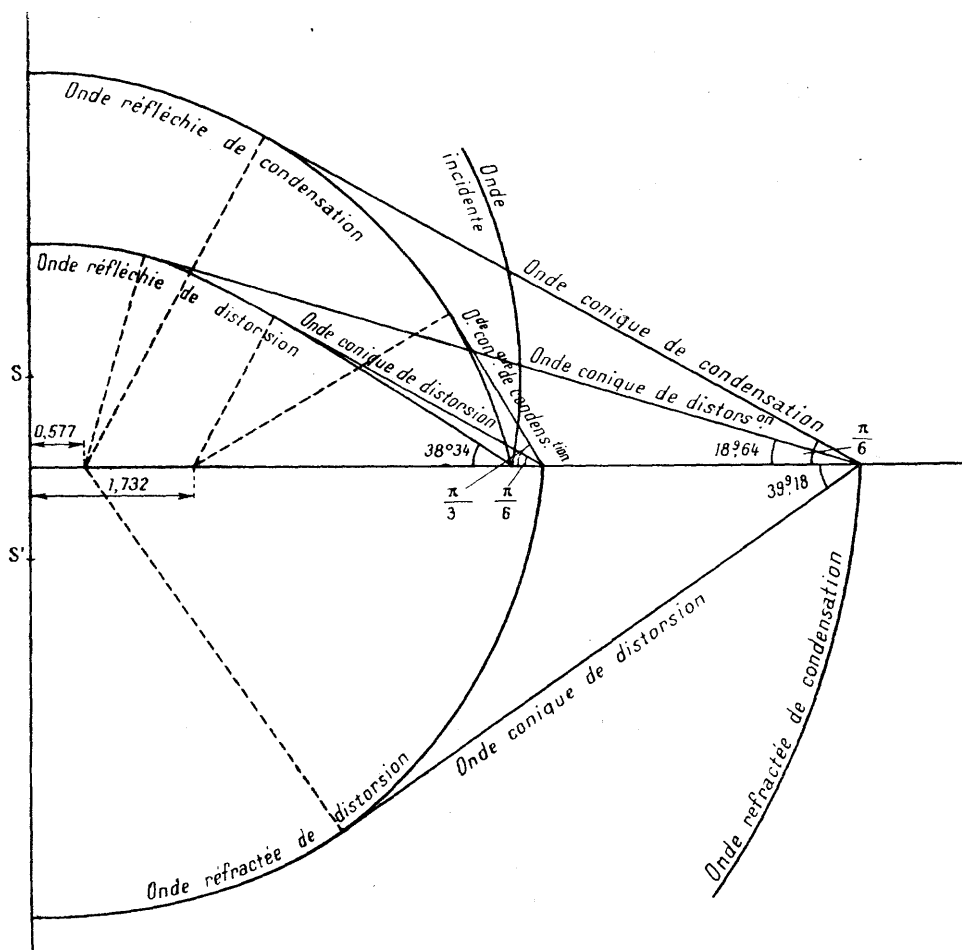


Figure 6.

Il apparaît ici encore que ces facteurs sont des fonctions analytiques régulières dans chacun des domaines de l'espace ρ, z, v à considérer, *mais il faut exclure les frontières de ces domaines*.

Sur les portions des surfaces normales de front d'onde qui ne sont pas précédées d'une onde à front conique de même nature, le facteur de transmission correspondant est régulier dans chaque demi-domaine et présente une discontinuité sur la surface de front d'onde.

1. Das Impulsfeld der praktischen Seismik in graphischer Behandlung. Gerlands Beitr. zur Geoph. Erg. für ang. Geoph. I (1930), 117—136.

Ce front d'onde est alors le siège d'une discontinuité cinématique d'ordre n si le front de l'onde incidente est lui-même le siège d'une discontinuité d'ordre n .

Sur la surface du *premier* front conique de condensation, ou du premier front conique de distorsion ¹, le facteur de transmission correspondant est encore régulier dans chaque demi-domaine. Il est d'ailleurs continu, mais ses dérivées premières sont discontinues. Il en résulte que ce front est aussi le siège d'une discontinuité cinématique, mais que cette discontinuité est d'ordre $n + 1$.

Par contre, sur la surface du *second* front conique de condensation, ou du second front conique de distorsion, ou encore sur la portion des surfaces de front d'onde normales qui est précédée par un ou deux fronts coniques de même espèce, le facteur de transmission correspondant présente des *singularités logarithmiques* sur lesquelles je ne puis insister ici. Le front normal, précédé d'un ou deux fronts coniques, est alors le siège d'une discontinuité cinématique d'ordre n mais infinie. Le second front conique est le siège d'une discontinuité d'ordre $n + 1$, infinie.

Classification des Ondes quand la vitesse Ω_1' est seule supérieure à Ω_1 .

Ce cas intermédiaire ne comporte que l'apparition de trois ondes coniques. A part cette simplification, les phénomènes sont identiques à ceux que nous venons de décrire.

La pseudo-onde superficielle, dite onde de Rayleigh. — Lorsqu'on étudie un phénomène de propagation à des distances infiniment grandes de la source (c'est-à-dire pratiquement, dans le cas actuel, à des distances de la source grandes par rapport à h) les facteurs de transmission des diverses ondes deviennent, en règle générale, des infiniment petits dont il y a lieu évidemment de rechercher les parties principales.

Or, il n'existe aucune raison pour que les amplitudes maxima de ces parties principales soient précisément réalisées sur les surfaces que nous avons appelées surfaces de front d'onde et qui seules sont le siège de discontinuités cinématiques éventuelles, d'impetus plus ou moins nets.

Dans ces conditions, lorsqu'un observateur se trouvera suffisamment loin de la source, il ne lui sera même peut-être pas possible de constater pratiquement l'existence des impetus trop atténués. C'est seulement bien plus tard qu'il constatera sans ambiguïté que le milieu observé est entré en mouvement. Certes, le phénomène vibratoire aura réellement débuté au passage des fronts, généralement d'une manière plus ou moins discontinue, mais l'existence des vibrations ne deviendra indiscutable qu'à une époque bien postérieure. Le phénomène ne semblera pas débiter franchement. Il n'évoluera d'une manière très progressive que par des transitions insensibles.

J'ai donné à ce phénomène essentiel le nom de pseudo-onde. La pseudo-onde est d'autant plus nette que la distance à la source

1. Je rappelle qu'il existe, dans le premier milieu, deux fronts coniques de condensation et deux fronts coniques de distorsion.

est plus grande. Un exemple typique de pseudo-onde est fourni par l'onde de crue, dans la propagation des intumescences vers l'aval ou l'amont des rivières¹.

Que ce phénomène de la pseudo-onde soit d'une importance pratique capitale, est une constatation évidente. La pseudo-onde représente en effet, par définition même, la « partie principale » aux grandes distances de la source. Elle caractérise essentiellement le « gros » du phénomène de propagation. Pourtant ni les mathématiciens, ni les physiciens ne lui ont accordé l'intérêt qu'elle mérite. Il ne faut pas s'en étonner. Les mathématiciens, en effet, recherchent rarement l'intégrale générale et se bornent le plus souvent à l'étude pourtant très secondaire des surfaces de front d'onde et des discontinuités cinématiques. Quant aux physiciens, leurs théories se rapportent presque toujours à l'étude de phénomènes harmoniques permanents.

Revenons à la propagation des ondes sismiques et admettons d'abord pour simplifier que l'un des deux milieux est le vide. Supposons qu'on s'éloigne indéfiniment de la source dans une direction formant l'angle I' avec l'intersurface. Les facteurs de transmission relatifs aux élongations sont normalement des infiniment petits

d'ordre $\frac{1}{R'^2}$, de la forme $\frac{1}{R'^2} f\left(\frac{v}{R'}, I'\right)$. Il en résulte que les

élongations décroissent *au moins* comme le carré de R' , les vitesses au moins comme le cube, les accélérations au moins comme la quatrième puissance de R' ⁽²⁾.

Les phénomènes seront cependant tout différents si, au lieu de s'écarter de la source dans une direction I' déterminée, on s'en éloigne en demeurant au voisinage du sol, par exemple à profondeur z constante. Dans ces conditions, I' tend vers zéro et $f\left(\frac{v}{R'}, I'\right)$ devient

infinie. La discussion montre que les facteurs de transmission des élongations, et aussi ceux des vitesses, accélérations, etc... ne sont

plus alors que des infiniment petits d'ordre $\frac{1}{\sqrt{R'}}$. Le coefficient de

$\frac{1}{\sqrt{R'}}$ présente son maximum d'amplitude au voisinage d'un *cercle* situé sur l'intersurface et de rayon $\Omega_R v$, Ω_R désignant la vitesse de phase de l'onde harmonique plane que découvrit Lord Rayleigh.

Cette pseudo-onde typique, définissant un phénomène vibratoire superficiel, à propagation circulaire uniforme, doit donc être identifiée sans hésitation avec l'onde de Rayleigh des sismologues. Sa structure est cependant très différente de celle de l'onde harmonique perma-

1. L. Cagniard, Hydrodynamique fluviale, régimes variables (Rev. gén. de l'Hydraulique, 1937, p. 128).
2. Cette affirmation ne vaut en réalité que pour ce que j'ai appelé dans mon ouvrage les termes secondaires qui caractérisent la « coda » du séismogramme. Je ne saurais insister ici.

nente de Rayleigh. En particulier la décroissance des amplitudes en fonction de la profondeur n'est pas exponentielle. Elle est seulement en raison inverse de $z^{\frac{3}{2}}$ pour les valeurs de z grandes par rapport à h .

L'étude complète montre au surplus que le phénomène peut présenter un nombre assez élevé de véritables oscillations, même lorsque la perturbation initiale est totalement apériodique. J'ai calculé plusieurs courbes représentatives de tels trains d'oscillations. La durée de ces oscillations, indépendante de la distance à la source, est proportionnelle à h . La « période » des ondes de Rayleigh dépend essentiellement de la profondeur de la source.

A l'intersurface de deux milieux quelconques, l'onde de Rayleigh doit être considérée comme un phénomène plutôt exceptionnel. Sur la surface de séparation du sol et d'un fluide (océan, atmosphère), on n'a pas le droit non plus, en toute rigueur, de parler d'onde de Rayleigh. On peut du reste calculer les perturbations apportées dans le phénomène de propagation par l'existence de notre atmosphère, de densité non nulle, et montrer qu'elles doivent généralement rester d'un ordre de grandeur négligeable, dans le cas des séismes naturels.

Pseudo-onde superficielle d'un deuxième type. — C'est en recherchant la partie principale des facteurs de transmission, infiniment petits aux distances infiniment grandes de la source, que nous avons mis en évidence le phénomène de la pseudo-onde. Or nous pouvons aller plus loin dans cette voie et décomposer les facteurs de transmission en infiniment petits de divers ordres. Il est certain que le rôle des infiniments petits d'ordre supérieur sera de plus en plus négligeable quand la distance à la source ira en augmentant mais, aux distances « moyennes », leur contribution dans le phénomène global demeurera sensible.

Si nous supposons à nouveau pour simplifier que le second milieu est le vide, nous pouvons ainsi montrer l'existence d'une seconde pseudo-onde superficielle, dont la propagation est annulaire et uniforme et dont la structure est très analogue à celle de la pseudo-onde de Rayleigh. Cette pseudo-onde est mixte, c'est-à-dire à la fois de condensation et de distorsion. Elle se propage néanmoins avec la vitesse de phase Ω_2 des ondes de distorsion, donc un peu plus rapidement que la pseudo-onde de Rayleigh.

Dans cette pseudo-onde comme dans celle de Rayleigh, la forme et la largeur des ondulations des facteurs de transmission sont indépendantes de ρ , mais les vitesses, accélérations, etc... décroissent proportionnellement à $\frac{1}{\rho^2}$ et non plus à $\frac{1}{\sqrt{\rho}}$. Le rapport des amplitudes maxima des variations du facteur de transmission de la composante verticale de l'accélération, respectivement dans la pseudo-onde de Rayleigh, et dans la seconde pseudo-onde superficielle, est égal à $0,83 \left(\frac{\rho}{h}\right)^{\frac{3}{2}}$. Étant donné l'étalement de chacun des deux phénomènes superficiels ainsi que le faible écart de leurs vitesses de propagation, les deux pseudo-ondes restent enchevêtrées assez longtemps, jusqu'à

des valeurs de ρ telles que $\frac{\rho}{h}$ atteigne au moins une centaine d'unités, mais les amplitudes dans la seconde pseudo-onde deviennent à ce moment beaucoup plus faibles que celles de la pseudo-onde de Rayleigh. Il y a lieu de signaler en outre que les « périodes » de la nouvelle pseudo-onde sont nettement supérieures à celles de la pseudo-onde de Rayleigh.

Pseudo-onde sphérique de distorsion. — Continuons à envisager le cas relativement simple où le second milieu est le vide. Le front de l'onde réfléchi de distorsion, qui est une surface parallèle à l'une des nappes d'un hyperboloïde, présente, aux distances infiniment grandes de la source, la forme limite d'une calotte sphérique de rayon $\Omega_2 v$ à l'intérieur d'un cône de révolution de sommet O , d'axe Oz , dont le demi-angle au sommet est égal à l'angle limite $l = \arcsin \frac{\Omega_2}{\Omega_1}$. A l'extérieur de ce cône, la forme limite est celle d'un cône de révolution d'axe Oz tangent à la calotte sphérique sur le cône défini ci-dessus, et coupant la surface du sol suivant le cercle de rayon $\Omega_1 v$. Cette forme limite est précisément celle des ondes à front conique.

Il faut cependant noter une différence absolument essentielle. Dans le cas de l'onde conique, la partie de la sphère de rayon $\Omega_2 v$ extérieure au cône de demi-angle l est elle-même une surface de front d'onde véritable, pouvant être le siège d'une discontinuité cinématique. Dans le cas actuel, au contraire, cette portion de sphère n'est pas une surface de front d'onde. A défaut de front d'onde, on constate cependant au voisinage de la surface de cette portion de sphère une concentration anormale d'énergie correspondant à l'existence d'une troisième pseudo-onde.

Dans cette pseudo-onde, les vibrations correspondent à un phénomène de distorsion pure. Elles sont tangentes à la sphère de rayon $\Omega_2 v$ (transversales) et contenues dans les méridiens. Leurs amplitudes décroissent comme $\frac{1}{R'}$ et il en est de même de celles des vitesses, accélérations, etc...

Cette pseudo-onde sphérique de distorsion coupe précisément l'intersurface suivant la circonférence au voisinage de laquelle est localisée la seconde pseudo-onde superficielle mixte. J'ai étudié comment s'opère la transition entre les deux pseudo-ondes, au voisinage de l'intersurface.

Les courbes représentatives des facteurs de transmission de la pseudo-onde sphérique présentent, comme celle des pseudo-ondes superficielles, des ondulations relativement nombreuses. La forme de ces courbes ne change pas quand R' augmente, I' demeurant constant, si l'on ne considère pas comme un changement de forme la réduction des ordonnées qui décroissent proportionnellement à R' . La largeur des ondulations, les « périodes » de la pseudo-onde sphérique ne varient pas quand I' demeure constant, mais elles croissent indéfiniment quand I' tend vers l .

Les pseudo-ondes dans le cas général. — Indépendamment d'une pseudo-onde superficielle de Rayleigh, dont j'ai dit que l'existence doit être considérée comme exceptionnelle, il peut se constituer, dans le cas général de deux milieux quelconques, des pseudo-ondes superficielles et sphériques des types décrits ci-dessus, auxquelles il faut ajouter des pseudo-ondes coniques. Voici de brèves indications à leur sujet :

Aux distances infiniment grandes de la source, considérons, dans le premier milieu les deux sphères de centre O et de rayons $\Omega_1 v$, $\Omega_2 v$, dans le second milieu les deux sphères de centre O et de rayons $\Omega_1' v$, $\Omega_2' v$.

Considérons également tous les cônes de révolution possibles d'axe Oz tangents à l'une ou à l'autre des quatre sphères et coupant la surface de séparation suivant des cercles de centre O et de rayons $\Omega_1 v$, $\Omega_2 v$, $\Omega_1' v$, $\Omega_2' v$. Limitons ces cônes d'une part à l'intersurface, d'autre part aux sphères auxquelles ils sont tangents.

Une partie des surfaces ainsi définies représente la totalité des fronts d'onde véritables. *Les portions restantes de ces surfaces représentent des pseudo-ondes.*

D'autre part, considérons une onde déterminée. Soit $\Omega_K v$ le rayon d'un cercle tracé sur la surface de séparation et situé en arrière du front le plus avancé de l'onde en question, Ω_K pouvant désigner indifféremment Ω_1 , Ω_2 , Ω_1' ou Ω_2' . Si un front d'onde véritable de l'onde envisagée ne coupe pas la surface de séparation suivant le cercle $\Omega_K v$, *il existe pour l'onde considérée une onde superficielle du deuxième type, localisée dans le voisinage de ce cercle.*

Tels sont, très brièvement résumés, les résultats principaux obtenus par la discussion approfondie du problème le plus simple qu'on puisse se poser dans l'étude de la réflexion et de la réfraction d'une onde sismique progressive.

RAPPORT SUR LA SISMICITÉ DE L'ATTIQUE.

PAR N. CRITIKOS.

En se basant sur les renseignements qu'on trouve dans les écrits des historiens depuis la plus haute antiquité et sur les observations modernes du phénomène sismique en Grèce, on a été amené à la conclusion que la région de la Grèce la plus fortement et la plus souvent secouée, c'est la partie orientale de la région dite « Stéréá Hellas » (Grèce continentale) et que les parties les plus instables de cette région ce sont la Béotie, la Phocide, la Phtiotide et la Locride.

L'Attique, bien qu'appartenant aussi à la partie orientale de la « Stéréá Hellas », a été considérée comme formant une exception et classée parmi les régions de la Grèce exemptes d'une sismicité remarquable, et cela principalement parce qu'on n'y connaît exactement aucune catastrophe sismique¹.

Cependant, malgré cette conclusion, il y a assez de données qui, à mon avis, nous obligent d'admettre que l'Attique aussi, dans des temps plus anciens, a subi de graves catastrophes d'origine sismique.

Ainsi que l'examen attentif des monuments antiques encore conservés l'a montré, plusieurs parmi eux présentent des dommages caractéristiques et des déplacements systématiques, qui ne sauraient provenir que de tremblements de terre d'une intensité extraordinaire. Ces tremblements de terre paraissent avoir eu lieu au cours des siècles dits obscurs de l'histoire d'Athènes (567-867 de notre ère), peut-être même vers la fin du VII^e ou le commencement du VIII^e siècle de notre ère, c'est-à-dire après les dévastations de l'Attique par les Barbares et la désolation qui les a suivies. D'autre part, dans l'intervalle de l'an 1928 de notre ère jusqu'à présent, il y a eu en Attique plusieurs séismes, dont les épicentres avec les dates respectives sont rapportés dans la carte annexée à ce rapport et dont les plus forts ont été celui du 8 mars 1933 et le séisme destructeur du 20 juillet 1938².

De l'étude du matériel de ces séismes, j'ai pu tirer les conclusions suivantes d'une importance plus générale :

1^o Une caractéristique de la manifestation de l'activité sismique pendant ces tremblements de terre, c'est que le séisme principal n'a jamais été précédé d'une secousse prémonitoire, mais il a toujours

1. *Montessus de Ballore*. Géographie Séismologique, p. 270. Paris, 1906.
— *A. Sieberg*. « Erdbebenkarte des Ägäischen Gebietes » (Untersuchungen über Erbeben und Bruchschollenbau im Östlichen Mittelmeergebiet, Iéna, 1932).

2. International Seismological Summary, 1933, Oxford 1939, p. 108 ;
Bulletin du Bureau Séismologique de Strasbourg, juillet 1938, p. 122.

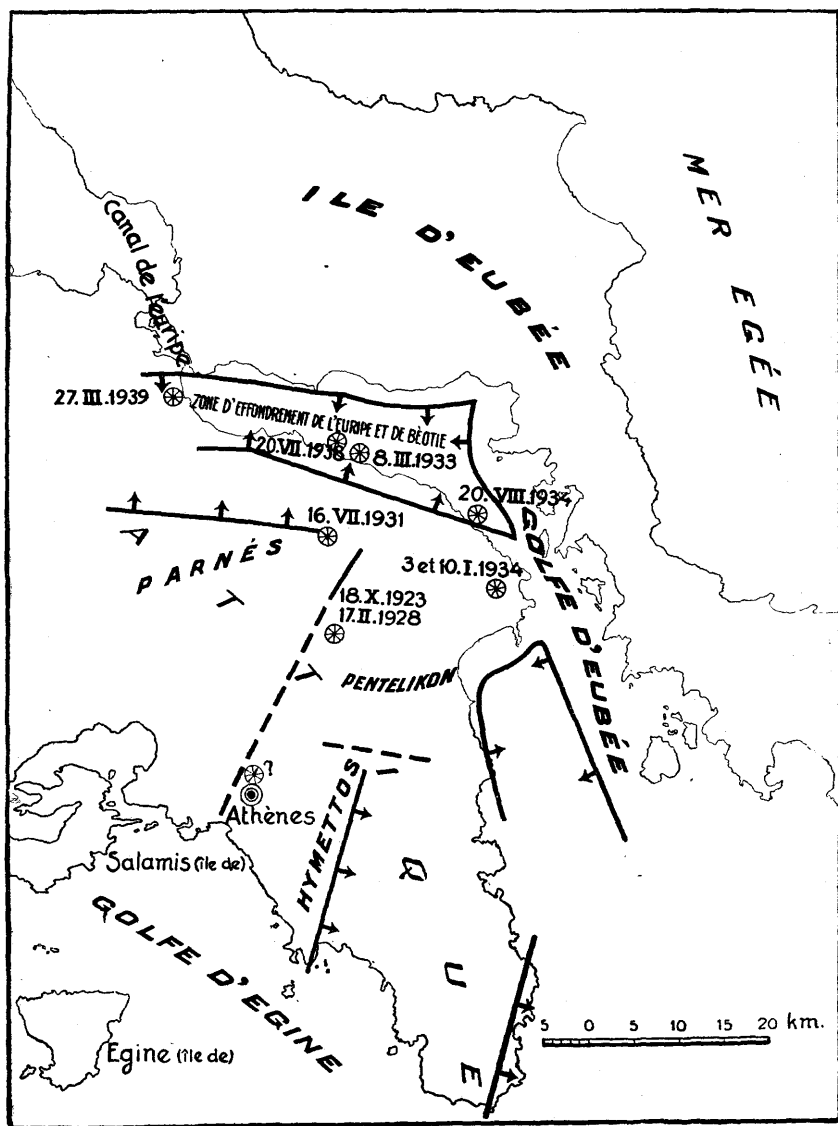


Fig. 1.
Sismicité de l'attique.

été suivi d'une ou de plusieurs secousses métasismiques pendant une période qui, pour les plus forts séismes, atteint plusieurs mois.

2° Toutes les cartes d'isoséistes de ces tremblements de terre présentent le même aspect, qui peut être considéré comme un exemple typique de deux choses : d'une part, de la plus grande facilité avec laquelle l'action sismique se propage selon les deux directions croisées des lignes tectoniques dans la région de l'épicentre, et surtout dans la direction de la ligne sur laquelle probablement la perturbation a eu lieu ; d'autre part, de la déformation des courbes isoséistes produite par les différences dans la constitution géologique du sol de la région secouée, et surtout par la présence en cette région de grandes masses de montagnes formées de roches plus anciennes.

3° Dans les sismogrammes de la station d'Athènes, le premier mouvement apparaît toujours comme une onde de dilatation ; je pense que ce fait ne pourrait être considéré comme une simple coïncidence, mais qu'il prouve plutôt clairement que le mouvement vertical soudain qui s'est produit était toujours du même signe et que dans tous ces cas de perturbation de l'équilibre des couches, il s'agit probablement de mouvements orogénétiques successifs dans ce même sens.

4° La forme particulière des ondes longitudinales et l'amplitude relativement grande, tant des premières de ces ondes que des premières ondes superficielles, pourraient être considérées comme exprimant le degré de réaction ou de *résistance statique* que le mouvement du fragment de l'écorce déplacé a rencontré dans le foyer du séisme de la part du fragment adjacent, et le degré de la liaison des deux fragments. En plus, je pense que la petite durée des ondes superficielles qu'on constate dans tous les sismogrammes, et le fait que les plus grandes d'entre elles sont peu nombreuses doivent être rapportés à la durée de la perturbation qui a eu lieu dans le foyer, et plus généralement peut-être au fait que les fragments dans cette région n'ont plus qu'une capacité de mouvement réduite.

En tous cas, il apparaît que ces séismes ne doivent pas être considérés comme des manifestations isolées de l'activité sismique, mais plutôt comme la continuation d'une même période d'activité intense dans la région où ils se sont produits ; je pense même que ces manifestations ne sont pas sans rapport avec l'activité sismique intense constatée depuis 1918 dans la mer Égée, l'Asie Mineure, près de la Crète et surtout sur le côté oriental de la péninsule grecque.

Enfin, les séismes en question montrent évidemment que, même en Attique, au moins aux points où sont situés leurs foyers, des perturbations assez importantes se produisent encore le long des failles qui s'y trouvent et que par conséquent on ne saurait exclure, au moins sur ces failles, l'opinion que de telles manifestations de l'activité sismique, peut-être même beaucoup plus importantes, aient eu lieu en des temps plus anciens et qu'elles puissent aussi se produire dans l'avenir. Il n'est donc pas improbable que les grands tremblements de terre, qui ont produit les altérations observées

aujourd'hui sur les monuments antiques, soient provenus d'un des foyers déterminés aujourd'hui ou d'autres foyers inconnus.

Mais en plus, l'histoire tectonique de l'Attique plaide elle-même en faveur de la conclusion ci-dessus ; en effet, l'Attique, au moins dans ses parties Nord et Nord-Est, ne paraît pas être restée intacte par le grand démembrement qui a eu lieu lors de la disparition de l'Égéide, et inerte pendant les mouvements verticaux qui l'ont suivi, d'autant plus que les phénomènes géologiques, qui ont donné à cette région sa forme actuelle, ne sont pas considérés comme étant sans relation avec l'ensemble de l'évolution tectonique qui s'est produite dans la mer Égée au cours des derniers temps géologiques. De tout ce qui précède, on est amené à admettre que les lignes tectoniques de l'Attique aussi renferment probablement aujourd'hui encore des tensions élastiques, qui ne peuvent peut-être plus atteindre le degré de *maturité sismique* que sur certains points de cette région.

SUR L'ÉTALONNAGE DES SEISMOGRAPHES ELECTROMAGNÉTIQUES.

PAR G. GRENET,

Directeur de l'Institut et Observatoire de Physique du Globe du Puy-de-Dôme.

Il importe de remarquer tout d'abord que la réponse d'un Séismographe à une impulsion ou à un changement brusque de sa position d'équilibre définit entièrement les propriétés de l'appareil (à une constante d'amplification près). Toutefois la détermination des caractéristiques d'un Séismographe en partant d'une courbe de réponse risquerait de manquer de précision et conduirait en tous cas à des calculs laborieux. C'est la raison pour laquelle on cherche à n'utiliser que des valeurs facilement mesurables sur les courbes de réponse (Maxima, Minima, Zéro) et que l'on préfère effectuer plusieurs expériences plus tôt que de demander davantage à une seule courbe.

Un système d'étalonnage employé pour les Séismographes Galitzin est le tapping-test qui consiste à donner une impulsion au pendule au moyen d'un petit marteau et à observer les mouvements du pendule et du galvanomètre.

On peut remplacer l'action du marteau sur le pendule par celle équivalente du passage brusque d'une charge électrique dans le circuit du pendule. Un montage pont de Wheatstone (1) permet d'envoyer la charge électrique nécessaire dans le circuit du pendule sans affecter celui du galvanomètre. Des exemples concrets sont nécessaires pour préciser la réalisation de ce procédé.

Appareils de Galitzin. — Supposons que le pendule et le galvanomètre aient chacun une résistance de 10 ohms. Nous effectuons le montage représenté (figure 1). La résistance r_1 sera très faible par exemple 0,1 ohms afin qu'il soit facile d'obtenir l'amplification habituelle. Les résistances S_1 et S_2 seront grandes de façon à ne pas modifier sensiblement le fonctionnement de l'appareil. On aura par

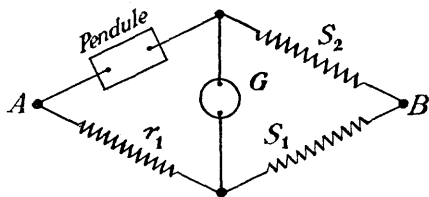


Fig. 1.

exemple $S_1 = 500$ ohms $S_2 = 10.000$ ohms.

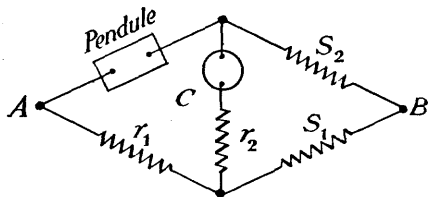


Fig. 2.

Appareils type Wenner. — Il sera commode de réaliser le montage représenté (figure 2). On prendra encore S_1 et S_2 grands de façon à ne pas modifier le fonctionnement de l'appareil.

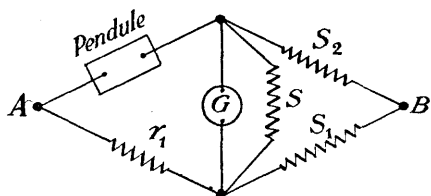


Fig. 3.

Montage permettant d'envoyer un courant dans le galvanomètre ou dans le pendule. — Il suffit de réaliser le montage représenté (figure 3) la résistance r_2 devant être telle que l'on ait la relation

$$\frac{r_2}{r - r_2} = \frac{r_1}{R - r_1} = \frac{S_1}{S_2}$$

$R - r_1$ représente la résistance du pendule

$r - r_2$ représente la résistance du galvanomètre.

Réglage du pont — Expériences possibles. — Le réglage du pont s'effectue en bloquant le pendule et en ajustant S_1 ou S_2 comme on procède habituellement. Lorsqu'on utilise le montage de la figure 3 le réglage de r_2 peut s'effectuer par la méthode du faux zéro, toutefois je trouve préférable pour faire ce réglage de bloquer le galvanomètre et de remplacer le pendule par un galvanomètre auxiliaire.

Pour les Séismographes à période moyenne ou grande il est inutile d'équilibrer le pont pour les régimes transitoires. Pour les appareils type Benioff à courte période cette précaution serait peut-être nécessaire.

Il est nécessaire que les résistances S_1 et S_2 soient grandes afin qu'il n'y ait pas à tenir compte des courants induits dans le circuit extérieur (entre A et B) par les mouvements du Séismographe.

Pour donner une impulsion au pendule on enverra entre A et B la décharge d'un condensateur ou d'une bobine d'induction¹.

Pour changer brusquement la position d'équilibre du pendule on enverra un courant constant entre A et B¹.

On pourra agir d'une façon analogue sur le galvanomètre en utilisant les bornes A et C (figure 3).

On pourrait remplacer les essais des Séismographes sur plate-forme par l'envoi de courants de forme convenable entre les bornes A et B (fig. 1, 2 ou 3). Toutefois un mouvement du sol est équivalent à une force d'inertie appliquée au centre de gravité du pendule et l'envoi d'un courant dans le circuit d'un pendule produit une force qui en général n'est pas appliquée à ce point. L'étalonnage d'un Séismographe par ce procédé n'est donc valable que si l'axe d'oscillation du pendule est parfaitement fixe dans tous les cas. Cette condition n'étant pas forcément réalisée, l'essai des Séismographes sur une plate-forme conserve tout son intérêt.

Etalonnage des Séismographes Galitzin. — La forme particulièrement simple de l'équation caractéristique permet une interprétation très aisée des courbes de réponse de ces appareils. Le problème a

¹ L'influence de la forme de la décharge ou de la durée d'établissement du courant constant sont négligeables pour les Séismographes à période normale. Pour les Séismographes à courte période une discussion de l'influence de la constante de temps des circuits serait nécessaire par suite de leur faible période et de l'importance de leurs bobinages.

été traité en tenant compte de la réaction du galvanomètre sur le pendule par Rybner (2). En adoptant les notations de la fin de cette note et en modifiant les formules de Rybner afin d'éviter de supposer le galvanomètre réglé à l'amortissement critique, on obtient facilement les résultats suivants qui constituent une approximation valable tant que ζ , μ , ξ , σ^2 restent petits.

Expérience I. — Impulsion donnée au pendule au moyen d'une charge Q_1 . — Je ne préconise pas la mesure du déplacement du pendule qui est très faible. On observe ou on enregistre donc le Maximum θ_1 et le Minimum θ_2 de déviation du galvanomètre ainsi que le temps t_1 du premier passage au zéro

$$(1) \quad \theta_1 = Q_1 \frac{S_1}{S_1 + S_2} \sqrt{\frac{2 R_c}{K \Omega_0}} \frac{kg}{\omega_0} 0,136 [1 + 0,327 (\mu + \zeta) + 0,362 \sigma^2]$$

$$(2) \quad \theta_2 = Q_1 \frac{S_1}{S_1 + S_2} \sqrt{\frac{2 R_c}{K \Omega_0}} \frac{kg}{\omega_0} 0,0569 [1 + 0,673 (\mu + \zeta) + 1,350 \sigma^2]$$

$$(3) \quad \omega_0 t_1 = 3 + 1,5 \xi - 0,15 (\mu + \zeta) - 0,257 \sigma^2$$

Expérience II. — Déplacement de la position d'équilibre du pendule par l'envoi d'un courant I_4 . — On peut enregistrer ou observer le maximum de déviation du galvanomètre :

$$(4) \quad \theta_4 = I_4 \frac{S_1}{S_1 + S_2} \sqrt{\frac{2 R_c}{K \Omega_0^3}} \frac{kg}{\omega_0} 0,224 [1 - 0,5 \xi + 0,3 (\mu + \zeta) + 0,386 \sigma^2]$$

Expérience III. — Impulsion donnée au galvanomètre. — Dans ce cas le mouvement du galvanomètre est seul utilisable et l'on peut mesurer le maximum de déviation :

$$(5) \quad \theta_5 = Q_5 \frac{S_1}{S_1 + S_2} \sqrt{\frac{2 r_c}{k \omega_0}} 0,386 [1 + 0,362 \sigma^2 + 0,333 \zeta]$$

Expériences IV, V, VI et VII. — Galvanomètre ou pendule bloqué. — On peut faire agir des charges ou des courants sur un seul des appareils et bloquer l'autre afin d'éviter toute réaction, dans ce cas on observe les maxima de déviation suivants :

IV action d'un courant sur le pendule

$$(6) \quad \varphi_6 = I_6 \frac{S_1}{S_1 + S_2} \sqrt{\frac{2 R_c}{K \Omega_0^3}}$$

V action d'un courant sur le galvanomètre

$$(7) \quad \theta_7 = I_7 \frac{S_1}{S_1 + S_2} \sqrt{\frac{2 r_c}{k \omega_0^3}}$$

VI action d'une charge sur le pendule

$$(8) \quad \varphi_8 = Q_8 \frac{S_1}{S_1 + S_2} \sqrt{\frac{2 R_c}{K \Omega_0}} 0,368 [1 + 0,333 \mu]$$

VII action d'une charge sur le galvanomètre

$$(9) \quad \theta_9 = Q_9 \frac{S_1}{S_1 + S_2} \sqrt{\frac{2 r_c}{k \omega_0}} 0,368 [1 + 0,333 \zeta]$$

Les formules 5 et 9 permettent de calculer σ^2 , les formules 1, 2 et 8 permettent le calcul de kg et de $\mu + \zeta$, la formule 3 donne ξ . Les formules 7 et 9 donnent ζ d'où μ .

On peut aussi utiliser les formules 4 et 6 au lieu de 5 et 9.

Si le galvanomètre est supposé réglé à l'amortissement critique on a $\zeta = 0$ la formule 7 n'est pas nécessaire.

Autrement dit pour étalonner un Séismographe de Galitzin, il faut procéder aux expériences I, III, VI, VII. On peut aussi remplacer les expériences III et VII par les expériences II et IV. Enfin si le galvanomètre n'est pas supposé amorti au critique, il faut encore effectuer les expériences V et VII.

La méthode présente par rapport à celle préconisée par Rybner l'inconvénient de nécessiter un plus grand nombre d'expériences par contre elle évite de mesurer dans une même expérience la déviation toujours très faible du pendule et celle du galvanomètre. Il importe de remarquer aussi que lorsque $\zeta = 0$ les valeurs absolues des grandeurs électriques s'éliminent, il suffit de mesurer des rapports de courants et des rapports de charges électriques ce qui est particulièrement simple.

Étalonnage d'un faux Galitzin. — Le faux Galitzin est un Séismographe dans lequel, tenant compte des réactions mutuelles du pendule et du galvanomètre, les quatre racines de l'équation caractéristique sont égales. Dans le cas d'un couplage très faible cette condition s'exprime par les relations suivantes :

$$\zeta = \mu = -\frac{\sigma}{2} \qquad \xi = \pm 2\sqrt{\sigma}$$

Les coefficients qui entrent dans la solution approximative de Rybner ne sont pas du même ordre de grandeur, il faudrait poursuivre l'approximation jusqu'aux termes en ζ^2 , μ^2 et ξ^4 .

Il est plus simple de considérer l'appareil Galitzin sans aucune réaction qui aurait les mêmes caractéristiques que l'appareil étudié. Dans ces conditions en appelant ξ' , ζ' , μ' les coefficients qui caractérisent le dérèglement de cet appareil fictif, on obtient facilement pour le tapping-test les résultats suivants :

$$(10) \quad \frac{\theta_1}{\theta_2} = 2,29 \left[1 - \frac{\sqrt{3}}{5} (\mu' + \zeta') \right]$$

$$(11) \quad \omega'_0 t_1 = 3 + 1,5 \xi'$$

Supposons la période du galvanomètre connue ainsi que le coefficient de couplage σ . L'équation II permet de vérifier la période du pendule

Supposons l'amortissement du galvanomètre connue on a $\zeta' = \zeta + \frac{\sigma}{2}$ l'équation 10 montre alors si μ' donc μ a la valeur choisie¹.

Je pense que ces formules peuvent être utiles si l'on transforme un Galitzin existant en faux Galitzin. En effet le grand intérêt du

¹ Ce résultat avait déjà été obtenu sous une autre forme par J. Coulomb et G. Grenet (3).

tapping-test réside dans le fait qu'il permet de déterminer la période et l'amortissement du pendule, ce qui est impossible directement pour les appareils possédant un amortissement par plaque de cuivre.

Etalonnage des Séismographes possédant un réglage de l'amortissement indépendant de celui de la période. — Les Séismographes modernes utilisant un circuit d'amortissement bobiné, présentent l'avantage de permettre une détermination directe de la période et de l'amortissement du pendule dans les conditions de fonctionnement. On pourrait encore rechercher pour ces appareils une approximation analogue à celle obtenue par Rybner pour le Galitzin. Toutefois cette méthode n'est utilisable que si les racines de l'équation caractéristique sont voisines, ce qui n'est pas le cas en général pour les appareils modernes. Il faudrait donc appliquer la méthode ci-après: θ_1 étant un maximum ou un minimum de la déviation du galvanomètre lorsque l'appareil est correctement réglé un petit dérèglement de l'appareil a pour effet, en première approximation, d'amener cette valeur remarquable à être:

$$\theta_1' = \theta_1 \left[1 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial \alpha} \right)_1 \Delta \alpha + \left(\frac{\partial \theta}{\partial \beta} \right)_1 \Delta \beta + \left(\frac{\partial \theta}{\partial \gamma_0} \right) \Delta \Omega_0 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial \omega_0} \right)_1 \Delta \omega_0 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial \sigma^2} \right) \Delta \sigma^2 \right]$$

La détermination des coefficients de cette formule oblige à des calculs assez longs et je pense inutiles.

Pour effectuer le calcul de $\frac{d\theta}{d\alpha}$ etc. il faut supposer que l'appareil est complètement connu et qu'en particulier l'équation caractéristique a été résolue. Dans ce cas la réponse à une perturbation donnée s'écrit:

$$\theta = f(A, B, C, D, E, F)$$

A, B, C, D , étant les racines de l'équation caractéristiques ou des combinaisons simples de ces racines, E dépend des constantes de l'appareil. La fonction f se réduit à quatre exponentielles ou ce qui revient au même à deux fonctions sinusoïdales ou hyperboliques amorties. On peut donc calculer aisément les expressions de $\frac{df}{dA}, \frac{df}{dB}, \frac{df}{dC}$ etc...

Les relations entre les coefficients A, B, C, D, E d'une part et $\alpha, \beta, \omega_0, \Omega_0, \sigma^2$ d'autre part permettent d'exprimer linéairement dA, dB, dC etc... en fonction de $d\alpha, d\beta, d\Omega_0$ etc...

Dans ces conditions la différentielle $df = \frac{df}{dA} dA + \frac{df}{dB} dB + \text{etc.}$ s'exprime d'une façon linéaire en fonction de $d\alpha, d\beta$, etc..., dA, dB, dC etc... étant éliminés. Dans cette expression les coefficients de $d\alpha, d\beta$, etc... sont forcément $\frac{df}{d\alpha}, \frac{df}{d\beta}, \frac{df}{d\Omega_0}$, etc... qui se trouvent ainsi calculés. Les expressions de ces dérivées seront donc des fonctions de $A, B, C, D, E, \alpha, \beta, \Omega_0, \omega_0, \sigma^2, t$.

Si l'on veut utiliser le tapping-test pour ces appareils il est préférable de déterminer expérimentalement l'influence des différents éléments de réglage sur la courbe de réponse. Ainsi lorsque l'appareil sera dérèglé on pourra savoir à peu près de quel côté il convient de chercher.

Je pense donc que le tapping-test doit servir seulement pour vérifier si le Séismographe est bien resté semblable à lui-même.

L'étalonnage proprement dit d'un Séismographe moderne devra donc être effectué en déterminant séparément les caractéristiques du pendule et du galvanomètre.

Les quantités T , t , α , β , σ ou λ se déterminent aisément. La longueur réduite du pendule ne peut se mesurer que par les procédés classiques : inclinaison pour un horizontal, mesure de la période en pendule ordinaire pour un appareil vertical. La longueur du levier optique se détermine aisément.

Le rapport $\frac{K}{k}$ peut se déterminer par des mesures électriques par exemple au moyen des expériences IV et V. A ce propos il faut remarquer que les courants I_6 et I_7 n'interviennent que par leur rapport.

Possédant ainsi toutes les caractéristiques du Séismographe on pourra calculer sa réponse à n'importe quelle perturbation, soit en adoptant la méthode d'approximation de Wenner (4) soit la méthode de l'appareil sans réaction équivalent qui conduit à la résolution numérique d'une équation du troisième degré.

CONCLUSION.

La méthode du tapping-test électrique proposée permet la vérification facile du bon fonctionnement de n'importe quel Séismographe et l'étalonnage des Galitzin.

L'étalonnage des Séismographes électromagnétiques modernes peut se faire en déterminant séparément les constantes du pendule et du galvanomètre, la méthode du tapping-test leur étant difficilement applicable.

NOTATIONS

PENDULE	GALVANOMÈTRE
φ déplacement angulaire	θ déplacement angulaire
K moment d'inertie	k moment d'inertie
T période sans amortissement	t période sans amortissement
$\Omega_0 = \frac{2\pi}{T}$	$\omega_0 = \frac{2\pi}{t}$
β coefficient d'amortissement $\beta = 1$ pour le critique) $\beta = \sqrt{1 - \mu}$	α coefficient d'amortissement ($\alpha = 1$ pour le critique) $\alpha = \sqrt{1 - \zeta}$
R résistance du circuit du pendule	r résistance du circuit du galvanomètre
G constante électrodynamique	g constante électrodynamique
R_c résistance totale critique du pendule, si aucune autre cause d'amortissement n'existait	r_c résistance totale critique du circuit du galvanomètre, si aucun autre amortissement n'existait.

S résistance du shunt

$$Q^2 = (R+S)(r+S) - S^2$$

$$\Omega_0 = \omega_0 (1+\epsilon)$$

$$\sigma = \frac{S G g}{2 \sqrt{\omega_0 \Omega_0} \alpha \beta Q^2 \sqrt{K k}} \text{ coefficient de couplage}$$

$$\lambda = 1 - \sigma^2 \quad \sigma = \sqrt{1 - \lambda}$$

$$kg = \frac{S g G}{Q^2 k} \text{ facteur du transfert.}$$

BIBLIOGRAPHIE

- (1) G. GRENET et P. QUENEY (Mme). Comparaison de Séismographes Electromagnétiques. C. R. Académie des Sciences, t. 208, p. 218, 1939.
 - (2) Jörgen RYBNER. The determination of the Instrumental Constants of the Galitzin Seismograph in presence of reaction. Gerlands Beiträge zur Geophysik, vol. 51, p. 375, 1937.
 - (3) J. COULOMB et G. GRENET. Nouveaux principes de construction des Séismographes électromagnétiques. Annales de Physique, II^e série, t. 3, p. 321, 1935 et Bulletin de l'Institut et Observatoire de Physique du Globe du Puy-de-Dôme, N° 8, 1936.
 - (4) F. WENNER. A new seismometer equipped for electromagnetic damping etc... Bureau of standards journal of Research. Vol. II, p. 963, 1929.
-

ON DIFFERENCE OF P_n -WAVE VELOCITIES

BY H. LANDSBERG AND H. NEUBERGER.

In a previous paper the authors (1)¹ presented some preliminary studies regarding systematic deviations of travel time residuals for the P_n -wave. It was found that the residuals show a persistent minimum for the cluster of European stations, whereas for other territories much larger residuals are found. The hypothesis was advanced that regional differences existed in wave velocities. These differences are small and generally obscured by the mean travel time curves which tend to smooth out discrepancies of a few seconds. Jeffreys has also encountered in his work some regional variation of the wave velocity. At first he attempted to explain the differences by time inaccuracy of the stations in the particular area (2), but there are at least a few excellently conducted stations in most parts of the world, where the accidental errors in the evaluation of the records are not larger than at European stations. Jeffreys' next step was to introduce the ellipticity of the earth as an explanation for some of the observed deviations (3) and to correct for them by the use of Bullen's tables (4). But even though this ellipticity undoubtedly introduces slight differences in apparent velocities, there remain still sufficiently large residuals in certain areas. On the basis of such deviations Jeffreys, too, is led to the conclusion that there exists a difference between Pacific oceanic and continental travel times of about one part in 300 (5).

It seemed to be desirable to check the previous conclusion by means of a large and statistically homogeneous amount of material. Therefore the mean absolute residuals of P_n travel times, as listed in the International Seismological Summary, were computed for a number of selected stations, which were considered to be reliable in time service and evaluation of their records. Only world shaking earthquakes were used for the survey and all values were corrected for ellipticity according to Bullen's tables (4). A total of 162 earthquakes between 1918 and 1932 could be included in the survey. 116 of these occurred before 1930 and 46 afterwards. The shocks before and after 1930 were treated separately because two different travel time curves were used for the determination of the epicenters (Turner I before 1930; Turner II after 1930). The stations were classified into four main groups and only those earthquakes were used which were recorded by at least one station in each group. Residuals of more than 20 seconds were excluded under the assumption that a different phase than the initial onset of P_n was reported. The approximate origin of the earthquakes used is shown in Table I, where the number from various latitudinal and longitudinal sectors

¹ Numbers refer to the references at the end.

TABLE I.
NUMBER OF EARTHQUAKES USED FOR SURVEY ACCORDING TO
GEOGRAPHICAL SECTIONS.

Longitudes	E									W								
	0-19.9	20-39.9	40-59.9	60-79.9	80-99.9	100-119.9	120-139.9	140-159.9	160-180	0-19.9	20-39.9	40-59.9	60-79.9	80-99.9	100-119.9	120-139.9	140-169.9	160-180
Latitudes																		
N	60-80						4			1	1			1			2	1
	40-59.9	1	3	1	2		1	25	12						1	6	4	13
			2		2			10	6							1	2	1
	20-39.9		7	3	1	1	2	6	8		1				1			
			1	3	2	3		2	3									
S	0-19.9						6	1	2									
	0-19.9												2					
	20-39.9												1					

is given; ordinary type indicates the numbers before 1930, italics those after 1930. This table shows that the distribution of the earthquakes before and after 1930 used for this study is essentially the same. The majority of the quakes came from the North-Pacific region.

The mean absolute values of the P_n -residuals are compiled in Table II. The columns with the heading n give the number of residuals used for the mean value; the column r gives the mean absolute residual in seconds as computed from the values listed in the I. S. S.; the column r_e gives mean residuals in seconds after applying the ellipticity correction.

All of the residuals whether corrected or not, whether before 1930 or afterwards, bear out the earlier contention of the writers that the Western European and Russian residuals show values considerably below those found for the Pacific and American stations. For the second group of Table II a series of 46 earthquakes before 1930 was used in order to have for comparison the same number of earthquakes as were available after 1930. It is quite evident, however, that the mean of the residuals is not materially changed whether 46 or 116 earthquakes are used. Remarkable also is the fact that the values corrected for ellipticity show no improvement except those of the Pacific area. This is really not surprising because the procedure of applying this correction after the epicenter has been

TABLE II.

MEAN ABSOLUTE RESIDUALS OF P_n TRAVEL TIMES AT VARIOUS STATIONS.

Station	116	46	46	162
	Earthquakes before 1930 <i>n r r_e</i>	Earthquakes before 1930 <i>n r r_e</i>	Earthquakes after 1930 <i>n r r_e</i>	Earthquakes 1918-1932 <i>n r r_e</i>
Victoria	82 8.0 8.1	31 9.0 8.8	28 3.7 3.5	110 6.9 6.9
Lick ¹⁾	69 6.2 6.1	27 7.0 7.0	28 2.4 2.8	97 5.1 5.1
St. Louis ..	45 5.5 5.4	28 6.3 6.2	35 3.1 4.0	80 4.5 4.8
Georgetown ²	71 5.7 5.9	32 5.5 5.7	30 2.9 3.4	101 4.9 5.2
Toronto	64 5.6 6.1	31 5.2 5.8	28 6.5 6.7	92 5.9 6.3
Ottawa ..	81 5.9 5.9	34 4.4 4.9	25 3.0 3.5	106 4.9 5.4
North Amer.	412 6.2 6.4	183 6.2 6.3	174 3.6 4.0	586 5.4 5.7
De Bilt	112 2.9 3.0	46 2.5 2.8	43 1.7 1.8	155 2.6 2.7
Uccle.....	113 3.4 4.1	45 2.7 3.3	43 0.9 1.8	166 2.7 3.4
Hamburg ..	111 3.2 3.2	44 3.2 3.0	39 1.7 2.2	150 2.8 2.9
Zürich	102 3.7 4.4	42 3.2 4.0	39 2.2 2.9	141 3.2 4.0
Strasbourg .	109 3.6 4.2	44 3.8 4.4	44 2.9 3.5	153 3.4 4.0
Oxford ³⁾ ...	84 3.9 4.1	44 2.9 3.2	39 1.8 2.1	123 3.2 3.4
Europe	631 3.4 3.8	265 3.1 3.4	247 1.9 2.4	878 3.0 3.4
Batavia ⁴⁾ ..	69 6.0 6.0	19 6.1 6.0	21 4.7 4.7	90 5.7 5.7
Manila	79 9.4 9.0	27 11.4 10.9	39 3.2 3.2	118 7.3 7.1
Zikawei....	93 6.4 6.4	38 5.7 5.6	35 3.8 3.8	128 5.7 5.7
Hong-Kong.	76 7.6 7.6	33 7.1 6.9	38 2.5 2.5	114 5.9 5.9
Wellington ⁵⁾	23 9.2 8.7	7 7.6 8.2	7 5.3 5.3	30 8.3 7.9
East Asia ; Pacific	347 7.3 7.2	124 7.4 7.3	122 3.5 3.5	487 6.2 6.1
Baku	57 5.2 4.7	35 5.9 5.5	34 3.0 2.6	91 4.3 3.9
Pulkowo ...	81 3.8 3.8	45 4.0 4.1	46 2.4 3.1	127 3.3 3.6
Ekaterinbg.	70 4.0 4.5	35 3.7 4.2	42 2.4 2.5	112 3.4 3.8
Central Russia.....	208 4.2 4.3	115 4.5 4.6	122 2.6 2.8	330 3.6 3.7

¹⁾ Berkeley, ²⁾ Washington, ³⁾ Kew, ⁴⁾ Malabar, ⁵⁾ Christchurch were used as alternative stations if the above named stations were missing or showed larger residuals.

computed is illogical. Determining a preliminary epicenter by a mean travel time curve, correcting the travel time for ellipticity and then recalculating the epicenter is moreover cumbersome. There is no reason why geocentric coordinates as proposed by Gutenberg and Richter (6) should not be used in the first place.

From Table II it is further evident that there is a considerable improvement of the residuals after 1930. The mean absolute residuals decrease from one to four seconds in all territories. This means that the travel time curve Turner II is superior to Turner I. Most striking, however, is that there is no relative improvement for the various station groups compared to Europe. This is well illustrated by Table III, where the ratios of the mean absolute residuals of less

TABLE III.

RATIO OF RESIDUALS.

Territory	Ratio before 1930	Ratio after 1930
Europe.....	(1.0)	(1.0)
entral Russia	1.2	1.4
North America	1.4	1.6
East Asia, Pacific	1.7	1.8

than 10 seconds are shown for the various areas compared to Europe (= 1.0). In fact, the non-European areas have less improved than the European stations. There is no reason to believe that the already well-run European stations made any large strides during the period in question toward higher accuracy. It would be more logical to assume that the allegedly «unreliable» stations in other areas could show a big improvement. The alternative explanation to difference in reliability of the stations is a systematic deviation from the travel time curves for the extra-European areas. In that case the curves Turner II would be even more adapted to the travel time observations of the European stations than Turner I.

Jeffreys has coined the somewhat unfortunate term of «reliability» for earthquake stations expressing the number of P -residuals n' not exceeding ± 4 seconds, as a decimal of the total number of P -residuals n . The material discussed above was considered to be rather homogeneous and therefore R was computed for all the stations in question. The lowest value was 0.7, the highest 1.0. For the chosen groups the average values of R for 43 earthquakes recorded after 1930 with residuals of less than 10 seconds are shown in Table IV.

TABLE IV.

JEFFREYS «RELIABILITY» FACTOR FOR GROUPS OF STATIONS.

Territory	$R = \frac{n'}{n}$
Europe.....	0.92 ± 0.02
Central Russia	0.84 ± 0.03
North America.....	0.83 ± 0.03
East Asia ; Pacific	0.79 ± 0.04

This shows, as was to be expected, the same distribution as the average residuals. But does this really mean that stations such as Batavia or Ottawa or Pulkovo are less trustworthy in their readings than Uccle, for example? It seems that the matter of reliability of stations cannot be decided in this fashion and there is probably as much justification for calling the travel time curves unreliable as for not trusting the observations. In this connection the frequency distribution of the residuals is interesting. It is shown in Table V for three classes of residuals under 10 seconds. Normal

TABLE V.

RELATIVE FREQUENCES OF RESIDUALS IN %.

Territory	0—2	3—5	6—9 sec.
Europe.....	55.8 <i>78.9</i>	31.1 <i>17.2</i>	13.1 <i>3.3</i>
Central Russia	44.2 <i>64.0</i>	37.2 <i>27.9</i>	18.6 <i>8.1</i>
North America	38.5 <i>60.9</i>	32.8 <i>27.6</i>	28.7 <i>11.5</i>
East Asia ; Pacific	30.7 <i>49.2</i>	29.8 <i>38.5</i>	39.5 <i>12.3</i>

numbers again refer to residuals before 1930 ; italic numbers for those after 1930. It is notable that the first group, residuals between 0 and 2 seconds, increases in all territories by about 20 % from the earlier to the later epoch. If it were an improvement of the station accuracy, such a regularity would be most surprising. An improvement in the location of the epicenters due to more accurate travel time curves would explain the shift to lower residuals better. Undoubtedly part of the improvement will also be due to more frequent transmission of time signals by a large number of broadcasting stations. But this change of facilities together with better equipment of seismological observatories was certainly a slow and continuous process. No abrupt change took place in 1930. Yet the residuals indicate such a rather marked change in the accuracy of the observations. This was certainly produced by the change of the travel time curves.

While the foregoing conclusions were based on a selected group of good stations and on very heavy earthquakes irrespective of origin it was thought that some more clues on regional differences could be found by using all available stations and earthquakes from restricted epicentral territories only. One earthquake region used was the North Pacific Ocean, the other Central America. Instead of absolute residuals the relative residuals were used, i. e., the sign of the residual was considered. Again the periods before and after 1930 were treated separately. Table VI gives a summary of the total number of earthquakes, stations, and residuals used for this survey. A total of 12001 residuals was available for investigation, providing a reasonably large amount of material for study. Geo-

TABLE VI.

EARTHQUAKES AND RESIDUALS USED FOR SURVEY.

Epicentral	Region	Period	No. of Earthquakes	No. of Stations	No. of Residuals
20° -60° N ;	140°-180° E	1918-1929	265	192	4516
20°S-20° N ;	60°-100° W	1918-1929	243	161	3063
20° -60° N ;	140°-180° E	1930-1932	89	199	2987
20°S-20° N ;	60°-100° W	1930-1932	79	147	1435

graphical groups of stations were formed, representing on a rather generous scale, so far as possible, also geological units. In some areas the lack of adequate seismograph stations made itself felt and without a sufficient number of residuals a statistical study becomes, of course, illusory. A summary of the regional relative residuals is given in Table VII. Because total mean values would probably obscure more than reveal it was deemed better to show the frequency with which positive, negative and zero residuals were observed and also list the mean value for all positive and all negative residuals of a group of stations. These latter figures in conjunction with the frequencies permit some judgment as to whether a mean is derived by a large number of small residuals of one sign, or a small number of large residuals. Wherever there were less than about 20 residuals in one station group they have been omitted from the table because they would be statistically insignificant.

A few general deductions are readily to be extracted from Table VII. One is the confirmation of the previous statement that the travel time curves and epicentral computations after 1930 are much better adapted to the observations than in the preceding period. The relative frequency of the zero residuals increases for nearly all of the station groups. Nevertheless certain systematic deviations remain visible. Among them is the large preponderance of positive residuals for the nearest station group for each of the epicentral areas. This is in the case of the North Pacific earthquake, the Japanese group and in the case of the Central American epicenters the stations in the same area. For the Japanese group the dominant position of the positive residuals is not changed much after 1930 (52 % before 1930 ; 50 % after 1930), even though the value of the residuals decreases. With 891 and 1277 residuals for this group in the two periods the selected samples will certainly be representative. Even if residuals of ± 1 second are added to the zero group the relative weight still remains in favor of the positive residuals. In the Central American station group the same situation is noticed for the neighboring epicenters, although smaller numbers of residuals are available (262 before 1930 ; 84 after 1930). In spite of the fact that the value of both positive and negative residuals is reduced by about one second in both periods positive residuals dominate with nearly 55 % of the total number. The inescapable conclusion is that the travel time curves are not yet well adapted for near distances.

A look at the table in general shows that positive residuals seem to have a slight prevalence over negative ones. This may have something to do with uncertainties in placing the first movement of waves on a seismographic record where microseisms and other disturbances may obscure the very start. The most consistent negative residuals are observed in the Alpine district and in Central Germany for both epicentral regions. The significance of this observation is difficult to explain. Another «negative» area is the Great Lakes District of North America for the Central American earthquakes, whereas the bordering American areas are «positive».

TABLE VII.
FREQUENCY AND MEAN VALUES OF RESIDUALS IN VARIOUS REGIONS.

North Pacific Earthquakes					Central American Earthquakes															
1918-1929					1930-1932					1918-1929					1930-1932					
Region	No. of Residuals			Mean of Residuals		No. of Residuals			Mean of Residuals		No. of Residuals			Mean of Residuals		No. of Residuals			Mean of Residuals	
	0	+	—	+	— sec.	0	+	—	+	— sec.	0	+	—	+	— sec.	0	+	—	+	— sec.
N. Amer., West ..	7	38	26	4.7	4.5	22	35	64	3.2	3.2	11	37	66	4.5	4.4	43	98	102	2.9	2.7
N. Amer., Cent. ...	3	16	8	4.9	3.4	2	11	6	3.5	2.8	8	33	40	4.3	4.1	17	30	26	3.5	2.7
N. Amer., Great Lakes	12	44	61	4.3	4.4	4	19	42	3.1	3.1	41	125	250	3.3	4.3	51	73	126	3.1	2.8
N. Amer., East....	5	29	34	3.6	4.1	2	5	16	3.2	2.5	33	108	127	4.1	4.4	17	57	39	2.9	2.8
Centr. America....	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	21	143	98	4.8	4.8	7	46	31	3.9	3.8
S. America	6	67	27	4.3	4.5	2	15	6	3.8	3.2	34	112	160	3.7	4.0	9	44	59	3.3	3.8
Greenland	0	14	5	4.7	1.8	5	15	11	3.2	2.9	1	19	1	5.9	3.0	3	7	10	3.3	2.5
Africa	1	3	39	3.7	5.8	(1	5	5)	(1.4	3.2)	5	17	28	3.1	3.8	(1	3	6)	(3.3	3.0)
Iberian Penins...	8	37	89	4.2	5.4	3	23	14	4.7	2.1	35	96	196	4.6	3.9	11	46	42	3.2	2.5
Italy	10	59	152	3.6	4.5	9	44	35	3.5	2.9	6	54	70	3.9	4.9	8	23	22	4.7	3.2
Alpine District...	36	103	238	3.0	3.3	23	31	54	2.7	2.7	15	51	98	3.8	4.1	8	14	24	3.6	3.0
Central Germany.	19	43	113	2.8	4.1	16	32	69	2.8	3.0	7	38	77	3.3	3.7	15	18	30	3.8	2.4
N. Europ. Plain..	76	150	213	2.7	3.4	27	38	60	2.4	2.0	44	144	111	3.4	2.9	15	32	34	2.3	2.1
England	23	77	89	3.8	3.1	5	23	12	3.0	2.0	12	110	40	4.1	3.0	6	22	20	3.8	1.8
Baltic District ...	28	197	111	3.3	3.3	24	39	97	2.5	2.8	10	24	87	3.2	4.8	11	16	24	3.1	2.7
Balkan	19	44	77	3.9	3.7	6	21	16	2.8	2.2	4	14	26	4.0	4.4	—	—	—	—	—
S. Europ. Russia.	17	168	62	3.9	3.2	30	41	69	2.4	2.6	1	4	15	1.8	6.3	—	—	—	—	—
S. Asiat. Russia..	15	57	42	3.3	3.5	22	66	47	3.3	3.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Central Russia...	22	82	127	3.2	4.2	25	61	66	2.4	3.4	1	6	19	3.5	6.5	—	—	—	—	—
India	14	67	48	3.8	4.0	4	19	32	3.1	3.2	4	12	12	3.7	4.5	—	—	—	—	—
East Indies	8	25	34	3.6	4.7	3	6	14	5.7	4.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Australia and New Zealand	0	9	26	3.0	4.6	(2	5	8)	(3.2	4.5)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pacific Islands...	3	45	47	4.4	4.9	4	30	23	3.5	3.7	3	19	9	4.8	4.3	7	15	15	—	—
China	8	29	123	4.3	5.5	16	42	71	2.8	3.3	2	14	5	4.1	5.4	—	—	—	—	—
Japan	73	465	353	4.4	3.9	155	631	491	3.2	3.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Negative residuals are prevalent for most North American stations, principally after 1930, for the Pacific earthquakes. The same holds for the Australia-New Zealand district. Does that indicate the oceanic path of the waves to these areas? Were it not for a change from positive to negative prevalence in Southern European Russia, one might even consider the otherwise rather dominating positive residuals of southern Asiatic and European Russia with a mainly continental path as a counterpart. It is felt, however, that conditions are not quite that simple and while regional differences in travel times might be as good an explanation as any for evident prevalence of residuals of one sign, further studies will be needed to clarify the situation. A study of the values of Table VII might provoke other interpretations in other scientists. If the mean residuals for single stations, instead of groups of stations, are mapped there exists a fair agreement among those within one region but the deplorable unevenness of distribution of the stations is an evident handicap in arriving at conclusions regarding azimuthal travel time curves. Many a gap in those empty spaces on the world map of seismological observatories will have to be filled before the final word on that question will be spoken. In the meantime those charged with the computation of the epicenters will do well to refrain from giving preferential treatment to station clusters; and also a further improvement in the travel time curves below 20° distance seems to be indicated.

This paper is part of an investigation conducted with the assistance of the International Seismological Association and intends to add some material to the discussions of the Special Committee on Geophysical and Geological Study of Oceanic Basins of the American Geophysical Union.

REFERENCES.

1. LANDSBERG and NEUBERGER, *Transact. Am. Geoph. Un.* 1938.
2. JEFFREYS, A Comparison of Seismological Stations, *Mon. Not. Roy. Ast. Soc. Geophys. Suppl.* 3, No. 9, 423-443 (1936) and Reliability of Seismograph Stations, *Nature*, Vol. 138, No. 3489, 464 (Sept. 12, 1936).
3. JEFFREYS, Reliability of Seismograph Stations, *Nature*, Vol. 140, No. 3536, 237 (Aug. 7, 1937).
4. BULLEN, Tables for Reduction of Apparent Travel-Times of P and S Seismic Waves, *Dom. Obs. Wellington, Bulletin No. 119*, 1937.
5. JEFFREYS, Seismic Transmission Times, British Association, Section A-Nottingham, 1937. *Seismological Investigations*, p. 7.

Geophysical Laboratory
School of Mineral Industries
The Pennsylvania State College

THE PRESENT STATUS OF THE PROBLEM OF MICROSEISMS

BY JAMES B. MACELWANE.

All seismologists will probably concede that the cause of microseisms is still to be placed in the category of unsolved problems. Many will disagree even as to the natural phenomenon with which the microseisms of four to eight seconds period are most closely associated.

The theories in regard to the origin of microseisms which are held at the present time fall into two main classes. The first is the *surf theory* which was originally suggested by Wiechert and is defended, for example, by Gutenberg, Tams, Jung, Mendell, Schünemann, Wadati and Masuda. The second is the *barometric low theory* which was indefinitely suggested by Bertelli and supported in one form or another by Banerji, Bradford, Gherzi, Klotz, Lacoste, Lee, Leet, Ramirez, Sezawa, Whipple, Zonon and others.

Direct wave to wave correlation between surf and microseisms is very difficult ; but it has been attempted by a few investigators. The results obtained by them were rather inconclusive. A more general comparison between times of storm over a coast and periods of great microseismic activity have shown varying degrees of correlation. This has been interpreted in opposite senses by the two schools of thought. The one group has pointed to the surf connected with such coastal storms as conclusive evidence of causal connection. The others have emphasized the parallelism between these storms and others farther out at sea which correlated equally well or better with the occurrence of large microseisms. However, the connection between storm areas and large microseisms has not been interpreted in the same sense by the various investigators who held that the evidence pointed to a direct causal relationship. Banerji saw the cause in the water waves generated by the monsoon on the high sea. Gherzi restricted the cause to atmospheric pumping within a typhoon. Bradford suspected a general pumping effect in the advancing side of all lows whether on sea or land. Klotz observed that microseisms began to increase in amplitude at Ottawa only when low pressure areas reached the sea.

Perhaps the two outstanding attempts to solve the problem of microseisms that have been made since the Sixth Triennial Assembly of the International Geodetic and Geophysical Union in Edinburgh, were those of Krug at Göttingen and Ramirez at Saint Louis.

Krug¹ set up four portable seismographs at two temporary stations in the neighborhood of Göttingen and compared their east-west and north-south records with those of the main station on the Hainberg. He found that eighty per cent of all the readings indicated that the microseisms arrived at Göttingen from the northeast quadrant. But the velocity of 1100 meters per second which he deduced from his observations seems much too low and is not even of the same order of magnitude as that found by Ramirez.

Ramirez² placed four specially designed electromagnetic seismographs in a right triangle such that two east-west components formed the east-west leg 6.4 km in length and two north-south components formed the north-south leg 6.3 km in length. To all of these the usual minute and hour signals and the automatically received radio signals from Arlington were sent over leased telephone wires; and in addition a special series of signals was sent every six seconds. The recording rate was sixty millimeters per minute. From the nearly 15,000 simultaneous events thus superposed on the microseisms each day during a period of six months, Ramirez was able to draw the following conclusions.

(1) Microseisms of period 3.5 to 7.5 seconds at Saint Louis are traveling waves individually recognizable at each station of the network and also at Florissant 21.8 kilometers distant from the Saint Louis University station.

(2) The speed of microseisms was 2.67 ± 0.03 kilometers per second.

(3) The direction of arrival of large microseisms at Saint Louis always pointed to a barometric low over the sea as source, never to a low over the land.

(4) The amplitude of the microseisms at Saint Louis was a function of the intensity and widespread character of the oceanic low from which they seemed to come.

Two excellent illustrations of these points are the Davis Strait depression of November 17, 1938, and the New England Hurricane of September 21, 1938. Further conclusions Ramirez was able to draw through the use of the three components of the Galitzin-Wilip seismograph at Florissant and two specially designed electromagnetic microbarographs, the one at Florissant and one at Saint Louis, were the following.

(5) Deep barometric lows entirely on land, even very close to Saint Louis, did radiate microseisms to the Saint Louis seismographs.

(6) Even the destructive tornado of March 30, 1938, which passed within twelve kilometers of the Florissant station, had no

¹ KRUG, H. D., « Ausbreitung der natürlichen Bodenunruhe (Mikroseismik) nach Aufzeichnungen mit transportablen Horizontalseismographen ». *Zeitschrift für Geophysik*, Vol. 13 (1937), pp. 328-348.

² RAMIREZ, J. E., *An Experimental Investigation on the Nature and Origin of Microseisms at Saint Louis, Missouri*. Doctoral Dissertation, Saint Louis University, 1939.

effect on the microseisms which had been declining in amplitude and reached a minimum the evening of the storm.

(7) A comparison carried over more than a year between microseisms and microbarographic oscillations at Florissant and Saint Louis showed no direct relationship between the two phenomena in wave form, group structure, period, or duration of storms.

The problem of microseisms, then, reduces itself largely to the question of multiple causes and the mechanism whereby microseismic waves are generated in an oceanic low.

Coastal and island stations can contribute very much toward the solution of these questions. Another suggestion that can be offered is the installation of microbarographic recorders on ships that pass through the ordinary ocean tracks of barometric lows in order to determine what air oscillations really take place near the center.

LE NOUVEAU SISMOGRAPHE VERTICAL KREIS-WANNER DE L'OBSERVATOIRE SISMOLOGIQUE FÉDÉRAL A ZURICH

PAR P.-L. MERCANTON,

Directeur de la Station Centrale Suisse de Météorologie.

Si, en raison de sa grande amplification organique, le sismographe universel de Quervain-Piccard de la Station sismologique fédérale a augmenté considérablement le nombre des téléseismes enregistrés, il s'en faut de beaucoup cependant qu'il fournisse sur eux tous les renseignements désirables: il ne réagit pas assez bien aux ondes superficielles de longues périodes des tremblements de terre très éloignés. C'est le cas tout particulièrement de sa « composante verticale » avec sa période propre de 1,1 seconde seulement (non astasiée: 0,6 seconde). D'autre part, la rapidité de déroulement, 90 mm. par minute, de son papier, en étirant par trop les sismogrammes de longue durée, entrave leur dépouillement; elle le rend presque impossible dans le cas de tremblements de terre intéressant tout le globe. C'est pourquoi nous avons gardé précieusement en fonction, pour les composantes horizontales, nos appareils Mainka (masse: 450 kg.) en augmentant un peu leurs périodes propres. Pour la composante verticale des sismes nous ne disposions que d'un Wiechert à masse de 80 kg., de période beaucoup trop courte et le besoin d'un sismographe vertical à longue période et faible vitesse de déroulement se faisait de plus en plus sentir. Pour des raisons, toutes pratiques, de facilité de service et d'économie aussi, nous voulions nous en tenir à notre pratique actuelle d'enregistrement mécanique. La construction du « de Quervain-Piccard » nous avait laissé, d'ailleurs, abondance de blocs de fer adéquats et immédiatement disponibles.

Encouragés par la Commission fédérale de météorologie et le directeur de la Station centrale de météorologie dont relève le Service de sismologie, M. le Dr WANNER, chef de ce service, et M. le Professeur KREIS, de Coire, membre de la Commission, se sont attachés à résoudre le problème et l'ont fait d'une manière qu'une année d'expérience a révélée très heureuse. Le nouvel appareil est en fonction régulière au Degenried (Zurich) et a fourni déjà nombre d'enregistrements à la fois amples et nets, permettant de discriminer aisément les diverses ondes superficielles, ainsi que de bien préciser l'origine de téléseismes même faibles.

Voici la description sommaire de cet instrument original:

Un bâti de fer composé de 4 montants hauts de 3,5 m. formant les arêtes d'un prisme de 1 m. $\times$ 1 m. est couvert par une forte plaque de fer: celle-ci soutient, librement suspendue par quatre ressorts identiques, une « masse stationnaire » de quelque 1100 kg. faite de 40 blocs d'acier fondu, répartis régulièrement et coincés

entre deux plateaux, de fer aussi. Les 4 ressorts, en acier rond de 17 mm. de diamètre, ont 28 spires travailleuses, à rayon d'enroulement de 140 mm. Deux des ressorts, en opposition, s'enroulent

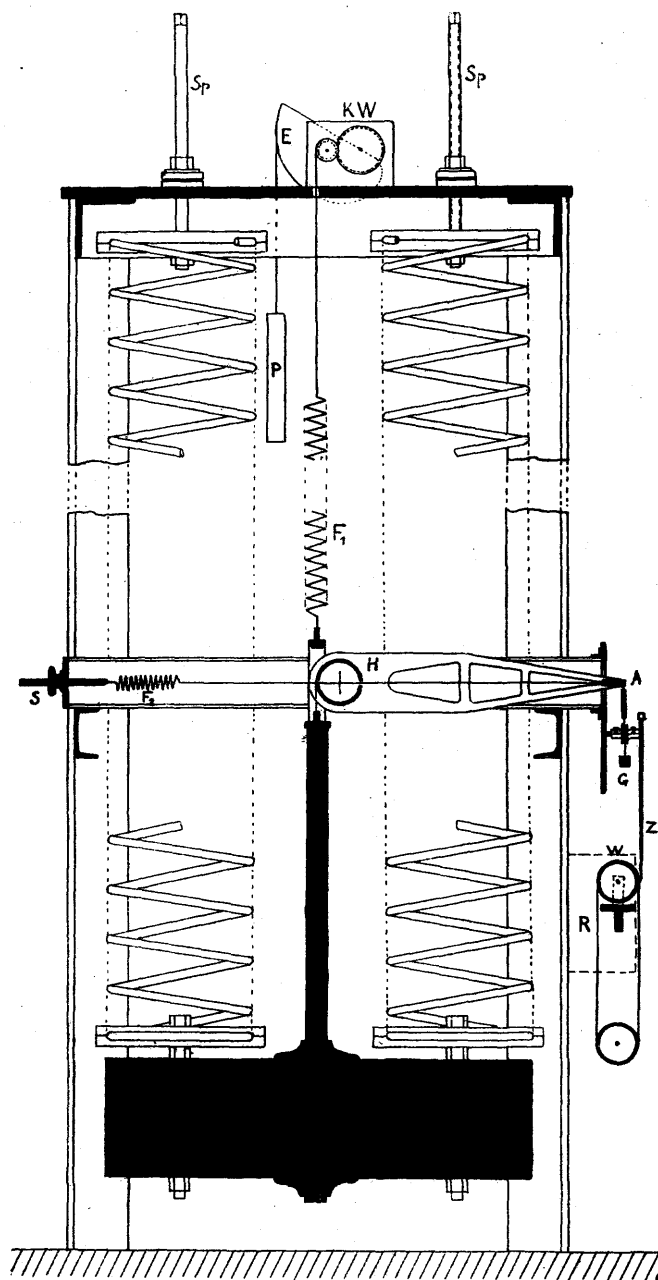


Fig. 1.
Coupe générale.

dans un sens, les deux autres en sens inverse, sur la seconde diagonale. Chaque ressort est accroché au haut du bâti par une tige filetée dont l'écrou siège sur celui-ci par l'intermédiaire d'un palier à billes, ce qui permet de tendre séparément et facilement chaque ressort. Ressorts et accessoires sortent de la fabrique Baumann & Cie, à Rüti (Canton de Zurich). La période propre d'oscillation résultant des seules dimensions de cet ensemble atteint déjà environ 3 secondes ; on l'augmente par un dispositif d'astatisation qui, pour éviter des frottements gênants, a été combiné avec le premier levier amplificateur. La fig. 1 montre ce dispositif : le ressort F_2 maintient tendu un fil métallique qui attaque le levier en A . L'écrou S permet de faire varier la tension du dit ressort et ainsi de régler la période propre du sismographe. L'expérience a montré qu'en mettant hors de jeu le dispositif de bras enregistreur on pouvait augmenter la période propre jusqu'à 25 secondes sans que le système devienne instable. Toutefois, dès que ce dispositif est relié au levier H , on doit se satisfaire de périodes atteignant seulement de 8 à 10 secondes. Tout espoir d'augmenter cette durée par un affinement du dispositif enregistreur et un meilleur équilibrage du tout n'est d'ailleurs pas perdu. L'axe de rotation du levier H est concrétisé par deux paires de lamelles élastiques croisées, tandis que l'index enregistreur tourne, lui, sur des pointes. Contrairement à l'usage, l'index enregistreur est vertical (fig. 1, Z).

Le mouvement relatif de la masse stationnaire par rapport au bâti est transmis au premier levier H par une tige rigide verticale, solidaire de la masse stationnaire et guidée par une croisée de fils tendus (non dessiné dans la fig. 1) ; la liaison entre cette tige et le levier H s'effectue par un mince ruban d'acier que le poids propre du levier maintient tendu. Cette tension s'augmente d'ailleurs encore de l'effet du poids G chargé de raidir la liaison par fil du premier levier avec l'index inscripteur, lequel fonctionne comme deuxième levier amplificateur. A cet effet, le fil s'enroule sur une poulie légère siégeant sur l'axe de rotation de l'index. Ce mode de transmission assure la constance de l'amplification même pour de grandes élongations de l'inscripteur.

Tous les sismographes verticaux sont — on le sait — extrêmement sensibles aux variations de la température, qui, en modifiant l'élasticité des ressorts porteurs, amènent de fortes divagations du zéro instrumental. Ces divagations doivent être éliminées par une compensation thermique. On a adopté ici le procédé que M. KREIS a appliqué déjà avec succès à la composante verticale de son sismographe universel de Coire : aussitôt, par exemple, qu'une élévation de température détend les ressorts porteurs, cette détente est compensée par une contre-tension équivalente due à un ressort spécial F_1 agissant directement sur la tige transmettrice de la masse stationnaire. A l'extrémité supérieure de ce ressort compensateur s'attache un fin câble qui vient d'autre part s'enrouler sur une poulie, couplée elle-même, par l'intermédiaire d'une démultiplication, avec une came E . Sur le pourtour de cette came repose un fil chargé du poids P . La came est taillée de telle manière que le bras de levier du poids P change proportionnellement à la tension du ressort E_1 . En con-

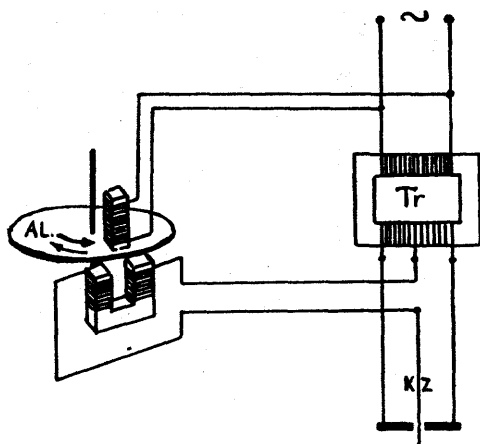


Fig. 2.

Contacteur du compensateur de température.

séquence, le dispositif compensateur s'équilibre dans chaque position de telle sorte que pendant le changement de tension du ressort, le frottement seul est à surmonter. Ce frottement est d'ailleurs faible car les axes du mécanisme roulent sur billes ; un petit moteur d'électro-compteur alternatif suffit à le vaincre. Dans le dit compteur,

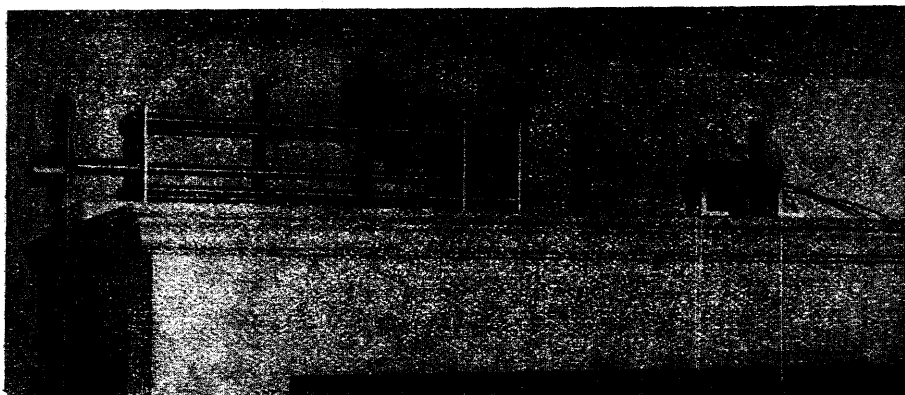


Fig. 3.

Compensateur de température.

on a remplacé simplement la bobine des ampères usuelle par une bobine ayant un plus grand nombre de tours de fil très fin. Le sens de rotation du moteur change quand on commute le courant dans cette bobine. Le moteur est gouverné par une fine tige de contact ajustée devant l'index enregistreur : ce contact est mis en jeu par l'index à chaque minute, pendant le temps même que celui-ci est maintenu soulevé, par un électro-aimant, pour le repérage du temps. Si le levier d'enregistrement se trouve alors avoir quitté sa position

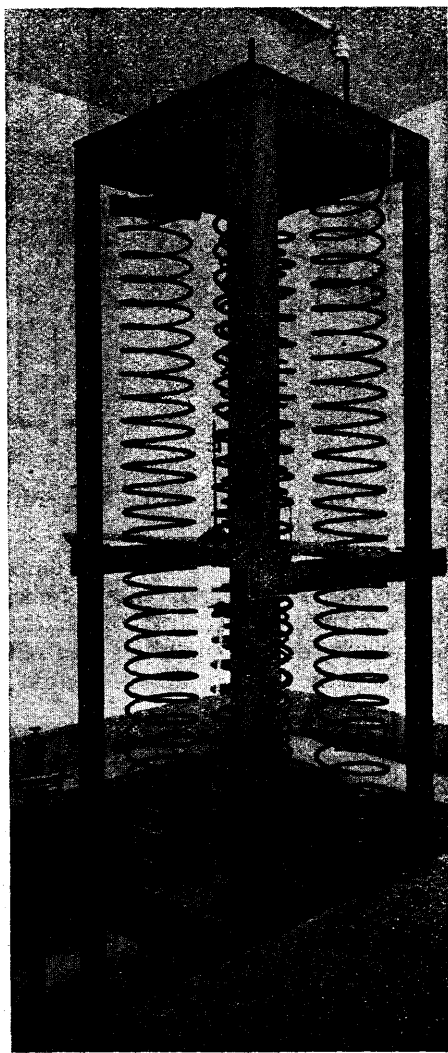


Fig. 4.

Masse et ressorts porteurs.

médiane normale, la tige de contact établit le courant et déclenche le mécanisme compensateur, lequel agit aussi longtemps, au cours des interruptions minutaires successives, que l'index n'a pas été ramené à son point neutre. La fig. 3 montre ce dispositif de compensation. Bien entendu, pour que les variations de température soient réduites au minimum, tout le sismographe est enfermé dans une épaisse enveloppe thermiquement isolante.

Le tambour enregistreur qu'on voit dans la fig. 5 est entraîné par un moteur électrique de gramophone de Paillard et Cie, Ste-Croix, Vaud ; son nombre de tours, contrôlé par un régulateur cen-

trifuge, est dans une large mesure indépendant des variations du voltage. Le papier se déroule à raison de 30 mm. par minute. Enfin le sismographe est amorti par des aimants au cobalt.

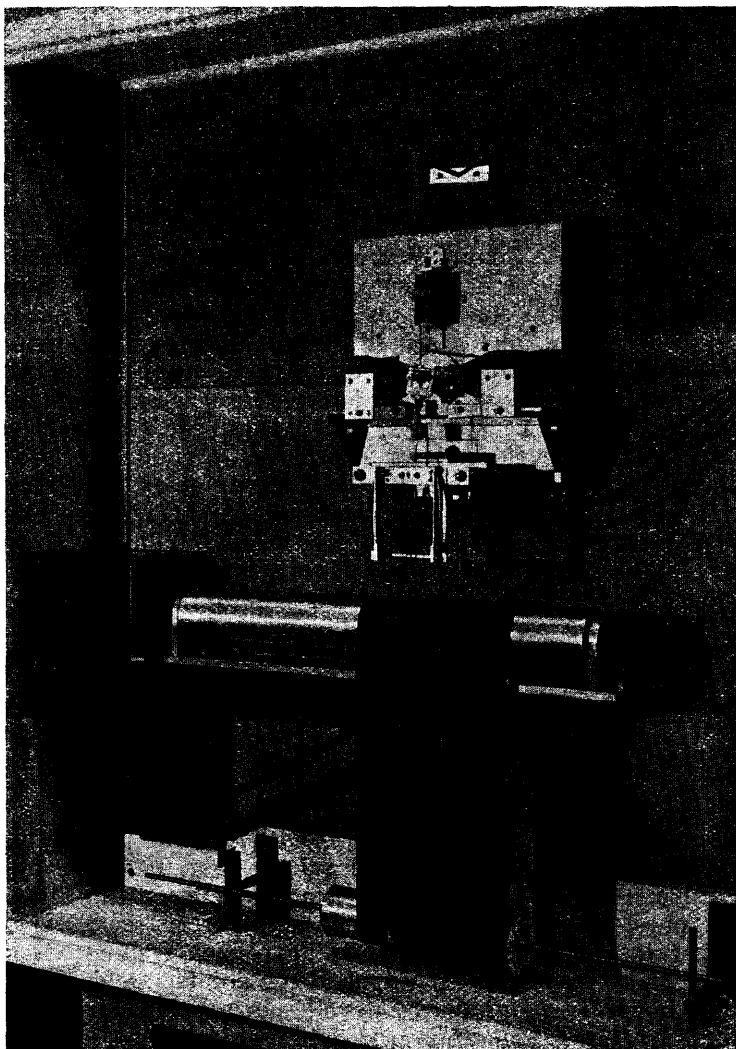


Fig. 5.
Mécanisme enregistreur.

La petite mécanique a été exécutée, sous la surveillance directe du professeur Kreis, à Coire même, par le regretté mécanicien Würth. Le bâti est de la Maison Bader & fils à Zurich et l'enveloppe isolante de la Maison E. Gucker, au même lieu.

Zurich, Station centrale suisse de Météorologie, avril 1939.

LES SONDAGES SISMOMÉTRIQUES DE LA COMMISSION HELVÉTIQUE DES GLACIERS A L'UNTERAAR, SUISSE

PAR P.-L. MERCANTON,

Président de la Commission.

De tous temps la Commission helvétique des glaciers, émanation de la Société helvétique des Sciences naturelles, s'est préoccupée de l'épineuse question du sondage du glacier pour connaître ses épaisseurs et la configuration de son lit. Dès 1919 des essais variés ont été faits (géophone, ultra-sons, sondeur Marti, etc.) ; s'ils n'ont pas donné de résultats pratiques ils ont fourni de précieux enseignements. Sur ces entrefaites, M. MOTHES, de l'Institut de Géophysique de Göttingen, avait développé son excellente méthode de sondages sismométriques par réflexion sur le lit glaciaire et en 1931, en collaboration avec cet Institut, la Commission des Glaciers en a fait une première application heureuse au glacier du Rhône (cf. Nouveaux mémoires de la S. H. S. N. « Die seismischen Eisdickenmessungen am Rhonegletscher 1931 » von Wilhelm JOST, Band LXXI, Abh. 2). Après avoir réalisé son propre outillage, elle a, en 1936, inauguré le sondage systématique du grand glacier complexe de l'Unteraar, illustre par un siècle déjà d'études glaciologiques. Le sismographe spécial combiné par M. le professeur A. KREIS, de Coire, et construit par son habile mécanicien, le regretté WÜRTH, a les caractéristiques suivantes :

La masse stationnaire est un cube de fer pesant 12 kg. et donnant les trois composantes, toutes trois avec une période propre de 0,1 seconde. L'amplification, mécanique pour une part, optique pour l'autre, atteint 30.000 fois. Le sismographe est flanqué de deux oscillographes, au moyen desquels on peut enregistrer à la fois le moment, transmis électriquement, de l'explosion comme aussi l'arrivée des ondes sismiques en un ou deux points du glacier. Dans ce dernier but les oscillographes sont reliés, à travers un amplificateur à lampes, à un géophone approprié. L'enregistrement se fait sur un papier au bromure, large de 12 cm. Le point lumineux est fourni par une lampe de 4 volts éclairant à la fois, par lentilles et fentes, les miroirs des trois composantes du sismographe et ceux des oscillographes. Les temps sont marqués par l'illumination d'un tube à hélium à la fréquence de 50 périodes par seconde. Un poids dont un frein magnétique régularise la chute donne la force motrice nécessaire ; ce dispositif a le mérite de ne pas engendrer d'ébranlements parasites. Des tentes — qui n'ont pas besoin d'être obscures — abritent instruments et opérateurs. Trois campagnes estivales dirigées par MM. JOST et KREIS, de la Commission, en 1936, 1937 et 1938,

ont fourni déjà des centaines de sismogrammes utilisables, mais dont l'élaboration prendra beaucoup de temps encore. D'ores et déjà on a pu avérer que l'épaisseur du glacier s'élève graduellement de quelque 50 m. à sa falaise frontale dans le lac de barrage de la Grimsel à plus de 300 m. dans les parages du Pavillon Dollfus (maximum trouvé: 368 m.). Les vitesses de cheminement des ondes se sont révélées différentes près du front et plus en amont. Pour des distances entre le point d'explosion et le sismographe excédant 300 m., la vitesse de propagation des ondes longitudinales atteint 3,8 km. par seconde près du front. En amont elle est de l'ordre de 3,6 km./sec. Le fait n'est pas encore complètement élucidé. D'autre part les sondages ont apporté la quasi certitude que dans sa partie terminale, la langue glaciaire ne repose pas directement sur le roc, mais bien sur un coussin de matériaux morainiques engendré par les fluctuations de longueur du glacier, lesquelles paraissent s'être cantonnées dans cette région pendant ces derniers siècles.

L'entreprise de sondages continue.

Zurich, mai 1939.

DYNAMIQUE SEISMOGÉNIQUE DE L'ÉGÉIDE DISPARUE.

(RÉSUMÉ)

PAR J. MIHAİLOVIĆ,

Directeur de l'Institut Séismologique de Beograd (Yougoslavie).

Les secousses ruineuses dans le système de la masse des Rhodopes ont démontré qu'il existe un rapport étroit entre elle et les secousses qui se sont produites sur l'Égéide submergée et sur ses bords. Il faut décider si ce rapport est fondé sur des causes communes ou bien s'il est d'une nature accidentelle. Pour le moment nous nous occuperons exclusivement des coups les plus désastreux, considérés comme la source de l'énergie séismique de toutes les autres secousses dans le bassin de la Mer Égée et de la Mer de Marmara bordé par les masses cristallines des Rhodopes et de l'Anatolie.

Le bord nord de l'Égéide comprend tout le domaine de la masse des Rhodopes entrecoupé par les nombreuses dislocations de direction et de dimension différentes, dont quelques-unes atteignent même la couche isostatique de la croûte terrestre. Les fragments de ces dislocations forment des blocs séismogéniques, jouant un rôle décisif dans le processus séismo-dynamique de la Péninsule Balkanique. On ne peut pas considérer ces masses comme inertes, puisqu'elles manifestent leur influence sous forme de pression sur les blocs avoisinants. Soumis à cette influence, les blocs avoisinants se meuvent horizontalement, de sorte que certains parmi eux s'élèvent, tandis que d'autres s'enfoncent. C'est ainsi que se produisent des secousses sur le bord des massifs détachés de la masse des Rhodopes. Parmi toutes les dépressions, celle de la Chalcidique est la plus remarquable au point de vue de l'activité séismique aussi que leur prolongement jusqu'au golfe de Saros (Xéros). Ce fossé représente, à mon avis, la plus importante dislocation qui se soit produite sur les pentes sud des Rhodopes. C'est lui qui marque le vrai bord nord de l'Égéide submergée.

Le bord ouest de l'Égéide comprend le bassin de Thessalie, ainsi que les bassins de Béotie, d'Eubée, d'Égine, de Laconie et de Corinthe. Dans tous ces bassins il s'est produit de nombreux et de violents coups séismiques désastreux, surtout dans le premier. Ces secousses se propagent même sur la dépression formée par les plissements des Hélérides, formés grâce à la résistance des vieilles masses du Pélion, qui relie le golfe de Volo, représentant la partie la plus profonde de cette dépression dans la fracture locale des schistes cristallins. Comme cette dépression des Hélérides et cette dislocation des vieilles masses de l'Olympe et du Pélion ne sont que d'une origine géologique récente, on peut facilement s'expliquer l'agitation séismique exceptionnelle des épicentres des coups ruineux en Thessalie.

Le bord Est de l'Égéide englobe d'énormes masses de schistes cristallins d'Anatolie. Elles sont fortement disloquées et divisées en plusieurs blocs et de grands bassins remplis de sédimentations, tertiaires et diluviennes enfoncées par de grosses masses éruptives, pour la plupart d'une origine plus récente. Une telle situation tectonique en Anatolie n'est que très propice pour un dynamisme séismique accentué de ces nombreux blocs. C'est pourquoi les régions séismiques les plus prononcées à l'est de l'Égéide se trouvent sur ces bassins mêmes. C'est là que se trouvent les épicentres destructifs très connus (Nicomédie, Artaki, Nicée, Mytilène, Smyrne, etc.).

Le bord sud de l'Égéide est limité par les îles se trouvant à l'extrémité de l'Archipel. Le long des côtes nord de ces îles s'étend un fossé profond dans le fond même de la mer. Le fossé est en quelque sorte le pendant de celui du nord, près de la Chalcidique. C'est le vrai bord sud de l'Égéide submergée, et c'est là que se produisent des catastrophes séismiques fréquentes. Outre cette ligne, il est resté encore quelques sommets de la partie sud de l'Égéide, qui ne se sont pas encore entièrement enfoncés. Ce sont les îles des Cyclades, dont quelques-unes, se sont formées à la suite des éruptions, celles-ci s'étant produites le long des dislocations notablement profondes de l'Égéide.

L'étude a été proposée dans le but de déterminer s'il existe un rapport de cause entre le système des blocs de vieilles masses de Rhodope et celui d'Anatolie. Cette étude nous a amené à la conclusion suivante : ces deux masses n'ont représenté autrefois qu'une seule, qui s'est maintenue comme telle depuis l'époque la plus éloignée de la formation de l'écorce terrestre jusqu'à l'époque la plus récente. Des causes qui agissent dans des couches isostatiques ont produits des mouvements importants dans cette masse, qui s'est, par ce fait même et à la suite des dislocations, concassée en blocs nombreux. Plusieurs de ces blocs se sont enfoncés suffisamment pour que la mer puisse les couvrir, et c'est ainsi que l'Égéide a été submergée et que la Mer de Marmara s'est formée. La stabilité de ces blocs ainsi fortement compromise ne s'est pas encore apaisée. Aujourd'hui encore il se produit sur ces dislocations, c'est-à-dire sur les blocs respectifs, non seulement des secousses ordinaires, mais aussi de véritables catastrophes séismiques. Dans le domaine qui englobe aujourd'hui le système des Rhodopes, le fossé tectonique ayant la forme de la Mer de Marmara et le système d'Anatolie, les catastrophes séismiques n'ont pas encore dit leur dernier mot. Entre les secousses ruineuses des blocs de deux vieilles masses et de l'Égéide submergée, il existe donc un rapport de cause indubitable.

THE ACCURACY OF SEISMOGRAM ANALYSIS AS REVEALED BY SHAKING TABLE TESTS

BY FRANK NEUMANN,

Presented at meeting of the International Seismological Association,
September 11, 1939.

The title of this paper might very easily impress one as dealing with one of the secondary phases of seismological research. If it were changed to «Fallacies concerning the structure of the earth», or something similar, it would immediately command the attention of all geologists and geophysicists seriously interested in earth structure. The truth is, that there is no fundamental difference in the significance of the two titles because our conception of the structure of the earth is based primarily on data taken from seismograms, and if the analysis of seismograms is faulty then so is our picture of the interior earth. I do not believe anyone will question the statement that there is still room for improvement in locating precisely the various alleged discontinuities based on seismological data. I shall briefly review some of the more salient features of this important problem for the sole purpose of accentuating the need for greater effort in the field of seismogram analyses.

We know first of all that the seismologist's picture of the earth with its various discontinuities is based on one or more travel-time curves. These time-distance curves are in turn based on the observed times of arrival of various seismic wave groups at several hundred seismological stations scattered over the surface of the globe. It is the business of the seismologist to identify these wave groups on the records and measure the arrival times. This sounds like a simple task, though obviously an important one inasmuch as the results are eventually to be used to locate epicenters and to investigate earth structure. But it is not a simple process. Many believe that it is simple only because so very little is written about it. In routine work the seismologist makes it simple by ignoring, through force of circumstances, practically every step that would be considered logical and scientific in any other field of wave-motion investigation. He simplifies the problem by making a guess at what he considers the point of arrival of a new train of waves, a process better known, as analysis by inspection. Thus far this guesswork, which may be classed also as something of an art, has been effective in giving us a broad conception of the structure of the interior earth, but there is obvious confusion when we attempt to form a more precise picture. We find what appears to be a great deal of contradictory data in spite of vast improvements in time control. There are, for instance,

many travel-time tables, each representing a somewhat different earth structure. Although we are rapidly approaching a point where we shall have the best « average » curve, it must be realized that this averaging process may, and very probably does, mask the very details of the earth's structure that we are trying to expose. It therefore seems that we must rely on the travel-times obtained in the investigation of individual earthquakes to discover the details we are after, and in such work it is obvious that in the task of identifying wave groups every conceivable refinement should be employed for we thus automatically eliminate the possibility of obtaining accuracy through the use of large quantities of data. We should know every characteristic of the wave-motion that it is possible to learn from the records. This will result not only in more accurate timing of the phase but it will also enable one to identify the same wave group, or phase, at other stations through similarity in period and directional characteristics. Thus, instead of using only one or two wave groups as a basis for locating discontinuities in the earth we would have accurate data for as many groups as it is possible to consistently identify.

The question now arises, why has this not been done? The answer is rather obvious to the student of seismology, but let us first consider the facts. In the first place the seismograph record is not a record of ground motion. It is a record of the seismograph pendulum motion relative to the motion of ground, a motion which will hereafter simply be called « pendulum motion ». The seismologist in interpreting his record by the usual method of inspection assumes, or hopes, that any marked change in the ground motion will result in some visible change of the pendulum motion. It often does. On the other hand it often does not. He knows nothing of the directional characteristics of the ground motion except in a few exceptional instances. Seismograph pendulums of different period and damping-ratio have their own special way of responding to a given ground motion. In other words it would be possible to have a long string of seismograms entirely dissimilar in appearance yet all representing the identical ground motion. Working against these odds is it any wonder that our basic seismological data are open to question and that discontinuities come and go with embarrassing frequency?

In spite of its importance in the study of earth structure it seems to me that less progress has been made in the field of seismogram interpretation than in any other branch of seismological research. Although this particular field is concerned with the motion of the ground, or earth particle, where can one find a fundamentally correct picture of the actual displacements of the ground at a seismograph station for even one distant shock, that is, a complete record from beginning to end? Although this reduction to true ground motion would seem to be one of the first steps in attacking the basic problems of seismic wave propagation, one will look in vain for real progress. It is recognized that some pioneering work of high quality has been done in recent years but, unfortunately, it has been a mere scratch on the surface.

The reason that greater progress has not been made is that the reduction of seismograms is an extremely laborious process. It represents no unusual theoretical skill on the part of the investigator, and therefore, does not seem to offer much of an incentive to the man who is trying to work his way upward in the academic field. It seems to me, however, that inasmuch as this is a practically virgin field he should find unusual inducements if he has any pioneering spirit at all. Take, for instance, the problem of the elusive 20° discontinuity, with which I have had a limited amount of personal experience. In 1933 I presented a paper¹ before the Section of Seismology of the American Geophysical Union showing evidence of the existence of such a discontinuity basing it on the ordinary method of identifying phases by inspection of the records of a single shock. The possibility of an actual break in the travel-time curve was shown. During the intervening 6 years others also have reached what might be called similar conclusions but no specific proof is in evidence, and there is still some doubt about it. There is no doubt in my mind that this important problem and many others like it could be quickly solved by a more rigorous analysis of the seismograms, that is, by first reducing all pendulum motions to ground motion, not displacement necessarily, but any element of motion that would serve for a quantitative analysis. It is realized of course, that the ground motion itself is probably sufficiently complex to tax the ingenuity of the seismologist, but that is no reason why the problem should not be first reduced to its simplest form.

There are undoubtedly many seismologists who feel that the more practical way to study the various seismic wave groups is to design instruments which will give the desired elements of motion directly on the record. This is a good argument as far as it goes and some progress has been made, but only on a relatively small scale. This solution would require a great deal of expensive equipment. Of the several hundred active stations of the world, how many could afford the latest equipment? Our problem is not only one of hoping for instrumental improvements in the future but of making the most of the records we have today. The scientific attitude should be to encourage every line of attack which does not result in direct duplication of effort.

With the conclusion of these introductory remarks, which as I said, are intended to emphasize the broader aspects of seismogram interpretation and shaking-table tests, I shall pass on to a brief account of two shaking-table projects conducted during the last few years by the Coast and Geodetic Survey with the aid of cooperating institutions. The first project concerns the study of motions of teleseismic magnitude. The second, deals with destructive motions within the central region of an earthquake.

In 1936 Dr. Frank Wenner of the National Bureau of Standards and Mr. G. E. McComb of the Coast and Geodetic Survey

¹ «The Transmission of Seismic Waves». — Transactions of the American Geophysical Union. Fourteenth Annual Meeting, Washington, D. C.

cooperated in building a shaking-table capable of reproducing the frequency and amplitude of waves similar to the minute ground waves ordinarily recorded on teleseismic instruments. This part of the work, with reproductions of records obtained, will be found adequately described in the Bulletin of the Seismological Society of America for October, 1936. The project had two main objectives: (1) to determine by direct test the magnification curves (for S. H. M.)

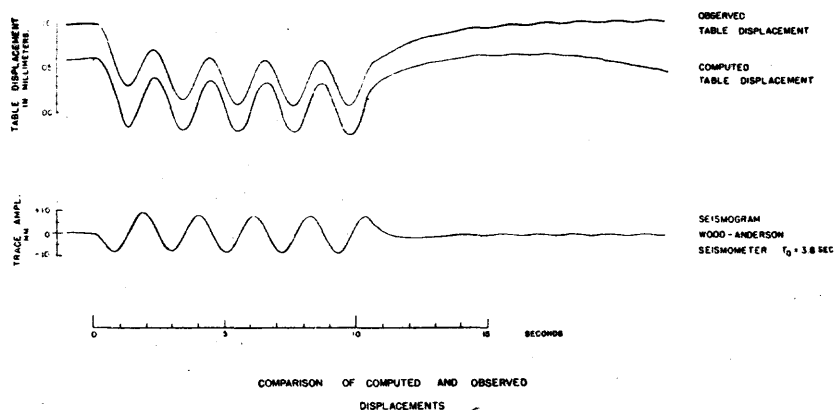


Figure 1. — Result of shaking-table test made at the National Bureau of Standards, Washington, D. C.

for the Wenner type of seismograph, the Wilip-Galitzin, the McComb Romberg, and the Wood-Anderson types, and (2) to test the accuracy with which table motion could be computed from the seismograph records. Although records were made on a rather grand scale to

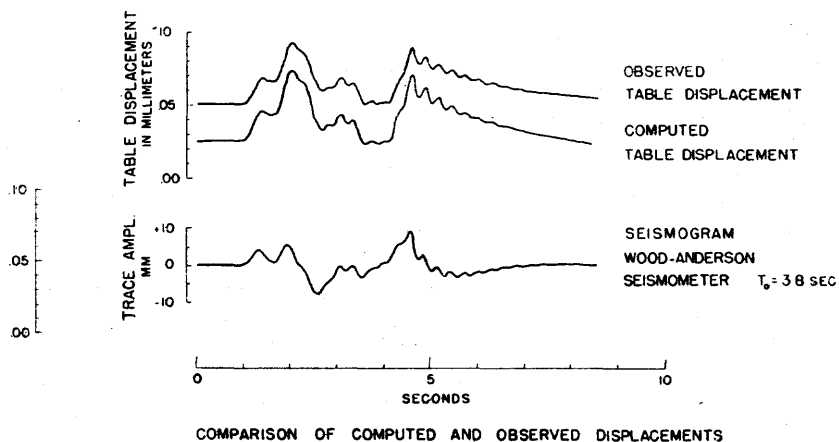
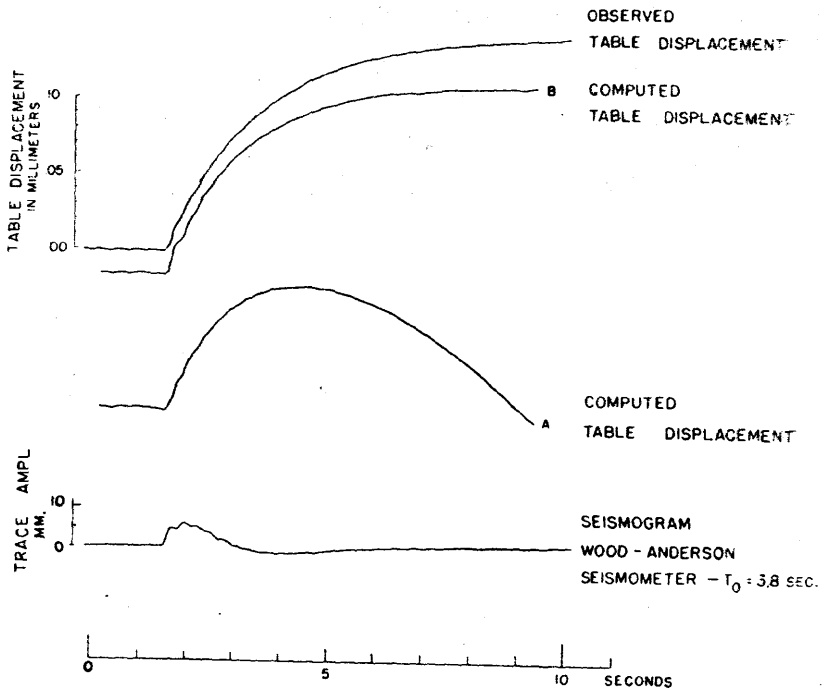


Figure 2. — Result of shaking-table test made at the National Bureau of Standards, Washington, D. C.



COMPARISON OF COMPUTED AND OBSERVED
DISPLACEMENTS

Figure 3. — Result of shaking-table test made at the National Bureau of Standards, Washington, D. C.

test instrumental performance and computational processes for complex motions, it has been found possible to make only a few of the computations contemplated, and these, while interesting in a special way, do not by any means cover the wide variety of difficulties which the seismologist finds in the interpretation of actual records. The character of this work is best shown in the illustrations which compare the table motion with the computed motion. These particular records were apparently chosen, not because they represented oscillation about a central axis, and were therefore typical of an actual seismograph record, but because they were unsymmetrical. It was desired to test the ability of the computer to make correct selections of axes in the necessary integration processes, especially in the case of a permanent ground displacement. The results have been generally accepted as showing that in practice the arbitrary application of axes to integrated curves is not a serious problem in computing ground motion. In this test only the records of the Wood-Anderson seismograph were used. While the measurements on the original curves were made with unusual care by first magnifying

the original record, no extraordinary precautions were taken as the second integral, which is subject to the greatest error in work of this kind, carried very little weight in the final results. A brief review of this aspect of the problem will follow shortly. The computations in the National Bureau of Standards tests were made by Dr. A. Blake of the Coast and Geodetic Survey seismological staff. Neither he nor the speaker had any idea of the nature of the original table motion until the computations were completed.

Before passing on to the next shaking-table test it will be desirable to outline the relatively simple computational procedure required in reducing seismographic records to ground motion because it will aid in clarifying some of the essential points of both tests. First, we know from the seismogram the instantaneous displacement of the seismograph pendulum relative to the motion of the ground. If we call this « y » then the instantaneous displacement of the ground, « x » becomes:

$$x = y + 2k \int_0^t y dt + p^2 \int_0^t \int_0^t y dt dt + C_1 + C_2 t.$$

This equation shows that the computed ground motion is the summation of three different curves, the first being the original curve on the seismogram, the second being the first integral of the seismograph curve multiplied by an instrumental factor, and the third the double integral of the seismograph curve multiplied by another instrumental factor. The constants of integration at the end of the equation take into account the axes of the integrated curves, otherwise, the axes would always be identical with the starting point of the integrated curve, a condition which cannot be assumed in practice.

The important practical aspect of this equation is that for long period pendulums the second and third terms become relatively insignificant and the term « y » is practically equal to « x » indicating that the instrument is recording displacement for practically all waves of smaller period than the pendulum period. When the pendulum period is short relative to the wave periods recorded, the third term, the double integral, becomes dominant and the first two terms become insignificant. In that case the seismograph is recording acceleration, and the ground displacement is the double integral of the curve on the seismogram. As stated previously the work on the National Bureau of Standards records involved the use of all three terms so that any inaccuracies in the computation of the double integral term were largely masked by the greater weight of the first two terms. On the other hand, in the analytical work on accelerograms the accuracy of the final displacement is dependant entirely on the accuracy with which the double integral can be computed. This is important to remember in connection with the second shaking-table test which will next be reviewed. Such work obviously represents the most exacting step in the mathematical reduction of seismograms, in fact, the practicability of successfully double-integrating seis-

mographic records is often seriously questioned. The point is, that when that step is satisfactorily solved, the remaining steps go out of the picture entirely so far as difficulty is concerned.

While still on the subject of the theory involved in the reduction of records it is necessary to point out that the two sets of computational tests described in this paper were both made with records from direct recording instruments, that is, seismographs which record the pendulum motion directly, and not through some intermediate apparatus such as a galvanometer. The theory of galvanometric recorders and the computational problems involved are much more complex than shown here for the direct recording seismograph, and for that reason, among others, no work is contemplated on galvanometric records until the simpler problem of the direct recorder has been satisfactorily solved. It is one of the unfortunate features of galvanometric recorders that they present so much difficulty in the reduction to true ground motion. It has always seemed to me that the advocate of the galvanometric recorder is on the defensive in this respect and has much to do, if it can be done at all, to develop that type of instrument to even approach the efficiency of photographic recorders of non-galvanometric type. This statement must not be interpreted as in any way disparaging the general efficiency of the galvanometric recorder in furnishing data consistent with our present day approach to seismological problems. There is no questioning the fact that it has performed a most remarkable service in the past and promises even more for the future.

I have already stated that the labor involved in the reduction of seismograms has practically discouraged the seismologist whose ambitions lead him along academic rather than practical lines. In the United States, within the last few years, the structural engineer has changed this picture and has called on the seismologist to give him data which is not only of academic value but of fundamental importance in the problem of protecting life and property in regions subjected to destructive earthquakes. The second shaking-table test which I shall describe was made possible, not by the academic seismologist of the established order, but by the «engineering»-seismologist (let us call him) of the new order. Just a few brief statements will serve to outline the development of this particular shaking-table project.

The strong-motion program of the United States Coast and Geodetic Survey has been described in a number of papers since its inception in 1932 and is outlined again in the Progress Report for Seismology in the United States presented to this Assembly. The key instrument is a three component accelerometer which operates only when actuated by earthquake motion. There are now 42 sets of accelerometers in operation in the Pacific Coast area and at a few other points. There are, on the other hand, only 6 displacement-meters for recording strong earthquake motions and a few additional instruments of miscellaneous type. Before this program was adopted neither the engineer nor the seismologist was completely satisfied as to which would be the best element of motion to record.

Should it be acceleration, displacement, or something intermediate? For several reasons, both theoretical and practical, the accelerometer was adopted and two important problems automatically confronted the seismologist. First it was his job to interpret the ground motion in terms of displacement, if possible, from the accelerograph records. Secondly, it was his job to show how different types of single oscillators, or structures, might be expected to respond to known earthquake motions. This paper deals only with the first problem.

In a program of this kind it is obviously of prime importance to test the performance of the accelerometers; and, as the analytical work on the records involves processes requiring more than ordinary precision it is equally important to test the accuracy of that phase of the work also. The shaking-table provides the most practical means of accomplishing these ends but it was not until 1937 that the opportunity was provided to make such tests. The shaking-table used was built at the Massachusetts Institute of Technology for the primary purpose of testing the response of model water tank towers to earthquake motions, a purely engineering project conducted by Professor A. C. Ruge of the Department of Civil and Sanitary Engineering. Through the generous cooperation of Professor Ruge and officials of the Institute a series of accelerometer tests were made at Cambridge with Mr. H. E. McComb of the United States Coast and Geodetic Survey assisting and doing most of the accelerometer work. The principal mechanical features of the shaking-table and the tests have been published in the Bulletins of the Seismological Society of America, for July 1936 and October, 1937. The purpose now is to give a brief resume of some of the results obtained through analysis of the records. Although this has been a purely engineering project there can be no question that the accuracy of data being obtained on ground motions in epicentral regions will be of great interest to the student of earth physics. More than that, it is hoped that the practical solution of computational problems will eventually lead to more efficient and prolific analysis of all types of seismograms regardless of whether they are intended for use of the geophysicist or the engineer.

The immediate objective of the test was to apply an irregular type of destructive earthquake motion to the table, record the displacement of the table, and then compute the same table motion from the record of an accelerograph mounted on the table. A comparison of the computed motion with the observed motion would then serve to test the reliability of displacements obtained by the double integration of an accelerograph record. This may be considered a rather indirect method inasmuch as the known element of motion (the table displacement) is not the same element of motion recorded on the accelerograph. There is thus no way to separate by direct observation, the errors due to instrumental performance from the errors of computation. Much can be accomplished, however, by mathematical analysis.

The motion put into the table was a displacement very similar to the displacement computed by double integrating one of the Los

Angeles accelerograph records of the destructive Long Beach earthquake of 1933. This work has been published for a number of years (see « United States Earthquakes 1933 » Coast and Geodetic Survey Serial 529), and while it is now recognized that revision is desirable it is felt that the deduced motions of destructive character are substantially correct. One would logically expect that the accelerograph record obtained on the shaking-table would be similar to that obtained during the Long Beach earthquake due account being taken of the fact that the displacement of the shaking-table was, of necessity, reduced to about one-half the computed displacement during the earthquake. The illustration, however, shows that the records are quite dissimilar due, primarily to the presence of parasitic vibrations in the shaking-table which were beyond control. It should be remarked at this time, however, that the fundamental motions of lower frequency than the parasitic vibrations are nevertheless in the shaking-table accelerogram as will be seen by a comparison of the computed results.

In the reduction of the table accelerograph record to displacement two methods were employed. Professor Ruge used the well-known mechanical differential analyser of the Massachusetts Institute of Technology to perform the double integration process, while the speaker employed simple numerical methods using only a double register adding machine. The illustration shows the original shaking-table displacements and the displacements computed by the two methods. In the degree of accuracy obtained in this test, as well as in tests with other types of motion, both methods appear to give about the same quality of results. While it is quite evident that there is room for improvement it is nevertheless felt that such curves will for the time being, serve a useful purpose in the engineering field because the error curves are of such character that they have no serious significance in engineering investigations.

The following facts should be considered in appraising the results of these preliminary tests. No previous tests were available through which instrumental performances and the computational processes might be appraised. The way is therefore now open to study the sources of both instrumental and computational errors and improve future performance.

As will be seen from the illustrations, this test, because of the presence of violent parasitic vibrations, was a much more severe test of the double integration process than that represented in the original record of the Long Beach earthquake which it was intended to simulate. In comparing apparent deviations from the table-motion it must also be remembered that the range of the table motion was only about one-half the estimated earthquake motion, a fact which tends to exaggerate the errors. These are not necessarily objectionable features inasmuch as the ground motion reproduced did not by any means represent a very violent type of earthquake motion.

It is agreed that some of the error is due to instrumental mal-performance, a feature beyond the control of the mathematician to eliminate, yet capable of partial control under favorable circumstances.

Additional tests with apparatus designed to subject the accelerometer to minute tilting during the recording of the table-motion proved beyond doubt that it is possible to detect ultra-long period waves of large amplitude but extremely small acceleration, if such motions are present. This recalls the expected controversial questions which arose over the extremely large amplitude waves obtained in

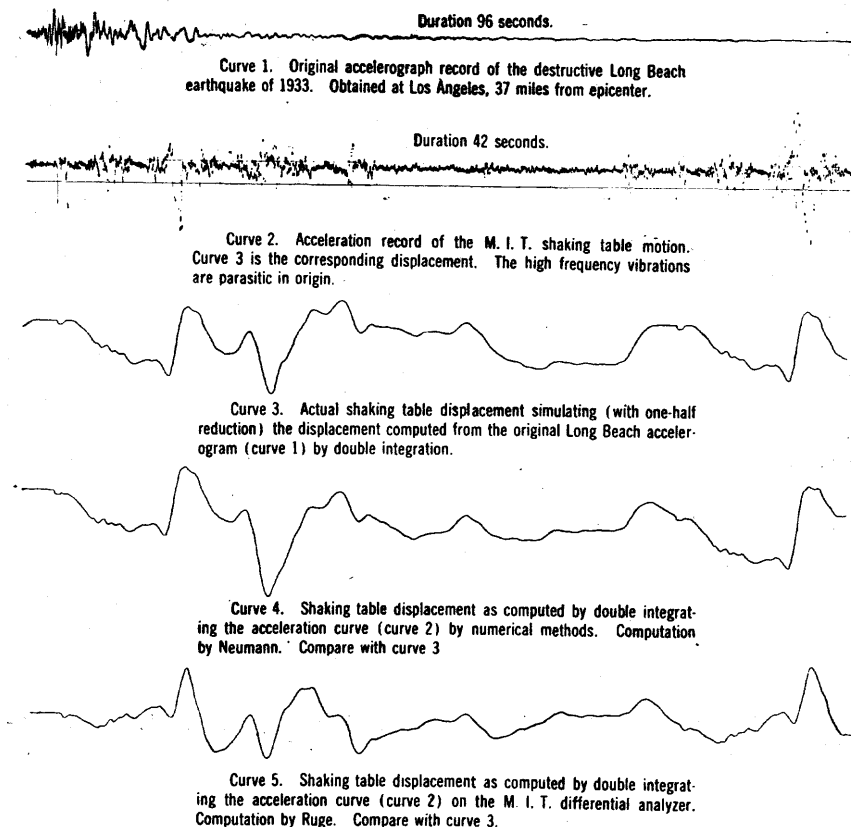


Figure 4. — Result of shaking-table test made at Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Mass.

the speaker's reduction of the Long Beach records in 1933. At that time there were no base-lines on the accelergram and a method of measuring was used which assumed perfect parallelism in the screw threads which gave the recording drum the necessary spiral motion. Subsequent tests have shown that this assumption was not justified and a re-computation of the original record is contemplated. Just how much of this long-period motion can be eliminated remains to be seen.

The story of the shaking-table work of the Coast and Geodetic Survey would not be complete without calling attention to the great

amount of such work carried on in connection with the Bureau's « strong-motion » program on the Pacific coast. In the observation of building and ground periods the presence of vibrations due to faulty instrumental design or instrumental adjustment might easily lead to false conclusions, so it is essential that all instruments be tested before being used in the field. Most of this work is done on a portable shaking-table designed somewhat after the National Bureau of Standards table previously mentioned. These tests are restricted, however, to observing the response of an instrument to a wide period range of simple harmonic motions and then constructing magnification curves. From 1936 to 1939 more than a thousand shaking-table tests of all kinds were made in connection with vibration programs. This emphasizes again, the importance of quantitative analysis in this newer phase of seismological research.

In concluding this paper I would like most of all to leave behind the feeling that the seismologist has, lying before him, an almost unexplored field in the quantitative analysis of seismograms. While such a line of research is admittedly of time-consuming character it is not an impossible task nor even an impractical one as may be supposed by many. In this paper there may be some disappointment in the lack of facts and figures to justify the title and one may wonder what has been added toward the solution of the problem. The fact is, that some of the analytical work is still incomplete and, moreover, this is not believed to be the time or place to dwell too much on detailed technical discussions. The fact of broad import is that we have certain important controversial geophysical problems to solve and slow but steady progress is being made along a line which has heretofore been given only very limited attention. I feel quite certain that when the projects now in progress are completed we shall have moved a decided step forward in placing an admittedly questionable type of research on a more practical basis.

U. S. Coast and Geodetic Survey, Washington, D. C., U. S. A., September 9, 1939.

DEUX ÉTAPES DANS L'HISTOIRE DE LA TERRE

PAR E. ODDONE.

Les physiciens sont à peu près unanimement d'accord pour diviser la Terre en un noyau central, un manteau et quelques enveloppes superficielles. Cette division est confirmée par maintes argumentations, entre autres par la façon dont varie la densité dans l'intérieur de la Terre selon les plus récentes données de la Séismologie.

La courbe discontinue *B* dans l'esquisse qui accompagne cette note et qui montre d'après le Prof. K. E. Bullen¹ les valeurs des densités en fonction des distances à la surface terrestre, est caractérisée par trois échelons aux profondeurs de 42, 481 et 2.900 km. Cette particularité se retrouve dans la courbe conforme, relation entre les densités et les pressions, courbe pleine d'intérêt par le fait qu'elle donne des éclaircissements sur les substances qui constituent le noyau et les enveloppes qui l'entourent. Le Prof. Bullen a extrapolé le trait qui est relatif aux densités du noyau et ayant obtenu à la pression ordinaire le chiffre 7, il y voit la confirmation que le noyau est formé de fer et que ses variations de densité sont dues au poids. La même méthode appliquée au manteau montre que sa substance à la pression ordinaire aurait la densité de 3,93 correspondant à un silicate du type olivine (3,5) dont la densité serait accrue par un peu de fer sporadique. Les autres enveloppes plus près de la surface ont respectivement une constitution voisine de celle de la péridotite, des roches ultra-basiques, du basalte et du granit, roches de moins en moins riches en fer.

C'est sur cette conception d'un noyau tout de fer et d'enveloppes de silicates plus ou moins parsemés de fer sporadique, que cette note est basée. Je me suis proposé de comparer la distribution en profondeur des densités selon M. Bullen avec les distributions classiques d'après MM. Legendre et Roche, exprimées analytiquement par les formules :

$$d = K \frac{\sin mx}{x} \quad \text{et} \quad d' = d_0 (1 - ax^2)$$

et représentées par les courbes désignées *L* et *R* sur la figure. Ces courbes sont continues et il en est de même de la courbe *H* qui, selon M. Helmert, obéit à l'expression² :

$$d'' = d_0' (1 - \alpha x^2 + \beta x^4)$$

1. K. E. BULLEN. Note on the Density and Pressure Inside the Earth. *Transaction of the Royal Society of New Zealand*, Vol. 67, 1937.

2. $K = 4.426$; $m = 141^{\circ}40',5$; $d_0 = 10,10$; $d_0' = 11,30$; $a = 0,764$; $\alpha = 1,04$; $\beta = 0,275$; x distance du centre en fraction du rayon équatorial de l'ellipsoïde de révolution que l'on suppose égale à un.

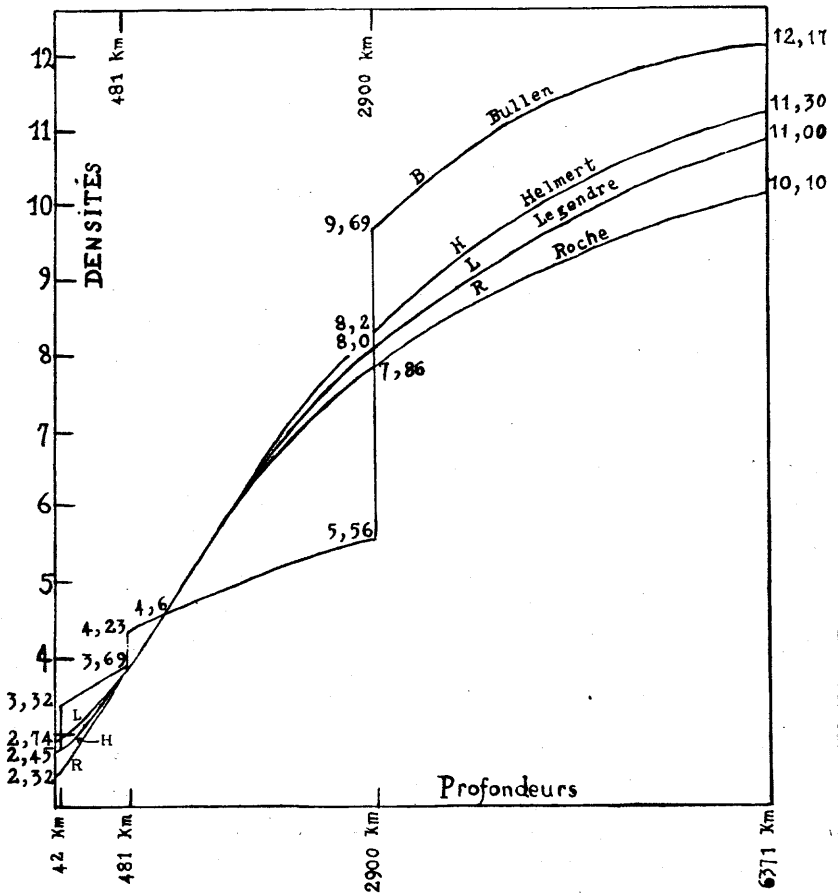


Fig. 1.

Variation de la densité avec la profondeur.

Les trois formules furent établies en admettant que la variation de densité avec la profondeur est due au poids, c'est-à-dire à la compression propre d'un mélange presque homogène¹.

Je veux faire une hypothèse, supposer que les distributions de MM. Legendre, Roche et Helmert, aient été réelles à une époque très reculée dans l'histoire du globe, et supposer encore que le mélange planétaire initial fut un ensemble de silicates dans lequel le fer météorique était noyé.

Le but de cette note est alors de répondre à la question : est-il raisonnable de croire que dans l'intervalle qui s'est écoulé entre les deux étapes, la primordiale et la présente, il y ait eu dans la distri-

1. Le manque d'accord entre les courbes *L*, *R* et *H* dépend surtout de l'indécision à propos des constantes.

bution des densités les changements que réclame le passage de l'une des distributions Legendre-Roche-Helmert à celle tout à fait récente de M. Bullen?

J'observe que les trois courbes L , R et H coupent une première fois le tracé B en un point dont les coordonnées sont : distance 1.000 km., densité 4,6 ; et une seconde fois en trois points ayant la même abscisse de 2.900 km., mais trois ordonnées différentes (densités 8,2, 8,0 et 7,86). Cela indique que dans les couches superficielles et dans le noyau les densités actuelles sont supérieures aux densités correspondantes d'autrefois ; et que dans le manteau ce sont au contraire les densités d'autrefois qui sont supérieures aux densités actuelles. Il en résulte que le manteau, dans l'intervalle de temps que séparent les deux étapes, aurait perdu de sa masse au profit du noyau et des enveloppes superficielles.

Ayant dit que la matière était un mélange de corps à diverses densités, la descente du fer vers le noyau est tout à fait conforme aux lois de l'équilibre hydrostatique. La surface discontinue à 2.900 km. indique la limite supérieure de la sédimentation du fer.

La montée des substances lourdes du manteau vers les couches superficielles ne peut s'expliquer que par l'action plutonique. En petit le volcanisme nous en fournit des exemples : savoir l'*expansion* des basaltes lourds à travers les couches sédimentaires plus légères. Il faut imaginer le même processus se déroulant en grand et à des profondeurs bien plus fortes ; il faut y ajouter l'apport vers la surface des minerais pesants que la sublimation a enlevés au manteau et déposés dans les filons, ou associés aux silicates et aux basaltes. Nous en parlerons à la fin de cette note.

Pour que ces échanges soient acceptables dans une Terre qui n'a pas sensiblement changé de masse, la condition essentielle est que la matière perdue par le manteau se retrouve dans le noyau et dans les couches superficielles, en d'autres termes que gains et pertes soient égaux.

Dans le but d'essayer cette vérification j'ai décomposé les trois zones : surface, manteau et noyau, en un certain nombre d'enveloppes concentriques élémentaires auxquelles j'ai donné l'épaisseur de 200 km. ; et fait la sommation des produits de leurs volumes respectifs par la différence algébrique des densités $(d \pm \delta)$, $(d' \pm \delta)$ et $(d'' \pm \delta)$, les d , d' , d'' étant lues sur chacune des courbes continues L , R et H et les δ sur le tracé B .

Voici quelques détails :

Comparaison entre la courbe de M. Legendre et le tracé de M. Bullen.
Gain dans les premiers mille km. :

$$4/3 \pi \sum_{r=5371}^{6371} 3r^2 dr (d - \delta) = + 18,0 \times 10^{19} \text{ ton.}$$

Gain dans le noyau :

$$800 \pi \sum_{r=3450}^{\text{zéro}} r^2 (d - \delta) = + 29 \times 10^{19} \quad »$$

Perte dans le manteau :

$$800 \pi \sum_{r=5371}^{r=3451} r^2 (\delta - d) = -58 \times 10^{19} \quad »$$

Gain total $+47,0 \times 10^{19}$ Perte $-58,0 \times 10^{19}$.

Comparaison entre la courbe de M. Roche et le tracé de M. Bullen.

Gain dans les premiers mille km. :

$$4/3 \pi \sum_{r=6371}^{r=5371} 3 r^2 dr (d' - \delta) = +20,1 \times 10^{19} \text{ ton.}$$

Gain dans le noyau :

$$800 \pi \sum_{r=3450}^{r=\text{zéro}} r^2 (d' - \delta) = +38,2 \times 10^{19} \quad »$$

Perte dans le manteau :

$$800 \pi \sum_{r=5371}^{r=3451} r^2 (\delta - d') = -57,5 \times 10^{19} \quad »$$

Gain total $+58,3 \times 10^{19}$ Perte $-57,5 \times 10^{19}$.

Comparaison entre la courbe de M. Helmert et le tracé de M. Bullen.

Gain dans les premiers mille km. :

$$4/3 \pi \sum_{r=6371}^{r=5371} 3 r^2 dr (d'' - \delta) = +18 \times 10^{19} \text{ ton.}$$

Gain dans le noyau :

$$800 \pi \sum_{r=3450}^{r=\text{zéro}} r^2 (d'' - \delta) = +25 \times 10^{19} \quad »$$

Perte dans le manteau :

$$800 \pi \sum_{r=5371}^{r=3451} r^2 (\delta - d'') = -63,3 \times 10^{19} \quad »$$

Gain total $+43,0 \times 10^{19}$ Perte $-63,3 \times 10^{19}$. (1)

La balance de ces comptes n'existe que dans le seul système de M. Roche. Les systèmes de M. Legendre et de M. Helmert ne confirment pas la conception des échanges ; ils n'ont pas de liaison avec la distribution actuelle de M. Bullen.

Cela signifie que la distribution des densités, selon la formule de M. E. Roche :

$$d' = d_0 (1 - ax^2)$$

est celle que l'on doit accepter de préférence comme la loi initiale lors de la formation de la Terre. Si l'hypothèse trouve confirmation, la distribution de M. Roche constitue la première étape, la première colonne milliaire, le *milliarium aureum*, dans le déroulement de l'histoire du Globe. La seconde étape est la présente, car nous ne saurions en voir d'intermédiaires.

Ma note est finie, sauf à y ajouter les brèves considérations suivantes :

1. La masse du Globe est toujours de 607.10^{19} ton. ; celle des premiers mille km. est maintenant de 179 t., celle du manteau 242, celle du noyau 186.10^{19} ton.

Dans les environs de mille km. de profondeur existe une zone qui depuis les temps géologiques les plus reculés aurait maintenu constante sa densité à 4,6. Au-dessus les couches se sont appesanties et au-dessous elles se sont allégées. Cette constance de la densité implique une constance dans la température. D'autre part, l'expansion des matières lourdes au-dessus de cette zone dit qu'un foyer aura dû exister à ces profondeurs, foyer qui probablement a été la « forge » des minerais enfouis dans les entrailles de la terre. Il peut être encore la cause des tremblements de terre dont la profondeur focale arrive jusqu'à 700 km.

Comme confirmation de l'excès de matière lourde que l'on trouve au-dessus des mille km. de profondeur, M. Bullen¹ explique que cette hypothèse se trouve d'accord avec l'intéressant résultat formulé par MM. Chapman, Price et Lahiri, à savoir que la conductibilité électrique de la terre éprouve vers les 700 km. une forte augmentation.

J'ai calculé avec les données de M. Bullen, par la formule :

$$C = \frac{\Delta d}{d} \frac{1}{\Delta P},$$

le coefficient de compressibilité cubique dans l'intérieur de la terre. A mesure que la pression s'élève, il décroît et passe de $100 \cdot 10^{-14}$ à la surface terrestre, à 34 à la surface du manteau, à 13 à la surface du noyau et à 6×10^{-14} près du centre. A la pression ordinaire sa valeur se range près de celle que l'expérience assigne à la péridotite (112×10^{-14} selon Zisman). La marche du volume en fonction de la pression est parabolique et ne change pas brusquement au passage des surfaces discontinues : leurs branches se raccordent passablement ; ce qui prouve que les propriétés élastiques du fer et des silicates sont assez semblables.

Nous avons vu que la densité du fer, égale à 7 à la surface terrestre, atteint au centre, sous la pression de trois millions et demi d'atmosphères la valeur de 12,17. J'attends de savoir si les nouvelles vues sur les atomes, molécules et leurs constituants nucléaires et les électrons confirment qu'1 cm³ de fer diminue son volume de 1 à 0,575, que le côté passe de 1 à 0,83 et que la distance des atomes d'une même molécule se réduit par exemple de 2 unités Angström à $1,7 \times 10^{-6}$ cm.

Rome, Torrespaccata, Mars 1939.

1. K. E. BULLEN. Composition of the Earth at a depth of 500-700 km. Nature. Vol. 142, p. 671, 1938.

RECORDING WITH BENIOFF INSTRUMENTS AT PASADENA

BY C. F. RICHTER.

Electromagnetic pendulum seismographs of the type designed by Dr. Benioff (1), (2) have now been in routine service at Pasadena for more than eight years. Several other seismological stations have commenced recording with Benioff seismographs, and still other installations are projected. The present paper is intended as a summary of experience at Pasadena with these instruments, as an account of the methods which have proved useful for interpreting their seismograms, and as a preliminary guide for the convenience of those who may be about to commence work with them.

For details of construction the reader is referred to the papers by Dr. Benioff. However, it will be well to emphasize that all Benioff pendulum seismographs now in service are primarily short-period instruments, the sensitive element being a pendulum with a period of about one second. Response to long periods is obtained by coupling with a long-period galvanometer ; those now in routine use at Pasadena have periods of 100 seconds. Such a combination is more stable than a purely mechanical pendulum system of long period, and the recording of even the longest period surface waves is very satisfactory. We owe this possibility to the high efficiency of the transducer, which converts the mechanical oscillations of the pendulum into varying electric current by altering the air gap between the poles and armature of a magnet. Very recently Dr. Benioff has developed a seismometer in which the recording current is generated, as in most other electromagnetic seismographs, by the motion of a coil in a fixed magnetic field. He has succeeded in reaching an efficiency at least as high as that obtained with the variable air gap.

The Benioff instrument was originally developed in response to the need for a short-period vertical-component instrument of high magnification, to be used in the study of local earthquakes. It was supposed that for the study of teleseisms a long-period vertical instrument would be required, and much importance was attached to the possibility of obtaining records of long-period characteristics by combination with a long-period galvanometer. Subsequent experience has considerably modified these opinions.

From published papers, from inquiries received at Pasadena, and from the use made of Benioff installations elsewhere, it is apparent that the notion still persists that the short-period combination is chiefly useful for the study of local earthquakes, and that teleseismic work is primarily dependent on the long-period instrument. While there is a foundation of fact in this, experience at Pasadena tends to throw all the emphasis in the opposite direction. Our primary

instrument, for teleseisms as well as for local earthquakes, is the short-period instrument in the vertical component.

The local earthquake program in Southern California depends for its completeness on the magnification which is available at the several stations. With the Benioff instruments, the limit on this magnification is not instrumental in origin, but is set by the level of the continuous disturbance at each station. At the station of the U. S. Coast and Geodetic Survey at Tucson, Arizona, it is possible to operate the Benioff instrument installed there at nearly its maximum response; but this is not the case at the California stations, where raising the response level of the instrument only brings out the background disturbance, resulting in an unsteady recording line which makes accurate reading laborious. Higher magnification can be used at Mount Wilson and Riverside than at Pasadena; but lower magnification is required at the four remaining stations of our group. Occasional work with a portable instrument has shown the great importance of the character of the ground. Granitic rock or old sedimentary rock provide a very much more stable foundation than Tertiary or later sediments. Alluvial or beach deposits are probably the least satisfactory of all foundations; for then not only are minor disturbances due to traffic, weather, and miscellaneous causes, unduly large, but the actual seismic motion is distorted by irregular vibratory response of the ground. Amplitudes of earth waves are often larger on such ground than on rock; but any gain from this source is more than counterbalanced by loss in clearness and legibility of the seismograms.

As an example showing the number of earthquakes with which a program of this type must deal, we may take the totals for the two months of July and August, 1938. During these two months a total of 494 probably seismic disturbances were recognized on the seismograms of the seven Southern California stations. Of these 170 were teleseisms. 247 others were very small local disturbances, either too small or too distant for accurate investigation; some of these may be artificial. Of the 77 remaining, 50 could be located with sufficient precision for inclusion in the monthly reports. Finally, of the 50 located shocks 13 were of magnitude less than 3 on the scale used at Pasadena; shocks so small as this can be located only when very favorably situated. Regularly, between 200 and 250 shocks of magnitude 3 or over are observed in the Southern California area each year.

The first step in routine work with local shocks is to examine the seismogram of the short-period Benioff vertical instrument at Pasadena. This instrument has a pendulum period of 1.0 sec. and a galvanometer period of 0.23 sec. The effective magnification for periods in the range from 0.2 to 1.0 sec., which are the most frequent periods in local shocks, is of the order of fifty thousand. Experience shows that shocks in the local region, which are not found on careful inspection of this seismogram, are nearly always too small to be located accurately. The times of the *P* group of phases are usually taken from this record. Shocks within 100 km. are usually recorded

with a clear $\bar{P}$; for more distant shocks the first phase found may be P_n , $\bar{P}$, or one of the several intermediate phases — P_m , P_y , etc. — which in this region correspond to the P^* observed in Europe. The true P_n is rarely observed in small shocks; and even shocks which are large enough to cause damage — magnitude 4.5 and over — often record with very small P_n , although the following waves of the P group may be large. Largely for this reason, the instruments are adjusted to give high magnification for periods of the order of one second, such as are characteristic of P_n (the other P phases usually show periods of the order of 0.2 second). This adjustment happens also to be very favorable for work with teleseisms.

For Pasadena, the readings of the S group of waves are taken from a wide variety of horizontal-component records. For the smaller shocks, the Benioff short-period horizontals, with their high magnification of about 50,000, are used. Larger shocks are more legibly recorded by the Wood-Anderson short-period torsion seismometers (magnification about 2800). Useful details are often provided by the long-period instruments, both Benioff and torsion, which are primarily intended for registering teleseisms. At the other Southern California stations only short-period torsion instruments are available in the horizontal components.

An important complication in local shocks is the occurrence of a large wave with the appearance of S , between P and the true S group. This wave is that designated G by Gutenberg (3); it has no connection with the wave observed in teleseisms which is now denoted by G , and which is a large long-period wave of high velocity, of the Love type. This phenomenon makes additional circumspection necessary in using observed times of S for locating epicenters. In routine work, the recorded S — P intervals are used as a guide to the approximate epicenter; epicenter and origin time are then adjusted to suit the observed times of P , and S and other recorded phases are then used as a check. Finally, a magnitude is assigned, and the data are entered in the monthly report.

Shock magnitudes are assigned on a scale worked out at Pasadena by the writer (4). The magnitude of a shock is derived from its amplitude as recorded by the standard torsion seismometer at a distance of 100 km. At this distance, the magnitude is 3 units greater than the common logarithm of the trace amplitude expressed in millimeters. The amplitude at any other distance is reduced to that at 100 km. by the use of appropriate tables, and the magnitude calculated from this reduced amplitude. The calculated magnitudes from the data of several stations are usually in satisfactory agreement.

The term «magnitude» is strongly recommended for use as designating a measure of the shock as a whole, in distinction from «intensity», which properly refers only to the particular effects of shaking at a given point. Shocks have often been compared in terms of their epicentral intensity, observed or estimated; but this may be seriously affected by the character of the ground, and the seismometric method, though crude, is preferable to it. In Southern California, magnitudes can usually be assigned with confidence to

half a unit. Since locally observed magnitudes range from 0 to 7.5, this gives not less than 15 distinguishable scale numbers.

The wide range in observed shock amplitudes indicated by these numbers emphasizes the necessity of operating with instruments of several magnifications. At Pasadena, four or five levels of magnification are available, the lowest being that of a pair of strong-motion torsion instruments with static magnification of 4.

With photographic recording, the larger local shocks frequently give imperfect records on the more sensitive instruments; the motion is too large and fast to expose the photographic paper, and the record is illegible except for the time of arrival of the first wave. This has been compensated in part by the operation of a relay circuit, controlled by one of the recording pendulums, which cuts a shunt into the lamp circuit when seismic motion surpasses a certain limit. The lamps are then brightened, and the effect of underexposure partly removed. This is satisfactory for instruments with the magnification of the torsion seismometers. For the sensitive Benioff instruments it is impossible to make the lamp relay sufficiently delicate without having it accidentally fired at inconveniently frequent intervals; moreover, the large amplitudes recorded for strong shocks make the seismograms illegible or nearly so.

All drums for the short-period instruments recorded with a paper speed of 60 mm./min. A lower speed for these records would be undesirable, as readings must be made to one-tenth of a second. (Dr. Benioff has lately developed an instrument which records on standard moving-picture film. The records have then to be measured under a traveling microscope, or examined in a projecting apparatus which magnifies them to convenient size. This development is very promising at present, but has not yet been applied in routine use, so that a detailed report on its possibilities would be premature.) Long-period instruments at Pasadena record with paper speeds of 30 and 15 mm./minute.

In addition to local earthquakes, major blasting operations are frequently recorded. It is not easy to distinguish the record of a blast by its appearance, although the longitudinal waves are generally much larger compared to the transverse group than is usual for natural earthquakes. Where blasting goes on continually, as in quarrying, road work, or construction work, the repetition of disturbances at about the same hour on different days usually leads to an identification. Even large blasts write records barely comparable with those of small earthquakes; when they have been mistaken for earthquakes, the assigned magnitudes have never exceeded 2.5 of our scale.

At present, readings for local shocks are published in detail only when these shocks appear likely to be recorded at a considerable distance. While readings are generally made to 0.1 second, the Pasadena bulletin reports times only to one second. For shocks in the local area which can be placed accurately from the data of our seven stations, a monthly report is issued giving the determined epicenter, origin time, and magnitude, but not the individual readings. For

the large number of unlocated small local disturbances no report is issued. We shall be glad to modify our procedure if it is the general opinion that such modification is desirable. It is clear that no report on the earthquakes of an active area can ever be complete, but there is much room for discussion as to what degree of completeness should be attempted in a report intended for general circulation.

We may turn now to consider the registration of teleseisms. The importance of a short-period vertical instrument for this purpose resides principally in the accurate determination of the time of arrival of the first seismic motion, either P or P' . The earliest P wave frequently has a period of between one and two seconds, and is accordingly highly magnified by the Benioff instruments. This is especially striking for the important deep-focus earthquakes; the P phase of such a shock often stands out as a sharp «kick» on the short-period vertical seismogram. However, longer periods occasionally dominate in P , particularly in earthquakes at normal depth, so that the long-period vertical instrument is a valuable adjunct.

Difficult problems often arise in attempting to decide whether the initial recorded motion is a compression or a dilatation (motion of the ground upward or downward). Even for a large shock, a seismogram which at first appears to commence with a sharp compression may show a gradual preceding dilatation when closely inspected. Comparison of long-period with short-period instruments in such cases often leaves the question unsettled, the indications being opposite even when all possible explanations are considered. However, there is a considerable group of shocks for which the indications of all instruments at Pasadena, horizontal as well as vertical, are consistent; for these, compression and dilatation are reported in the station bulletin. The higher magnification available at Mt. Wilson and Riverside often settles the character of an initial motion which was doubtful at Pasadena. Comparison with the still more highly magnified seismograms written at Tucson also is helpful, though it can never be assumed without further investigation that initial motion is of the same character at Tucson as at Pasadena.

The Benioff vertical instruments are of critical importance in reading times of P' , owing to the characteristic short-period and high angle of emergence. Since recent investigations have revealed previously unsuspected complexities in P' , the detailed information given by these seismograms is of the greatest value. The superiority of the Benioff instrument reaches its extreme in recording P'' ; this provisional notation refers to that branch of P' which is observed at distances shorter than that of the principal focus, extending from 142° back to about 110° (5). Here the angle of incidence at the surface is very small (about 15°), and the periods are generally shorter than those of any other wave observed in teleseisms, being of the order of one second or even less. These seismograms have been of critical importance in establishing that P'' cannot be a diffracted wave, as formerly assumed, but must be due to refraction within the core.

The same instruments usually give the best readings for pP , which is the most important datum for determining depth and origin time of the deep-focus shocks in which it is observed. However, caution is essential in identifying pP , particularly when the phase is not large and sharp. In certain shocks sP is much clearer than pP ; and at certain distances, particularly in deep-focus shocks, PcP is so very large and sharp that it is easily mistaken for pP . In shocks near normal depth there is also a good deal of appearance of multiplicity in the P group, so that pP shortly after P is always open to question.

The identification of deep-focus shocks as such is one of the most important problems in routine work, and is not easy to handle satisfactorily. A conspicuous, sharp P in the vertical component, with very much smaller amplitudes in the horizontal components, is the circumstance which first attracts attention; though such a seismogram may indicate a normal shock at great distance, the supposed P being P' or P'' . Absence or comparative smallness of recorded surface waves is a criterion which is easy to apply, and is much in use. It fails conspicuously in certain regions and along certain paths, where apparently the surface waves are broken up among complicated crustal structures, so that shocks will frequently be reported as deep where all the evidence of travel times, surface waves at other stations, etc., points to a depth at the normal level or only slightly greater. The most troublesome shocks are those in the upper part of the intermediate range, at depths from 50 to about 150 km. Apparently, large shocks in this range may show such a complexity and such large amplitudes in the surface waves that they are taken for normal; while small shocks may show a large P and no surface waves at all, so that they are naturally listed as deep.

The occurrence of pP , and of the other phases of similar type, is better evidence for depth — but, because of possible misidentifications, it is not alone sufficient. Only in the larger shocks, where all the indications are in reasonable agreement, and where such phases as S , $P'P'$, $PKKP$, etc., can be identified and used to support the determination, it is possible to be positive as to depth from the seismograms of one station. However, the practice of qualifying all but the smallest recorded shocks as «deep» or «normal», with question if need be, has merit as indicating the appearance of the seismogram, and calling attention to possibly deep shocks which otherwise might escape special attention.

The group of phases $P'P'$, $SKPP'$, $P'P'P'$ were first identified from the Benioff records. Generally these are legible only in the vertical component; however, $P'P'$ is occasionally so large as to be clearly measurable in the horizontal component. Examples of this are accumulating, as $P'P'$ is occasionally recognized at most of the principal stations of the world. Especially in the vertical component, apparent aftershocks following the main shock by about 30 and 45 minutes are always to be suspected as $P'P'$ and $P'P'P'$. However, caution is required in making such identifications. Readings

have been published for $P'P'$ which do not fit the established travel times (which are easily calculated from those of P'), with the known distance and depth of the shock being reported on. Late readings are of course frequent, as $P'P'$ is often a complicated and indefinite phase, and the observations may refer to $P_2'P_2'$ or $\phi P'P'$. Further, many strong shocks are accompanied by long series of small aftershocks, the P phases of which are recorded on the Benioff instruments, or other instruments of similar characteristics, at surprisingly large distances. To select a suspected $P'P'$ from among such a group of aftershocks is a difficult and doubtful procedure; it may, however, be possible to identify $P'P'$ by its slightly longer period, or by the progression of travel times between neighboring stations (since the travel time of $P'P'$ decreases with increasing distance). Occasionally $SKPP'$ is large while $P'P'$ is small or absent; this occurs especially at distances just beyond 75° . In earlier papers it was remarked that $P'P'$ had not been observed beyond 91° ; however, we now have several instances at distances between 110° and 120° , which of course are referable to $P''P''$. It should be noted that $P'P'P'$, while fairly frequent in deep shocks, is very rare with normal focal depth. The only reasonably certain instance to the contrary, known to the writer, is that of the Central American earthquake of Sept. 1, 1938. On that occasion both Stuttgart and Strasbourg reported $P'P'$ and $P'P'P'$ as aftershocks in their preliminary bulletins.

$PKKP$ and $SKKP$ have characteristics very similar to those of $P'P'$ and $SKPP'$. They appear only as rather small, short-period waves in the vertical component, with occasional small registration in the horizontal components. Particular care is required to separate them from such waves as PS , etc. Between 110° and 120° PS and PPS occur near the time of $PKKP$; but these phases are comparatively large, of much longer period, and usually better recorded on the horizontal-component seismograms. $PKKP$, especially near its focus, usually has a fairly definite beginning. In deep-focus shocks $\phi PKKP$ is usefully recorded. $SKKP$, on the other hand, is not so definite a phase, although in certain shocks, particularly when the focus is deep, it may be found as a sharp wave about 4 minutes after $PKKP$. The combination $PKKP$ and $SKKP$ then has a deceptive similarity to that of P' and SKP , which are separated by about the same interval, and gives the impression of an aftershock.

PcP is not often observed, except at certain distances. It is rather commonly registered at distances near 80° ; here, however, it follows P by so short an interval as to be confused with multiplicity in normal shocks. As mentioned, it is a source of error in working with deep-focus shocks, being taken for ϕP . At distances near 33° (which is that of a large group of Central American shocks from Pasadena) PcP , ScP , PP , and ScS are all strong, giving the seismograms a very complicated appearance. ScP here precedes S , and is sometimes mistaken for it.

The ScS here referred to is recorded much more clearly in the horizontal components than in the vertical component. This phase is one of the few which are important in determining the elements

of a shock (in this case, particularly the depth) and which are best read from horizontal instruments. *S* itself is such a phase; in most instances it is better recorded on the long-period instruments. Indeed, if were desired to equip a station with the minimum number of instruments for work with teleseisms, the choice probably should fall on a short-period vertical instrument and one or two long-period horizontal instruments.

The difficulty in the interpretation of seismograms at distances from 85° to 100° , owing to the occurrence of *SKS*, *S*, and *PS* close together, is now well known. With long-period instruments available in all three components, and when the general direction of the epicenter is known, *SKS* can often be distinguished from *S* by a study of the polarization of the recorded vibrations; but the whole group of waves is often so indefinite, complicated, and liable to confusion with microseisms, that this procedure often fails. At Pasadena many of the important Pacific shocks are in this range of distance, and consequently much difficulty is experienced in routine work from this cause. Shocks between 100° and 110° , in the early part of the shadow zone of *P*, are also difficult to work with because of the paucity of clear phases. At about 110° *P''* begins to be well recorded, *PKKP* can usually be identified, and even *P'P'* may be found, so that serious difficulties in determining distance, at least for the larger shocks, terminate at about this point. For normal earthquakes, the long-period instruments record the beginning of the surface waves and the time of maximum motion, which are useful rough data for determining the general order of distance, and avoiding such errors as mistaking *PP* and *PS* near 120° for *P* and *S*. For deep shocks, this criterion fails, and leaves the way open to errors which can only be averted with experience. The writer has been guilty of several absurd misinterpretations of the seismograms of deep shocks at large distances.

To sum up: vertical instruments supply most of the data required for work with teleseisms. Horizontal instruments, however, are desirable for recording surface waves, and indispensable for such important phases as *S*, *ScS*, and *SKP*.

With the Benioff instruments the number of distant earthquakes recorded is surprisingly large. This is especially true including the small motions that consist of a single *P* or *P'* wave with no *S* or surface waves. Many of these are cases of deep focus; but some of them certainly are not, and in the Pasadena reports such earthquakes are no longer qualified as deep unless there is other evidence. Especially when short-period microseisms are present, the identification of such shocks on the records, and their separation from artificial disturbances, calls for very careful examination. At Pasadena we are fortunate in having seismograms from Mt. Wilson and Riverside for comparison; any disturbance which is recorded at one station only is questionably seismic. Before issuing a final report, seismograms written at Tucson, which are regularly lent to us by courtesy of the U. S. Coast and Geodetic Survey, are also compared. Amplitudes of nearly all teleseisms are larger on these records than at

Pasadena, Mount Wilson, and Riverside; exceptions occur chiefly when the California stations are near 101° , while Tucson lies in the shadow zone of P , or for shocks about 80° to 90° when the California stations lie at one of the distances when P is particularly large.

The Pasadena bulletin includes readings for all recorded teleseisms, even those with the smallest recorded amplitudes. In nearly all cases a time can be given for P or P' , and this is always the most important datum for a given shock. In many instances such a tiny impulse proves to belong to an important shock in Europe, South America, or Japan. Many comparatively small shocks in the region of Samoa and the Tonga Islands are registered; of these not a few are reported only by Apia and Pasadena.

Many striking cases occur, in which shocks for which at least the P or P' phase is well registered at Pasadena, with trace amplitudes of several millimeters, nevertheless are reported by very few other stations. Thus on Feb. 26, 1938, at 07 h, a shock occurred near Batavia. Readings of phases for this shock have been reported, so far as the writer is aware, only from Batavia, Malabar, Pasadena, Tucson, Fordham, Cape Girardeau, Baku and Pulkovo. The shock was recorded at Medan, without time marks. A few other stations report «tremors» in this hour. Yet the trace amplitudes on the short-period Benioff vertical seismogram at Pasadena are 2 mm. for P'' and 4 mm. for SKP , both being sharp impulses. A more striking case is that of October 21, 1938, at 06 h. The data thus far available are so incomplete that any interpretation is doubtful; but the epicenter appears to be near Vladivostok (as suggested by Nagoya), with a depth of 550 km. The readings for stations of the USSR, which are not yet available, will probably remove all uncertainties; but it is extraordinary that so large a shock has been reported at very few stations. At Pasadena the recorded amplitudes are 15 mm. for P and 6 mm. for ϕP . No S or surface wave is recorded. Readings thus far have been received only for the following stations: Hong Kong, Helwan, Ksara, Weston, Matsuyama, Nagoya, and Averroës. The last-named station may have reported a shock in its vicinity, as none of the European stations has reported anything at this time. Bulletins have been received for Manila, Hukuoka, Kôti, Zinsen, and Taihoku, none of which reports this shock.

To show how extraordinary this lack of data is, it should be noted that the recorded amplitude of P at Pasadena is larger than for shocks such as that on Sept. 7, 1938, at 13 h. The latter originated in the Solomon Islands at a depth of about 160 km. Its distance from Pasadena is not so much greater than that of October 21 that the recorded amplitude would indicate much greater energy; yet it was reported in some detail from most of the active stations of the world, and data sufficient to determine epicenter, depth, and origin time were available at Pasadena before the end of the year. The writer suspects that the earthquake of October 21, and others like it, belong to a comparatively small class in which the originating displacement is nearly non-distortional (no shear, no generation of large transverse waves) and characterised by shorter periods than usual. Such

shocks should be clearly registered only at short distances or by short-period instruments.

Examples such as these show that it is still possible for important shocks to be inadequately reported. Especially where high-magnification vertical instruments are not available, what appears to be a small local disturbance may turn out to be P or P' from a large deep-focus earthquake. This requires much more careful searching of the seismograms than was customary when all shocks were supposed to be normal, and were selected for measurement by the appearance of surface waves. There is, of course, the opposite danger that near-by earthquakes, or accidental disturbances of the instruments in the station, will be reported as distant shocks. Collation of reports from all stations, as carried out for the International Summary, will eventually eliminate most such errors. Where it is not possible to compare the original seismograms for several stations (as is done at Pasadena), the remedy for the future appears to lie in the circulation of preliminary bulletins within a few weeks of the date of registration, followed after a longer time by revised and enlarged reports in which the data of other stations have been considered. The bulletins issued from the office of the International Union at Strasbourg are of the greatest assistance for this purpose, as they combine and correlate the data of a large group of stations. Final station bulletins can be based on such information as this, and such final bulletins will be adequate for the purposes of the International Summary.

Microseisms of various types constitute one of the major routine problems at every seismological station. There are great local differences; the following account applies only to Pasadena, to its auxiliary stations, and with reservations to Tucson. At all these stations the typical microseisms of period 6 to 8 seconds are rather exceptionally small. During stormy weather on the northern Pacific coast these microseisms are often large enough to interfere with registration by the long-period instruments; they are particularly confusing when reading the S group of phases. The short-period instruments, especially in the vertical component, are little affected, and routine reading of P for teleseisms and local shocks goes on as usual. Very much more trouble is caused by microseisms with periods of one or two seconds, which often accompany local storms. Fairly regular disturbances of this sort are common when rain is falling at or near the station; very irregular short-period microseisms occur during high winds. These shorter-period disturbances make the reading of P for small shocks nearly impossible. Fortunately, it is not often that more than one or two stations are seriously affected by them during a given hour.

La Jolla, which is very near the seacoast, often is badly disturbed by local surf; the same effect occurs at Santa Barbara, but less seriously. Traffic disturbance is not serious at any of these stations, except at Tinemaha, which is close to a small railroad, and consequently shows large disturbances four or five times daily. At Pasadena, which is founded on granitic rock, trucks and other traffic

on streets near the laboratory disturb the instruments only very slightly. A small machine shop is operated in the laboratory building without noticeably raising the general level of disturbance. On the other hand, some of the other stations have been seriously disturbed by the operation of near-by pumping-machinery. In general, on granitic foundation artificial sources of disturbance must be very near the instruments to produce a significant effect; but if the foundation is not so good, the disturbance from all causes is much higher.

The writer is indebted to Dr. Benioff for various notes on the instruments.

REFERENCES.

1. BENIOFF, Hugo. A new vertical seismograph. Seismological Society of America, Bulletin, vol. 22, pp. 156-169, 1932.
2. BENIOFF, Hugo. A new electro-magnetic seismograph. Fifth Pacific Science Congress, Proceedings, pp. 2443-2450, 1933.
3. GUTENBERG, B. Travel time curves at small distances, and wave velocities in southern California, Gerlands Beitr. z. Geophysik, vol. 35, pp. 6-45, 1932.
4. RICHTER, C. F. An instrumental earthquake magnitude scale. Seismological Society of America, Bull. vol. 25, pp. 1-32, 1935.
5. GUTENBERG, B., and RICHTER, C. F. P' and the earth's core. Royal Astronomical Society, Monthly Notices, Geophysical Supplement, vol. 4, pp. 363-372.

Balch School of the Geological Sciences,
California Institute of Technology, Pasadena, California,
Contribution No. 280.
July 10, 1939.

SUR L'UTILISATION DU RÉSEAU DE PENDULES A GRANDE MASSE

PAR E. ROTHÉ.

Directeur de l'Institut de Physique du Globe
de Strasbourg.

C'est à Alfred de Quervain qu'est due l'initiative de l'installation d'un réseau de pendules à grande masse (1) et c'est lui qui demanda à l'auteur de cette note résumée de procéder aussi à la construction d'un instrument analogue à Strasbourg. L'idée de notre regretté collègue était de pouvoir inscrire et localiser les secousses nombreuses mais en général assez faibles qui sont en quelque sorte des réminiscences d'orogénie, des chocs hystérésiques. De telles détentes se produisent dans les Alpes, le Jura, les Vosges. Après la mort de l'éminent directeur du service séismologique suisse, ses successeurs eurent à cœur de continuer son œuvre. Il existe maintenant un véritable réseau de grands pendules (Zurich, Neuchâtel, Bâle, Coire, Sion)..

En Allemagne, il y a à Jena et à Göttingen deux pendules lourds de 15 et 17 tonnes.

Les essais en Suisse datent de 1922 à 25. C'est à cette époque que fut installé l'appareil de Strasbourg. De 1925 jusqu'à 35, il s'est écoulé suffisamment d'années pour que l'on puisse aujourd'hui rechercher si ces instruments ont rempli leur rôle géologique ou morphologique. Ont-ils satisfait aux désirs de de Quervain?

Entre 1922 et 1925, on inscrivit 147 séismes dont 82 échappèrent aux autres instruments et ne furent inscrits que par les 2 grands pendules. Mais je laisserai de côté cette période de préparation où les instruments forts éloignés ne pouvaient pas tout inscrire. La statistique remplira son rôle dans de meilleures conditions pour la période 1925-1935.

J'ai dressé un tableau dans lequel on peut lire pour chaque année les nombres des séismes inscrits seulement par les grands pendules et plus loin ceux que les grands pendules ont inscrit (l'un ou l'autre), mais que les appareils ordinaires d'autres stations voisines ont aussi inscrit dans d'assez bonnes conditions. Chacune de ces catégories est divisée en deux parties: séismes ressentis et non ressentis. Exemple numérique: en 1930, 37 séismes n'ont été inscrits que par les grands pendules, 11 seulement ont été ressentis, 26 ne l'ont pas été. Ces 26 n'auraient jamais été connus sans les grands pendules. La deuxième catégorie comprend les inscriptions par tous les instruments, grands pendules compris. En 1930, il y en eut 61 dont 4 ressentis et 57 non ressentis: le total des séismes est donc (ressentis ou non, inscrits par les grands pendules seuls ou par les autres) 98. La statistique indique 9 séismes ressentis sans inscription. Cette dernière catégorie est intéressante à envisager. Il apparaît clairement qu'à mesure qu'on se rapproche de 1935, c'est-à-dire que

le réseau se complète, le nombre diminue. Il est en effet évident que plus le réseau sera serré et plus les inscriptions seront fréquentes. Actuellement encore certaines détetes dans les montagnes peuvent avoir lieu sans que rien nous en avertisse, faute d'une station voisine.

En résumé, il y eut entre 1925 et 1935 110 séismes ressentis inscrits par les seuls gros pendules et 260 non ressentis, soit 370. Les stations à instruments quelconques munis de grands pendules ou non ont inscrit 88 ressentis et 492 non ressentis, soit 580. Le total est de 950. Il y eut 161 séismes dans la région Suisse—Alsace—Forêt-Noire qui échappèrent totalement aux appareils.

Année	Grands pendules seulement		Total	Autres instruments aussi			Total	Res- sentis non ins- crits
	Ressen- tis	Non ressentis		Ressen- tis	Non ressentis			
1925	9	6	15	2	26	28	43	15
1926	10	35	45	13	40	53	98	20
1927	13	32	45	8	55	63	108	29
1928	9	23	32	8	48	56	88	12
1929	13	44	57	11	74	85	142	20
1930	11	26	37	4	57	61	98	9
1931	8	23	31	8	37	45	76	2
1932	10	19	29	4	28	32	61	5
1933	11	18	29	15	42	57	86	5
1934	6	18	24	3	43	46	70	3
1935	10	16	26	12	42	54	80	5
	110	260	370	88	492	580	950	161

La répartition des foyers et leur fréquence constitue un des points les plus intéressants de l'étude : on trouve que la région de Sitten a subi 13 chocs inscrits par les grands pendules dont 8 ressentis, celle de Coire 12 dont 3 ressentis. Aux environs de Neuchâtel on en compte 28 dont 5 seulement ressentis.

C'est encore la région de Sitten qui se place en tête pour la fréquence des séismes ressentis non inscrits.

C'est là seulement un travail de statistique qui met en valeur les services rendus par l'organisation de Quervain. Il y a un intérêt bien plus considérable qu'il appartient à nos collègues suisses de faire apparaître. C'est de la comparaison entre les inscriptions de tous les grands pendules du réseau que résultera une étude plus complète que celle que A. Mohorovicic a jamais pu faire de sa théorie de propagation dans les couches voisines du sol.

MM. J. Lacoste, J. P. Rothé et leurs collaborateurs ont pu très souvent reconnaître sur les séismogrammes strasbourgeois quelques-unes des phases complexes indiquées par l'éminent séismologue de Zagreb. Nos collègues suisses ont en main tous les éléments pour nous donner les résultats de la propagation des ondes à foyer proche.

La statistique ci-dessus a été faite par un aide de l'auteur (M. Chingareff) en se servant des publications suivantes:

Annuaire du service sismologique suisse et de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg, bulletins de toutes les stations italiennes, annuaire de Zagreb, Stuttgart, Vienne, Belgrade, Hambourg, Uccle, Budapest, Graz, Potsdam. (Certaines de ces publications n'ont été que partiellement à notre disposition.) Il ne semble pas que les manquants soient susceptibles de modifier grandement les conclusions.

La station de Strasbourg a collaboré au travail général du réseau suisse. Je crois bon d'indiquer aussi dans le tableau ci-dessous le grand nombre de séismes ou de petits mouvements qui n'ont été inscrits que par le grand pendule strasbourgeois.

SÉISMES ET MOUVEMENTS INSCRITS PAR LE GRAND PENDULE DE STRASBOURG.

1926	III 25		11 h 47m 48 s	Traces.
	IV 11	<i>e</i>	7 34 36	Ressenti dans les Basses-Pyrénées.
		<i>F</i>	40	
	IV 15	<i>e</i>	20 34 35	
		<i>F</i>	36	
	V 2	<i>e</i>	3 07 30	
		<i>F</i>	08	
	V 20	<i>e</i>	4 11 22	
		<i>F</i>	14	
	V 21		9 37 50	Traces.
	V 31	<i>e</i>	13 06	
		<i>F</i>	09	
	VI 2	<i>e</i> (P?)	22 41 59	130?
		<i>F</i>	49	
	VII 1	<i>e</i>	17 26 21	
		<i>F</i>	28	
	IX 7	<i>e</i>	12 18	
		<i>F</i>	40	
	X 20	<i>e</i>	17 22	
		<i>F</i>	24	
	XI 20	<i>e</i> (P)	18 23 33	(560) Aucune autre indication.
		<i>F</i>	26	
	XII 5		15 48	Traces. Faible.
		<i>F</i>	50	
	XII 11	<i>e</i>	22 55	Faible.
		<i>F</i>	58	
	XII 12	<i>e</i>	5 36	Faible.
		<i>F</i>	38	
	XII 24	<i>e</i>	21 12	
		<i>F</i>	14	
	XII 27	<i>e</i>	7 53	
		<i>F</i>	56	
1927	I 6		21 15 (24)	Traces. Ressenti en Suisse (région de Fribourg).
		<i>F</i>	16	
	I 15		14 43 15	Traces.
	I 27	<i>e</i>	18 37 32	
		<i>F</i>	39	
	I 29	<i>e</i>	14 06	
		<i>F</i>	07	
	II 6		6 54—56	Traces. Faible.
	10	<i>e</i>	14 39	Faible.
		<i>F</i>	42	

1927	II 10	<i>e</i>	15	28		
		<i>F</i>		30		
	II 18	<i>e</i>	14	13		Très faible.
		<i>F</i>		14		
	V 10		3	57		Traces.
		<i>F</i>	4	00		
1928	VI 19	<i>e</i> (<i>P?</i>)	21	24	54	200. Région rhénane. Ressenti à
		<i>F</i>		26		Andernach près Coblenz.
	VI 30	<i>e</i>	23	36		
		<i>F</i>		38		
1929	Néant.					
1930	I 12	<i>e</i>	2	16		Local. $\Delta = ?$
	I 31		13	31	30	$\Delta? = 95$. Ressenti région du Feld-
						berg (Forêt-Noire).
	II 1	<i>e</i>	12	33	34	$\Delta?$ (pas marqué).
	III 21		0	13	29	Italie Ganeso di Bedonia 0 h 20 m
		<i>F</i>			41	ca. IV.
	VII 6	<i>e</i>	21	05		Réplique faiblement ressentie en
						Savoie.
	XI 2	<i>e</i>	5	43	46	Padoue <i>P</i> 5 h 25 m 40 s 150 km.
	XII 7	<i>e</i>	14	09	07	Local. Pas d'autre indication.
		<i>F</i>		12		
1931	VIII 19		7	29	27	Pas d'autres données.
		<i>F</i>		30		
	XII 18	<i>e</i>	21	03—05		Très faible.
1932	I 31	<i>e</i>	12	17	23	Séisme faible et proche.
		<i>F</i>		19		
	V 15	<i>e</i>	19	12	47	10? Pas de données.
		<i>F</i>		13		
1933	II 12	<i>e</i>	18	54	00	Faible. Pas d'autres données. Répl.
		<i>F</i>			30	
	II 13	<i>e</i>	0	31	15	Faible. Pas d'autres données. Répl.
		<i>F</i>			30	
1934	VII 1	<i>eP</i>	11	29	41	$\Delta = 70$. Local. Strasbourg.
		<i>F</i>		30		
	VII 1	<i>eP</i>	16	12	59	Pas d'autres données.
		<i>F</i>		14		
	VII 1	<i>e</i>	16	27		Pas d'autres données.
		<i>F</i>		29		
	IX 21	<i>e</i>	19	50		Ressenti à Geispolsheim (Bas-Rh.).
		<i>F</i>		52		
	XI 6	<i>eP</i>	12	13	16,5	$\Delta = 30$. Local.
		<i>F</i>		14		
	XII 11	<i>e</i>	9	41	42	Pas de données.
		<i>F</i>		42		
1935	I 1	<i>e</i>	23	11	00	Données insuffisantes.
		<i>F</i>		17		
	III 1	<i>i</i>	15	04	43	Local.
		<i>F</i>		05		
	V 16	<i>i</i>	3	00	28	France. Ressenti à Erstein (Bas-
		<i>F</i>		40		Rhin).
	V 16	<i>e</i>	4	34	21	France. Ressenti à Erstein (Bas-
		<i>F</i>		40		Rhin).
	X 20	<i>e</i>	22	38		France. Ressenti en Charente.
		<i>F</i>		39		

LES TREMBLEMENTS DE TERRE ET LA RADIOACTIVITÉ

PAR EDMOND ROTHÉ.

Membre correspondant de l'Académie des Sciences,
Membre non résident du comité des travaux historiques et scientifiques.

« Les philosophes veulent de grands changements dans la scène du monde », ainsi s'exprimait Voltaire dans sa dissertation sur les changements arrivés dans notre globe. Les « révolutions du globe » ont été envisagées sous bien des aspects depuis les auteurs grecs et romains, jusqu'au discours de Cuvier et aux conceptions actuelles. Les tremblements de terre qui font partie de l'histoire de l'écorce terrestre ont frappé l'imagination des hommes depuis les temps les plus reculés.

Depuis quelques années seulement, depuis la magnifique découverte de P. Curie : « les sels de radium dégagent continuellement de la chaleur », les géophysiciens ont dû, dans leurs interprétations, après l'abandon « du feu central », tenir compte de la quantité de substances radioactives réparties dans le globe et parmi les causes primaires ou secondaires des séismes, envisager la chaleur de radioactivité. « Avons-nous bien le droit de parler de *la Cause* d'un phénomène » s'est demandé Henri Poincaré. « Si toutes les parties de l'Univers sont solidaires dans une certaine mesure, un phénomène quelconque ne sera pas l'effet d'une cause unique, mais la résultante de causes infiniment nombreuses : il est, dit-on, souvent la conséquence de l'état de l'Univers un instant auparavant ».

C'est bien pour cette raison, si clairement exprimée, que la recherche des causes des tremblements de terre est si laborieuse et leur classification si difficile. C'est aussi parce que les séismes sont souvent, le plus souvent peut-être, la conséquence d'un état antérieur du globe que j'ai proposé de les classer en deux grands groupes : *hystériques*, qui sont en quelque sorte la réminiscence de phénomènes antérieurs, par exemple une instabilité tensionnelle liée à l'orogénie ; *neogénétiques*, dont la cause est actuelle et pourtant, parfois, il est bien difficile d'établir une discrimination certaine.

Les idées que je viens de rappeler prouvent surabondamment que je ne cherche pas à rattacher les séismes à l'unique cause de la radioactivité, mais il paraît probable qu'elle intervient pour une certaine part. C'est bien aussi l'avis de mes collègues de l'Association séismologique internationale, le Président Heck et le membre du comité exécutif Imamura.

Cette note devant rester dans des limites réduites, je supposerai que mes lecteurs connaissent les idées actuelles sur la structure de la terre, l'isostasie, l'équilibre des continents en flottaison sur un substratum. Je rappelle que ce substratum est basaltique (Sialma), que ses parties inférieures sont ultrabasiques (Sifema) tandis que

les continents formés de matériaux plus légers sont granitiques (Sial). Cette répartition des éléments légers en surface et lourds à la base de l'écorce est la conséquence de la répartition gravitationnelle de la matière. Or, on constate aussi que les couches les plus riches en éléments radioactifs sont les supérieures ; le substratum l'est beaucoup moins. En raison même du dégagement continu de chaleur des corps des familles *Ur-Ra*, *Th*, *K*, leur rôle dans la structure de l'écorce et par suite de l'équilibre du globe ne peut-être négligé ; les chiffres suivants en sont la preuve : 1 gr. d'*Ur* avec sa suite de descendants dégage par heure $9,5.10^{-5}c$; en un an $0^{\circ},83$; 1g de *Th* dégage par heure $2,2.10^{-5}c$, en un an $0^{\circ},193$; 1g de *K* $1,24 \times 10^{-4}c$ par an.

Un basalte des plateaux (Oregon) qui représente vraisemblablement le substratum contient par gr. $1,65 \times 10^{-6}g$ *Ur*, $0,57 \times 10^{-5}g$ de *Th*, $1,07 \times 10^{-2}g$ de *K*. En un million d'années il dégage par gramme 1,37c pour l'*Ur*, 1,07 pour le *Th*, 1,1 pour le *K*, soit en tout 3,54c ; la chaleur latente de fusion du basalte étant de 100 c, la radioactivité propre produirait cette chaleur latente en trente millions d'années. La radioactivité des granits est plus grande ; un granit moyennement actif contient 3.10^{-12} grammes de *Ra* par gr. Imaginons une montagne de cette teneur et de 7×10^7 tonnes ou 7×10^{13} grammes, elle renfermera 210 gr. de *Ra*. La vie moyenne du *Ra* étant de 2280 ans, la chaleur dégagée par heure pour le *Ra* et ses descendants en équilibre de 170c, le nombre total de calories disponibles par gramme est $3,46 \times 10^9$ pour la vie entière de l'élément. La montagne pourra fournir 727×10^9 calories ou $7,27 \times 10^{11}$ calories.

C'est au physicien anglais J. Joly de Dublin que l'on doit de 1903 à 1928 un magnifique ensemble de travaux expérimentaux et de théories sur la radioactivité des roches et leur rôle dans la nature, dans la structure de l'écorce. On lui doit les recherches sur les halos pléochroïques, ainsi appelés parce que la radioactivité des petits zircons accentue autour d'eux le pléochroïsme du mica et la détermination par ce procédé, par la grandeur et le développement de ces halos, de l'âge des minéraux. Il a donné une méthode pratique pour évaluer la teneur des roches en thorium, l'application du four électrique à leur analyse. En même temps, Strutt devenu plus tard Lord Rayleigh cherchait à étendre nos connaissances sur la répartition de la radioactivité dans le globe. Un peu plus tard, c'est Holmes et Lawson qui montrent le rôle du *K* qui vient ajouter ses effets à ceux des deux précédentes familles.

Le fait que les éléments radioactifs s'accumulent dans les couches supérieures à faible densité pourrait faire croire que ces éléments ont pour les minéraux cristallisés de faible densité une préférence marquée. Bien que cette idée ait été avancée, la vérité semble tout autre.

La compréhension des phénomènes et de leur succession exige le rappel continu à l'esprit de la propriété fondamentale des corps les plus nombreux de la nature, *l'augmentation de volume par la fusion*, propriété expérimentale reliée par la thermodynamique (formule de Lord Kelvin) à cette autre, *élévation du point de fusion par la pression*. Ainsi, une unité de magna plus riche en matière radio-

active qu'une autre, accumulant de la chaleur dans son volume, à travers les milliers d'années, amènera sa propre fusion, avec augmentation de volume, diminution de densité, d'où gravitation vers le haut. Le cas inverse est celui d'une unité pauvre, conservant une densité plus forte, ayant tendance à descendre aussitôt qu'elle sera libre d'obéir à la pesanteur. *Le rôle initial de la radioactivité consiste à augmenter l'action de la pesanteur.*

Ces notions fondamentales étant rappelées il est aisé de concevoir les conséquences tectoniques de la radioactivité.

Nous admettons que la radioactivité des continents est partout la même, moyenne de celles que les mesures de laboratoires ont indiquées pour les granits. Les anorthosites, appelés en France plagioclases, sont moins actifs bien qu'à peine plus denses et le fait que dans des batholites ou laccolithes on les trouve associés à des gabbroides témoigne de l'existence de ces roches dans les parties très profondes des continents. D'après l'isostasie, vérifiée par des témoignages séismologiques, nous admettons que la profondeur des continents est 31 km. Acceptant le chiffre de 30,5 par 100 mètres pour l'augmentation de température avec la profondeur, nous sommes conduits à la température de 1100° environ pour la base continentale. Le basalte qui constitue le substratum fond à 1100° environ. On peut donc conclure que ce substratum est très près du point de fusion. Remarquons tout de suite que le point de fusion du granit est beaucoup plus élevé et que ce corps est adiathermane. La chaleur dégagée par la radioactivité dans les continents équilibre à peu près celle qui s'échappe dans l'air par la surface, ou dans l'eau par les marges continentales, en posant en principe qu'aucune quantité de chaleur ne passe en dessous dans le substratum. Les données séismologiques indiquent que la couche sous-jacente n'est pas fluide. Si ce basalte reste solide il faut conclure *qu'il manque seulement pour qu'il devienne fluide une petite quantité, la chaleur latente de liquéfaction.* Les nombres indiqués plus haut montrent qu'au bout d'un temps suffisant (30×10^6 ans) la chaleur nécessaire pourra être fournie et tout au moins dans les parties supérieures du substratum au contact de la masse continentale tout sera fluide. Les masses fluides sont soumises au phénomène de marée et nous retrouvons ici la vieille idée à laquelle A. Perrey, le père des « catalogues séismiques », a consacré sa vie. Si nous n'avons pas de données expérimentales sur le gradient thermique au-dessous du « sol de l'Océan » nous sommes bien sûrs qu'il y en a un et on peut affirmer que la température augmente en dessous jusqu'à ce que le point de fusion du basalte soit atteint. Cela a lieu pour une certaine épaisseur qui en ce moment doit vraisemblablement croître. Il en sera ainsi jusqu'à ce que par sa propre radioactivité la température de base atteigne le point de fusion à ce niveau inférieur. Joly indique d'après Cotter que cette épaisseur ne dépassera jamais 48 km., si toutefois elle l'atteint. Au moment où cette période de croissance prendra fin, la couche jouera le même rôle que la continentale : toute la chaleur produite en dessous sera conservée. Ce qu'on appelle « sol de l'Océan », ce n'est que la partie supérieure, celle qui fournit la chaleur à l'Océan par conductibilité. Suivons le phénomène de fusion au-dessous des

continents et au-dessous du sol de l'Océan ; puisque la fusion se fait avec augmentation de volume elle entraîne une augmentation du rayon de la terre qui explique des phénomènes connus mais encore sans interprétation. L'écorce et les fonds océaniques étant mis en état de tension, des crevasses vont se produire dans les continents et dans le sol de l'Océan ; de là les grandes failles comme celles de l'Afrique ou celles de la vallée du Rhin ; de là aussi les coulées de basalte énumérées ci-dessus : le crevassement intense du Pacifique se révèle dans la disposition linéaire des îles en rangées séparées distinctes.

Je n'insisterai pas ici sur l'explication donnée par Joly des transgressions marines dues à une perte de densité de 12 % du substratum et à l'enfoncement corrélatif des continents. A cette phase de l'histoire de l'écorce il existe de grandes masses fluides soumises aux marées. « C'est, dit Joly, la Rédemption sur laquelle peut compter la terre ». Le magma subcontinental fortement chauffé est entraîné vers les régions sous-océaniques et ainsi l'écoulement de chaleur s'effectue à travers un sol aminci et par là même meilleur conducteur. Les conséquences géographiques sont nombreuses.

Après cette diminution de température commence une période de refroidissement qui constitue la seconde partie des « cycles thermiques de Joly ». Pendant la solidification les continents sont soulevés avec régression de la mer, mais tout l'ensemble du globe diminue de volume d'où orogénie, formation de montagnes entraînant l'instabilité de certaines architectures ou formations tectoniques.¹⁾

Les grandes révolutions du globe se succèdent ainsi à très longs intervalles. Mais si le mécanisme indiqué ci-dessus est exact c'est *continuellement que des tremblements de terre peuvent se produire*. Le « géotherme », surface où la température est celle de fusion du basalte (par analogie avec le géoïde), est lentement mais constamment variable.

Dans le magma, qui, par sa ségrégation même, ne saurait être ni homogène, ni isotherme, d'importantes différences de température s'établissent en des points variables qui, occasionnant des variations de volumes, amèneront des ruptures. Les masses de basalte fondues pressées vers le haut mordront les bases des continents, accentueront la destruction progressive des marges. *Tout changement, si minime soit-il dans l'équilibre isostatique, est une cause de séisme*. Au point de vue des fonds océaniques il y aura une différence de sismicité notable : *a*, entre l'Océan Pacifique où la couche de Sial sur le basalte est à peine existante et l'Océan Atlantique où le Sial atteint par endroits de très grandes épaisseurs, *b*, entre les rivages

¹⁾ Cette théorie des cycles thermiques, cette liaison entre géologie et radioactivité, si elle n'est pas la représentation même de l'histoire du globe dans ses détails, apporte incontestablement des lumières sur bien des phénomènes encore inexpliqués de manière satisfaisante. Elle est encore trop peu connue en France, c'est pourquoi j'ai cru utile d'en faire un court exposé devant le congrès des Sociétés savantes en utilisant les mémoires et ouvrages de l'auteur qui figurent dans la bibliographie de cet article. J'ai ajouté des considérations personnelles relatives aux séismes.

de l'ouest et ceux de l'est du Pacifique dont la géographie physique toute différente peut être interprétée par une dérive continentale.

La notion de foyer séismique profond a été introduite par Turner par des considérations purement mathématiques ; elle a été confirmée par la découverte dans les inscriptions séismographiques de phases d'ondes réfléchies que l'on ne saurait guère expliquer autrement. Les physiciens n'ont accueilli cette notion nouvelle qu'avec des réserves. Turner lui-même me demanda à diverses reprises au cours de congrès « si je pouvais me figurer une représentation physique du foyer profond ». Si, comme on l'admet aujourd'hui, entre l'écorce et le noyau formé des matières les plus lourdes qui ont coulé à fond lors de la solidification superficielle, se trouve un milieu intermédiaire formé des corps ultra-basiques en partie solides, en partie liquéfiés, la notion de foyer profond ne présente plus aucun mystère. Des changements partiels, conséquences de variations de température où la radioactivité peut tout au moins jouer un rôle, suffisent pour expliquer la création de tensions ou de pressions partielles, des instabilités, sources de tremblements.

Des physiciens pensent aujourd'hui que la radioactivité du K est due à l'isotope $K\ 40$ qui, par modification de l'édifice interne (départ d'un électron du noyau pour la périphérie), conduirait au $Ca\ 40$. Il est possible que cet isotope $K\ 40$ ait été plus abondant à l'origine qu'il ne l'est actuellement. On ne peut d'ailleurs affirmer que la radioactivité ait été la même à toutes les époques et qu'il n'y ait pas eu d'autres familles radioactives ? Les cycles thermiques en auraient été naturellement très modifiés. Plusieurs séismologues ont été amenés à penser que la partie continentale de l'écorce présente une discontinuité¹⁾ secondaire très au-dessus de la discontinuité de premier ordre aujourd'hui classique, située vers 50 km. Mais s'ils sont d'accord sur son existence, ils diffèrent sur sa profondeur et sa nature. D'après Jeffreys ce serait une surface de séparation entre une couche granitique superficielle et une couche basaltique sous-jacente qui, à la discontinuité principale, passerait à une matière ultra-basique. S. Mohorovicic pense qu'il s'agit d'une couche intermédiaire formée de gabbro de nature sialma. D'après lui la vitesse des ondes longitudinales augmente de 6,2 km. au sommet de la surface intermédiaire jusqu'à 6,4 km. à la base de la même surface. Sous les pressions correspondantes de 11 000 et 16 000 mégabaryes la vitesse dans le gabbro solide cristallisé (basalte plutonique) devrait varier entre 7,2 et 7,4 km. La différence entre ces deux groupes de valeurs de V est trop grande pour être expliquée par le seul effet de la température sur la compressibilité, sur les coefficients d'élasticité du gabbro ou du basalte cristallisé. Il semble peu probable, d'après Daly, que la couche directement sous les continents soit purement basaltique. Ce minéralogiste appelle l'attention sur un phénomène qui pourrait bien, à mon avis, avoir sa source dans la chaleur dégagée par les substances radioactives.

¹⁾ On appelle surface de discontinuité une surface à partir de laquelle les propriétés physiques, en particulier l'élasticité et la vitesse de propagation des ondes séismiques, change brusquement.

La seconde couche, dit-il, pourrait aussi être granitique ou formée de quelque autre roche riche en quartz : la discontinuité supérieure pourrait être due à la présence du quartz α (rhomboédrique) ou du quartz β (hexagonal) à ce niveau de l'écorce. Perrier et Mandrot ont, en effet, démontré qu'il existe un véritable saut brusque dans les valeurs du module de Jung, E,¹⁾ pour le quartz à la température d'inversion définissant les quartz (α , β) sous la pression d'une atmosphère.

Dans le quartz taillé parallèlement à l'axe principal on trouve que E diminue de 43 % quand la température s'élève de 15° à 575° et qu'à 576° il y a augmentation brusque et retour à la valeur de 15°. Le changement pour le quartz à 90° de l'axe principal est encore plus remarquable. E décroît de 60 % quand la température croît de 15° à 574,5 et à 575 subitement reprend la valeur de 15°. L'augmentation de E dure alors jusqu'à 15° et atteint quatre fois la valeur de 575°. On observe des changements analogues pour d'autres directions d'axes. Si les expériences faites ont donné des résultats corrects, on peut dire que la valeur moyenne de E au-dessus de la température d'inversion est à peu près le double de la valeur moyenne entre cette température d'inversion et une température plus basse de 10°. Or le quartz constitue 25 à 30 % du granit typique; E doit présenter pour le granit un changement important à la température d'inversion. E pour la roche doit être moins influencée par l'inversion du quartz sous l'effet de la pression que pour le quartz pur. Si la rigidité est supposée suivre à peu près la loi de variation de E , les vitesses des ondes longitudinales au-dessus et au-dessous de cette discontinuité s'expliquent nettement par les considérations ci-dessus. S. Mohorovicic indique une profondeur minimum de 24 km., Gutenberg 30 à 40 km. Je ne crois pas qu'il faille s'arrêter à la discussion entre les divers auteurs dans l'état actuel de nos connaissances, car, à mon avis, si la radioactivité avec ses conséquences complexes intervient réellement, le « géotherme d'inversion du quartz » ou isotherme de 575°, n'est pas plus au même moment à une profondeur constante que le « géotherme de fusion du basalte ». Sa position dépendra des pertes calorifiques, donc de l'épaisseur des continents, du sol de l'Océan, des courants internes de matière actuellement existants, de l'influence possible des ondes de marée.

L'existence de cette discontinuité secondaire fait comprendre pourquoi tant de séismes ont des hypocentres au voisinage d'un certain niveau bien au-dessus de la discontinuité majeure : ils peuvent avoir pour cause des changements de volume quand les isothermes changeant de position dans le Sial entraînant l'inversion et le changement de volume du quartz, abondant dans la roche. M. Conrad qui, de son côté, a envisagé une surface de discontinuité, constate que la plupart des séismes qu'il a étudiés ont leurs foyers à la profondeur de 28 km., siège probablement de phénomènes physico-chimiques, de cristallisations ou modifications diverses. A cette

¹⁾ On sait que le module d'élasticité de Jung permet de définir l'élasticité des corps. C'est la force de traction qui agissant sur une tige de section unité produit un allongement égal à la longueur primitive.

cause primaire de la géologie souterraine, s'ajoutent les répercussions successives dans l'écorce lithologique, les déplacements ou agrandissements de failles existantes, sortes de tremblements de relais, reminiscences des phénomènes orogéniques, séismes en rapport direct avec la géologie de surface.

La discontinuité primaire est connue depuis les travaux de A. Mohorovicic, père du précédent. C'est par cette surface qu'il a interprété les changements de vitesse à une profondeur de 50 à 60 km. et l'existence de phases représentées par un symbole souligné $\bar{P}$, $\bar{S}$ correspondant à des ondes qu'il appelait individuelles et pour lesquelles j'ai proposé le nom de continues. Sur la demande de ce savant j'ai publié dans les travaux scientifiques de l'Association internationale des tables donnant les temps de propagation de ces phases et de toutes celles qui en dérivent avec une introduction : il semble bien qu'au-dessous de cette discontinuité on ait affaire à la matière ultra-basique. Je crois aussi comme Daly que les progrès qui pourraient être réalisés dans cette étude de structure consisteraient à déterminer par l'expérience l'effet de la pression sur la température d'inversion du quartz et à localiser de façon plus précise la discontinuité secondaire. On pourra alors mieux connaître le gradient thermique au-dessus de ce niveau d'inversion à environ trente kilomètres de la surface.

Il ressort de tout cet exposé que l'étude des séismes rapprochés présente un intérêt de plus en plus puissant pour éclairer la structure de l'écorce terrestre.

A l'exemple des séismologues cités ci-dessus et d'autres collègues japonais des recherches générales devraient être instituées dans les diverses régions du globe sur les tremblements de terre à épicentres rapprochés.

BIBLIOGRAPHIE.

Ouvrages utilisés et à consulter.

- J. JOLY. Nature Oct. 1903, Phil. mag. : 1907 (6), 13 p. 381, 1909 p. 581, janv., juin 1910, juin 1911, avril 1913, juin, juillet 1923.
- J. JOLY. Radioactivité and the Surface History of the Earth being the Halley Lecture, 28 mai 1924.
- Surface History of the Earth. Oxford (1925).
- Dans *Gerlands Beiträge* : The surface History of the Earth, XV, 1926, s. 189—200. The Theory of thermal Cycles XIX, 1928, s. 288—292.
- F. LOTZE. Bemerkungen zu J. Joly's « Theory of thermal Cycles », XX, 1928, s. 77—84.
- J. JOLY. The Theory of thermal cycles, a reply to Dr. Lotze, XX, 1928, s. 288—292.
- DALY R. A. The Effective moduli of Elasticity in the outer Earth Shells, *Gerl. Beiträge*, XIX, 1928, s. 194—209.
- A. PERRIER et R. MANDROT. Mém. soc. Vaudoise sci. nat., vol. I, 1923, p. 233.
- V. CONRAD. Das Schwadorfer Beben vom 8. Oktober 1927 (Ein Beitrag zur Kenntnis der Konstitution der Oberen Erdkruste, *Gerlands Beiträge*, XX, 1927, s. 240—277).
- R. STRUTT. Proc. of Roy. Soc. 80, 1908, p. 583.

- A. HOLMES. Geolog. Magazine (6) 2, 1915, p. 63.
- HOLMES et R. W. LAWSON. Nature 93, p. 479, 1914, Phil. Mag. (6) 29, 673, 1915.
- A. MOHOROVICIC. Das Beben vom 8. X. 1909, Zagreb (Jahrbuch des meteorologischen Observatoriums für das Jahr 1909, Zagreb 1910).
- S. MOHOROVICIC. Über Nahbeben und über die Konstitution der Erd- und Mondinnern (Gerl. Beitr., XVII, 1927, s. 180—238).
- H. JEFFREYS. On Near Earthquakes (a Reply to Prof. Mohorovicic) (Gerl. Beitr., XVII, 1927, s. 417—427).
- E. ROTHÉ. Sur la propagation des ondes séismiques au voisinage de l'épicentre. Préliminaires continues et trajets à réfraction (Union Géodésique et Géophysique Internationale, Publications du bureau séismologique international, Série A. Travaux scientifiques, Fasc. 1, p. 17). Tables de Mohorovicic avec Introduction (Ibidem, fasc. 3).
- E. ROTHÉ et H. GODRON. Alexis Perrey (Mémoires de l'Académie des Sciences, Arts et Belles-Lettres de Dijon (juillet 1924, pp. 169-256).
- AKITUMA IMAMURA. Theoretical and applied seismology, Tokyo 1937.
- N. H. HECK. Earthquakes. Princeton 1936.
-

ÉTUDE MACROSÉISMIQUE DES TREMBLEMENTS DE TERRE A FOYER PROFOND

PAR E. ROTHÉ.

La notion de foyer profond, lorsqu'elle fut énoncée par Walker et par Turner, surprit beaucoup de physiciens. Turner lui-même demanda à diverses reprises à l'auteur de cette note s'il pouvait bien se représenter un foyer, un centre d'ébranlement, à plusieurs centaines de kilomètres de profondeur. Quels pouvaient être sa nature au point de vue géologique, son état physique, qu'elle devait être à cette profondeur la constitution interne?

Je sais fort bien qu'il ne faut pas abuser de la statistique, et qu'en tout cas il ne faut baser de conclusion que sur de grands nombres. Pourtant dans une question comme celle-ci, il semble que la statistique peut nous éclairer ou permettre de discuter des hypothèses. C'est pourquoi je me suis proposé de rechercher quelles relations pouvaient exister entre la profondeur du foyer et la manière dont le séisme était ressenti à la surface.

On sait depuis longtemps que les tremblements de terre dits « tectoniques », qu'ils soient hystérésiques ou néogénétiques, produisent fréquemment de grands dommages. En est-il de même à l'intérieur du globe? un foyer à 600 kilomètres de profondeur ne va-t-il pas de proche en proche détruire l'équilibre des couches successives ultra-basiques, basaltiques, sialmatiques, sialiques, — ou au contraire, bien qu'au point de vue microséismique un tel tremblement puisse être inscrit dans toutes les stations du globe, est-il inopérant au point de vue macroséismique? Pour essayer de trouver une réponse à cette question nous pouvons rechercher quels sont, parmi les tremblements de terre que l'on croit aujourd'hui provenir des profondeurs, ceux qui produisent des dommages en surface. Nous disposons à cet effet 1^o de l'« International Seismological Summary » qui a depuis plusieurs années publié la profondeur des foyers particuliers dits « anormaux » ; 2^o du travail récent de MM. Gutenberg et Richter (1).

Si les données de ces deux sortes de documents avaient été concordantes, une seule étude eût pu suffire ; il y a malheureusement des divergences qui m'ont obligé à diviser le travail en deux parties. J'ai donc distingué 1^o les foyers de l'International Summary, 2^o les foyers du travail de Gutenberg et Richter, et j'ai classé les phénomènes en trois groupes : ceux dont l'intensité macroséismique est notée par les chiffres I, II, III ; ceux qui sont notés IV, V, VI ; enfin ceux dont le degré est supérieur à VII.

International Seismological Summary.

Les profondeurs sont inscrites en millièmes de rayon terrestre de 5 en 5 millièmes. Le tableau I indique le nombre de chocs : à chaque

ligne on trouve la profondeur en millièmes de rayon, le nombre de séismes appartenant à chacun des trois groupes désignés ci-dessus, le nombre des séismes non ressentis à la surface, et le total. Il y a 71 séismes du premier groupe, 63 du second, 29 du troisième ; ainsi la diminution du nombre quand l'intensité des secousses croît apparaît nettement. Il y a peu de séismes à foyer profond du troisième groupe. Sur un total de 299, il y en a 136 qui n'ont pas été ressentis du tout en surface.

Le nombre de séismes varie beaucoup avec la profondeur ; le plus grand nombre total — cinquante — correspond à la profondeur de 20 à 24 millièmes. Beaucoup de séismes, surtout parmi ceux qui n'ont pas été ressentis, se trouvent à la profondeur 30 à 34. Mais ce qui frappe davantage, c'est l'absence de chocs du troisième groupe à partir de la profondeur 40 à 45 ; ainsi il n'y a pas de séisme à foyer très profond qui ait produit des dommages en surface. Pour les deux autres groupes d'ailleurs, la diminution de fréquence avec la profondeur est très nette.

Conclusion : les tremblements de terre très profonds ont peu de répercussions macroséismiques ; ils n'atteignent pas le degré VII.

La distribution géographique des séismes à foyer profond offre un intérêt particulier. Turner a indiqué que ces foyers « anormaux » formaient pour la plus grande part une ceinture circumpacifique qu'il reliait à une sorte de cicatrice qu'aurait laissée la lune en quittant la terre (2). Pour les études de ce genre il est commode de diviser la surface du globe en mailles, comme j'ai déjà eu l'occasion de le faire pour suivre la migration des épicentres (3). Je rappelle qu'une maille couvre 10° de longitude et 10° de latitude. Chacune peut être notée par les valeurs des coordonnées des quatre sommets, sous la forme $N_{30}^{40} E_{70}^{80}$. Il y a quatre groupes : $\frac{NE}{SE} \mid \frac{NW}{SW}$; chacune des

mailles d'un groupe porte un numéro d'ordre allant de 0 à 162. On trouve donc pour le globe entier 648 mailles. Ainsi la maille ci-dessus indiquée peut être notée de façon plus concrète 62 NE.

Le tableau II représente la répartition des foyers par maille. Il fait immédiatement ressortir divers résultats intéressants. Sur les 29 foyers profonds ressentis figurant au troisième groupe, 10 se classent dans la maille 62 NE, $N_{30}^{40} E_{70}^{80}$: c'est la région NW de l'Himalaya (Pamir, Kashmîr). — Douze foyers du deuxième groupe sont dans la maille 13 NE ou $N_0^{10} E_{120}^{130}$ (Mindanao, Nord des Célèbes) ; onze dans la maille 68 NE, $N_{30}^{40} E_{130}^{140}$ (Sud du Japon, île principale).

Au premier groupe, 13 sont dans 13 SE, $S_0^{10} E_{120}^{130}$ (Moluques) et 12 dans 68 NE (sud du Japon) déjà cité. On trouve 11 séismes non ressentis dans les mailles 16 SE, $S_0^{10} E_{150}^{160}$ (îles Salomon, archipel

Bismarck), 7 dans 54 SE $S_{20}^{30} E_{170}^{180}$ (sud des îles Fidji et archipel

Tonga), 7 dans 51 NE, $N_{20}^{30} E_{140}^{150}$ (îles Bonin).

Pour l'ensemble des groupes, séismes ressentis ou non (total), on trouve :

- 9 dans 43 SW $S_{20}^{30} W_{60}^{70}$ (Cordillère du Chili) ;
- 15 13 SE (Moluques) ;
- 10 14 SE $S_0^{10} E_{130}^{140}$ (nord-est de la Nouvelle-Guinée) ;
- 10 54 SE (îles Fidji, archipel Tonga) ;
- 20 13 NE (Mindanao) ;
- 10 49 NE $N_{20}^{30} E_{120}^{130}$ (îles Formose, Riu-Kiu) ;
- 17 62 NE (Pamir, Kashmîr) ;
- 31 68 NE (sud du Japon) ;
- 16 87 NE $N_{40}^{50} E_{140}^{150}$ (Yéso, Kouriles) ;
- 11 86 NE $N_{40}^{50} E_{130}^{140}$ (mer du Japon, côte de l'Asie) ;
- 9 51 NE (île Bonin).

Conclusion : De la distribution géographique il résulte que ce sont des mailles privilégiées qui contiennent les foyers profonds : sur 648 mailles existantes nous n'en découvrons que 13, qui d'ailleurs apparaîtront à chacune des diverses manières tentées pour établir cette statistique. Il est très important de remarquer que l'Himalaya avec son puissant soubassement isostatique a dans son voisinage immédiat une région sismique profonde.

Travail de Gutenberg et Richter.

Le travail de MM. Gutenberg et Richter présente quelques écarts numériques tenant à la différence dans les profondeurs déterminées ; mais il conduit à des conclusions à peu près identiques, ce qui est capital pour la consécration de la conception même de foyer profond. Les profondeurs sont données en kilomètres ; les multiples de 100 kilomètres sont indiquées en millièmes de rayon.

Le tableau I_G qui donne la statistique par groupe accuse 12 foyers entre 150 et 199 km. pour le premier groupe, 18 foyers entre 100 et 149 km. pour le deuxième. Pour le troisième groupe on en compte 9 entre 100 et 149 km., 13 entre 200 et 249. Ainsi il n'y a pas non plus d'après ces données de séisme à foyer très profond qui ait produit de phénomène macroséismique important, de catastrophe.

Si le premier et le deuxième groupe sont dotés du même chiffre 57 et 58, le troisième groupe tombe à 25. Il en résulte que les foyers très profonds sont peu fréquents.

Il y a 140 séismes ressentis et 117 non ressentis. Ces derniers se répartissent ainsi aux diverses profondeurs :

12	de 100 à 149 km.
15	150 à 199
14	200 à 249
12	600 à 649
13	650 à 699.

Sur l'ensemble on trouve les plus grands nombres aux profondeurs ci-dessous :

46	de 100 à 149
41	200 à 249
35	150 à 199
20	600 à 649
19	350 à 319
17	300 à 349
17	400 à 449
17	500 à 549
15	650 à 699.

Pour la répartition géographique, les résultats sont aussi très voisins des précédents. Dans le premier groupe 8 se trouvent en 13 SE (Moluques), 8 en 87 NE (Yéso, Kouriles) ; dans le second groupe, 12 en 68 NE (sud du Japon), 8 dans 87 NE (Yéso, Kouriles) ; dans le troisième groupe, 11 en 62 NE (Pamir, Kashmîr). Parmi les non ressentis 9 sont dans 54 SW (sud de Tonga), 9 dans 35 SE, $S_{10}^{20} W_{160}^{170}$ (Nouvelles-Hébrides).

Pour l'ensemble on trouve :

13	dans 43 SW,
16	13 SE,
8	54 SE,
12	13 NE,
10	51 NE,
17	62 NE,
19	68 NE,
12	86 NE,
18	87 NE,
9	54 SW,
9	35 SE.

Ce sont presque identiquement les mailles signalées à partir des données du Summary. Quelques épicentres présentent des divergences ; il y a aussi quelques chevauchements dans des mailles adjacentes, mais on peut admettre que les résultats sont concordants d'une façon générale. Les plus grandes fréquences coïncident dans les mêmes régions du globe.

Remarque.

Ces résultats sont évidemment basés sur des nombres de séismes assez limités, mais qui s'étendent pourtant sur plus de vingt ans. Pour savoir quels étaient les phénomènes ressentis ou non j'ai chargé un aide technique, M. Chingareff, de dépouiller les revues, bulletins ou annuaires publiés par les stations les plus voisines des divers épicentres. Ce sont ces documents qui étaient a priori les plus susceptibles de conduire à des résultats macroséismiques exacts¹⁾. Mais il faut encore tenir compte d'une part du fait que des publications utiles de ce genre ont pu ne pas être à notre portée, d'autre part que bien des épicentres sont en mer, ce qui fausse évidemment la statistique macroséismique. Pourtant les écarts observés entre les trois groupes sont assez nets pour que nous puissions admettre dès maintenant l'exactitude générale des résultats pour ces premières années d'études relatives aux foyers profonds. Il sera intéressant de constater si ces premières conclusions seront confirmées par les études géographiques qui — nous l'espérons — viendront prolonger celle-ci.

BIBLIOGRAPHIE.

- (1) B. GUTENBERG and C. F. RICHTER : Depth and geographical distribution of deep-focus earthquakes (Bull. Geol. Soc. America, Vol. 49, p. 249).
- (2) Comptes rendus de la quatrième conférence de la Section de Séismologie de l'Union Géodésique et Géophysique internationale, Stockholm 1930 : Discours du président de la Section, p. 35.
- (3) E. ROTHÉ : Migration des épicentres (*Publ. du Bureau Internat. de Séism.*, Série B ; Monographies, fasc. 4).

¹⁾ Je citerai particulièrement :

India Weather Review, Seismic records.

Bulletin des stations séismiques régionales de l'Asie centrale (depuis 1928). Bulletin des stations de 1^{re} classe du réseau séismique de l'URRS (depuis 1928). Bulletins de Sverdlovsk et de Tachkent. Bulletin séismologique de Tiflis (1927 à 1935).

Manila Weather Bureau, Seismological Bulletin (1917 à 1935).

Seismische Registrierungen in De Bilt (1917 à 1935).

Vulkanische Verschynselen en Aardbevingen in den Oost Indischen Archipel, Batavia (depuis 1919).

Bulletin de Riverview College Observatory, Sydney.

Apia Observatory, Samoa, Seismological Reports (de 1921-22 à 1929). List of the most important earthquakes registered at the Observatory of Apia, Samoa (1913-1920).

Earthquake Reports, New Zealand and Fiji (1928-1929).

The Geophysical Magazine, Tokyo (depuis 1921).

Seismological Bulletin of the Imperial Marine Observatory and Kobé Meteorological Observatory (Kobé, Japan).

The seismological bulletin of the central meteorological Observatory, Tokyo, Japan (depuis 1922).

Boletin del Servicio sismologico de la Universidad de Chile (1925 à 1934).

Boletin meteorologico y sismologico de Quito (1930-32-34).

Boletin sismologico do Observatorio Nacional do Rio de Janeiro (Brésil).

Resultados sismometricos de la Universidad Nacional de La Plata.
 Bulletin of the Seismological Society of America.
 Seismological despatches, Georgetown University, Washington.
 Catalogo de los temblores registrados en la red sismologica mexicana
 durante el ano... (de 1920 à 1930).
 Etc., etc.

TABLEAU I G.
 SECOUSSES FIGURANT DANS LE MÉMOIRE GUTENBERG-RICHTER CLASSÉES PAR
 PROFONDEUR.

Profondeur en km.	1000 ^e de rayon	1 ^{er} groupe	2 ^e groupe	3 ^e groupe	non ressentis	Total
0-50	—	—	—	—	—	—
50-99	—	1	1	1	3	6
100-149	0,015	7	18	9	12	46
150-199	—	12	7	1	15	35
200-249	0,030	8	6	13	14	41
250-299	—	3	3	1	5	12
300-349	0,045	5	7	—	5	17
350-399	—	6	7	—	6	19
400-449	0,060	6	3	—	8	17
450-499	—	0	0	—	5	5
500-549	0,075	2	3	—	12	17
550-599	—	0	0	—	7	7
600-649	0,090	5	3	—	12	20
650-699	—	1	0	—	13	14
700-749	0,105	1	0	—	—	1
Total	—	57	58	25	117	257

TABLEAU I.
 CHOCS FIGURANT DANS L'« INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL SUMMARY »
 CLASSÉS PAR PROFONDEUR.

Profondeur en millièmes de rayon	1 ^{er} groupe	2 ^e groupe	3 ^e groupe	non ressentis	Total
5-9	—	—	—	6	6
10-14	12	7	3	17	39
15-19	5	6	5	11	27
20-24	7	14	9	20	50
25-29	4	3	4	5	16
30-34	12	1	6	13	32
35-39	—	3	1	1	5
40-44	6	8	1	13	28
45-49	—	5	—	2	7
50-54	13	4	—	9	26
55-59	2	—	—	1	3
60-64	7	7	—	12	26
65-69	—	1	—	3	4
70-74	2	2	—	13	17
75-79	—	—	—	1	1
80-84	1	1	—	5	7
85-89	—	—	—	1	1
90	—	1	—	3	4
Total	71	63	29	136	299

TABLEAU II.

CHOCs FIGURANT DANS L'« INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL SUMMARY »
CLASSÉS PAR MAILLES.

Mailles	1 ^{er} groupe	2 ^e groupe	3 ^e groupe	non ressentis	Total
7 SW....	1	—	—	2	3
8 SW....	1	—	—	3	4
25 SW....	—	—	—	4	4
26 SW....	—	—	—	1	1
36 SW....	1	1	—	3	5
42 SW....	—	—	—	1	1
43 SW....	4	1	1	3	9
61 SW....	2	—	1	1	4
62 SW....	—	1	1	—	2
54 SW....	—	—	—	4	4
64 SW....	—	—	—	1	1
80 SW....	—	—	1	1	2
93 SW....	—	—	—	1	1
7 NW....	—	—	—	1	1
9 NW....	—	—	—	1	1
23 NW....	—	—	—	3	3
24 NW....	1	—	—	—	1
25 NW....	2	—	—	1	3
26 NW....	—	—	—	1	1
27 NW....	2	—	3	1	6
28 NW....	—	—	—	2	2
8 NW....	—	—	—	1	1
80 NW....	2	—	—	—	2
90 NW....	—	1	—	—	1
108 NW....	—	—	—	1	1
11 SE	1	2	1	—	4
12 SE	1	1	—	—	2
13 SE	13	1	—	1	15
14 SE	3	3	—	4	10
15 SE	—	—	1	5	6
16 SE	—	—	—	11	11
32 SE	—	—	—	1	1
34 SE	—	—	—	2	2
35 SE	—	—	—	6	6
36 SE	—	—	—	2	2
54 SE	3	—	—	7	10
30 SE	2	—	—	—	2
12 NE	2	—	1	—	3
13 NE	6	12	—	2	20
15 NE	—	—	—	2	2
30 NE	—	2	—	—	2
31 NE	—	1	—	—	1
33 NE	1	1	—	3	5
43 NE	—	—	—	1	1
46 NE	—	—	1	—	1
49 NE	1	4	1	4	10
50 NE	1	2	—	1	4
51 NE	—	2	—	7	9
61 NE	—	—	4	1	5
62 NE	—	2	10	5	17
64 NE	—	—	—	1	1
68 NE	12	11	3	5	31
69 NE	2	3	—	3	8

Mailles	1 ^{er} groupe	2 ^e groupe	3 ^e groupe	non ressentis	Total
79 NE	—	—	—	1	1
81 NE	—	—	—	2	2
87 NE	5	9	—	2	16
88 NE	1	—	—	3	4
104 NE	—	—	—	1	1
105 NE	—	—	—	4	4
106 NE	—	—	—	2	2
108 NE	—	—	—	3	3
86 NE	1	3	—	7	11
Total.....	71	63	29	136	299

TABLEAU II a.

SECOUSSES FIGURANT DANS LE MÉMOIRE GUTENBERG-RICHTER CLASSÉES PAR MAILLES.

Mailles	1 ^{er} groupe	2 ^e groupe	3 ^e groupe	non ressentis	Total
7 SW ...	1	—	—	2	3
8 SW ...	1	—	—	5	6
25 SW ...	—	2	—	3	5
26 SW ...	—	—	1	1	2
43 SW ...	4	3	1	5	13
61 SW ...	—	—	2	—	2
62 SW ...	—	1	—	—	1
36 SW ...	—	2	—	4	6
80 SW ...	—	1	—	—	1
25 NW ...	2	—	—	—	2
27 NW ...	—	—	2	—	2
11 SE	—	1	—	—	1
12 SE	2	2	—	2	6
13 SE	8	2	—	6	16
14 SE	3	1	—	—	4
15 SE	—	—	1	3	4
54 SE	3	—	—	5	8
72 SE	—	1	—	—	1
10 NE	—	2	1	—	3
12 NE	1	—	—	—	1
30 NE	—	2	—	—	2
31 NE	—	1	—	—	1
13 NE	6	6	—	—	12
46 NE	1	—	—	—	1
49 NE	—	2	—	1	3
50 NE	2	1	—	1	4
51 NE	2	1	—	7	10
57 NE	—	—	1	—	1
61 NE	—	—	3	1	4
62 NE	2	1	11	3	17
66 NE	—	—	1	—	1
67 NE	1	—	—	—	1
68 NE	6	12	1	—	19
69 NE	1	2	—	2	5

Mailles	1 ^{er} groupe	2 ^e groupe	3 ^e groupe	non ressentis	Total
75 NE	1	—	—	—	1
86 NE	1	3	—	8	12
87 NE	8	8	—	2	18
88 NE	1	—	—	6	7
105 NE	—	1	—	4	5
42 SW ...	—	—	—	1	1
54 SW ...	—	—	—	9	9
64 SW ...	—	—	—	1	1
93 SW ...	—	—	—	2	2
8 NW ...	—	—	—	1	1
9 NW ...	—	—	—	1	1
28 NW ...	—	—	—	1	1
16 SE	—	—	—	6	6
35 SE	—	—	—	9	9
36 SE	—	—	—	2	2
43 NE	—	—	—	1	1
13 NE	—	—	—	3	3
33 NE	—	—	—	3	3
85 NE	—	—	—	1	1
104 NE	—	—	—	1	1
106 NE	—	—	—	4	4
Total.....	57	58	25	117	257

LES TREMBLEMENTS DE TERRE EN FRANCE

(RÉSUMÉ)

PAR J. P. ROTHÉ.

L'auteur a complété les catalogues de tremblements de terre en France sur lesquels les renseignements détaillés s'étendent maintenant sans interruption de 1843 à 1939. Sur les cartes qui ont été dressées, une discrimination a été faite entre les épicentres des séismes suivant qu'ils ont pu être déterminés ou que les renseignements sont plus incertains et proviennent de lieux pouvant être situés plus ou moins loin de l'épicentre. En outre, une gamme de symboles permet de distinguer pour chaque foyer le diamètre de l'aire macro-séismique.

Les cartes établies pour diverses périodes font toutes apparaître le groupement des épicentres dans les régions plissées (hercyniennes en Bretagne, Poitou, Massif central, pyrénéennes-provençales et alpines). Ces séismes sont généralement assez profonds, trente à cinquante kilomètres, ce qui montre qu'aux unités géologiques de surface se rattachent des unités plus profondes où il faut chercher l'origine des plissements. Le domaine de la géologie s'en trouve augmenté notablement en profondeur.

Lorsque les séismes se produisent exceptionnellement en terrains sédimentaires, ils se rattachent encore à une tectonique profonde que l'auteur a mise en rapport avec les modifications subies par les anomalies magnétiques. Les séismes du 3 octobre 1933, près d'Orléans, et du 11 juin 1938, en Belgique, se sont produits l'un et l'autre sur des axes d'anomalies magnétiques.

Les Alpes françaises ont montré depuis 1935 une certaine instabilité, et plusieurs séismes importants s'y sont produits, témoignant en même temps d'un déplacement des épicentres vers le sud. L'étude macroséismique de la propagation des ondes montre que, vers l'ouest, les chaînons subalpins du Dévoluy et du Vercors forment une barrière à cette propagation ; les secousses sont, au contraire, largement ressenties dans le sens des plissements alpins du nord vers le sud.

A noter, enfin, deux remarquables séries de séismes locaux ou peu étendus : la série du Tricastin (plusieurs centaines de secousses de 1934 à 1936) et la série de Charente (vingt-six secousses en 1935 et 1936).

BIBLIOGRAPHIE.

- J. P. ROTHÉ : Sur le séisme belge du 11 juin 1938, *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, tome 206, pp. 1910-1912, 1938.
- J. P. ROTHÉ : Cartes séismiques de France, *Atlas de France*, planche 11, Édition du Comité national de Géographie, 1940.
- J. P. ROTHÉ : Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales. *Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg*, nouvelle série, tome III, 3^e partie (géophysique), pp. 1-105, 16 figures, 1941.

NEUE ERFAHRUNGEN ÜBER ERDBEBENGEOLOGIE

(RÉSUMÉ)

VON A. SIEBERG.

Die Reichsanstalt für Erdbebenforschung, die auf makroseismischem Gebiet seit jeher die Geologie weitgehend berücksichtigte, hat begonnen, geologische Gesichtspunkte auch auf seismometrische Nahbebenuntersuchungen zu übertragen.

An einem besonders geeigneten Erdbeben wurde nachgeprüft, wie weit meine alte Befürchtung gerechtfertigt ist, für die übliche mikroseismische Bearbeitung von Nahbeben bedeute die Vernachlässigung der geologischen Mediumverschiedenheiten eine unzulässige Vereinfachung. Auf den Profilen von den Seismometerstationen zum vorläufig angenommenen Herd wurde die von der jeweiligen geologischen Schichtenfolge nach dem Brechungsgesetz bestimmte Laufzeit mit derjenigen auf geradlinigem Stossstrahl verglichen. Die mediumbedingte Laufzeitverzögerung wechselte stark, bis zu 1,96 sec. oder 17,35 %. Es ergab sich eine nur geringe Abhängigkeit der Verzögerung von der Herdtiefe, die Stärkste bei herdnahen Stationen. Mit den durch Abzug der Verzögerung berichtigten Einsatzzeiten der P-Wellen wurde nach der Hyperbelmethode eine neue Epizentralbestimmung vorgenommen; die frühere erhebliche Streuung der Schnittpunkte verschwand fast vollständig. Ferner zeigte sich, dass die Verwertung von Emergenzwinkeln für mikroseismische Nahbebenbearbeitungen keinen Sinn hat. Das gleiche gilt für die Verwertung von Energiebeobachtungen für Epizentral- und Herdtiefenbestimmungen bei Nahbeben, wenn sich die geologisch bedingten Einflüsse der Mediumunterschiede nicht ausreichend in Rechnung stellen lassen.

Zur Vertiefung der Kenntnisse über die Vorgänge in Erdbebenherden wurden in erschütterungsreicher Gegend Messungen mit mehreren Sätzen des Krumbachschen Ortsbebenseismometers durchgeführt. Am gleichen Ort traten zu verschiedenen Zeiten bei Lokalstößen grundsätzlich verschiedene Seismogrammtypen auf, was auf Wechsel der Herdvorgänge schliessen lässt. Dies steht in bester Uebereinstimmung sowohl mit den örtlichen, namentlich den geologischen Gegebenheiten, als auch mit Ergebnissen von Modellversuchen. Entsprechende Grossversuche im Gelände sind in Vorbereitung.

ANNEXE

RAPPORTS SUR L'ÉTAT DE LA SÉISMOLOGIE DANS LES DIFFÉRENTS PAYS

BULGARIE

Rapport sur le service sismique en Bulgarie.

Depuis 1892 a été organisé en Bulgarie un service d'enquêtes macroséismiques dont les matériaux ont été utilisés dans nos publications en bulgare et français sous le titre « Les tremblements de terre en Bulgarie ». Les matériaux pour 1928 ont été également publiés et ceux de 1928-1939 sont en train d'être édités. Ces derniers contiendront de 5 à 6 mille tremblements de terre.

Depuis avril 1905, ont été installés à l'Institut Central les séismographes horizontaux Omori-Bosch 10 et 25 kg. Les séismographes Omori-Bosch, comme appareils complémentaires enregistrent maintenant des fortes secousses, qui sont fréquentes en Bulgarie. Les données microséismiques sont publiées régulièrement dans le « Bulletin sismique ». On a en projet le montage d'un appareil vertical et l'organisation d'une station en province.

En 1934 a été organisé un service chronométrique moderne qui en plus des applications séismiques, sert à donner l'heure exacte dans le pays.

Sur la base du riche matériel entassé durant 45 années d'observations, (en moyenne de 5 à 6 mille secousses) on a achevé en 1938 une étude sur la séismicité de la Bulgarie et ses conséquences au point de vue pratique. Le séisme désastreux qui a détruit en 1928 une grande partie de la Bulgarie du Sud y compris la ville de Plovdiv avec 100.000 habitants a démontré pour une fois de plus la nécessité d'une telle étude. Il est à désirer que le Congrès nomme une sous-commission afin qu'elle en fasse son étude et recommande des mesures concrètes et des moyens les plus favorables à la lutte contre ces calamités.

Par des raisons diverses les petits pays sont plus gênés que les pays plus vastes dans les recherches macro- et microséismiques. Aussi une collaboration mutuelle et bien organisée entre les pays voisins ou plus éloignés est nécessaire pour obtenir un résultat satisfaisant. Cette nécessité a imposé — comme un premier pas — le projet d'une réunion d'une conférence séismique des pays Balkaniques dans le but qui suit :

L'unification des méthodes et des moyens macro- et micro-séismiques, ainsi que l'organisation d'un réseau de stations séismiques assez dense et d'un même type, afin d'étudier les nombreux séismes locaux. Comme on le sait, la péninsule Balkanique est un riche et naturel laboratoire séismique, dans lequel, si on travaillait par des efforts conjugués, on obtiendrait sans doute la solution de plusieurs des problèmes séismiques actuels.

Nous estimons que cette collaboration sur la base pratique doit être plus large et imposer l'adhésion de certains pays plus éloignés, disposant de possibilités techniques et scientifiques plus riches.

Comme premier exemple on a obtenu une collaboration entre la Reichsanstalt für Erdbebenforschung à Iena et le service séismique de Bulgarie. Ces deux services ont dressé un plan pour l'aide mutuelle et l'étude sur place des séismes éventuels. Dans ce cas, outre les stations en service habituel on mettra en fonction des appareils portatifs.

Pour conclure, nous estimons que cette idée de collaboration régionale sera profitable à l'étude des phénomènes séismiques dans la péninsule Balkanique.

Sofia, Institut Météorologique
de Bulgarie

Director: K. Kiroff
Seismolog: K. Jacekoff

ÉTATS-UNIS

SEISMOLOGICAL ACTIVITIES IN THE UNITED STATES

JULY 1, 1936 TO JUNE 30, 1939.

Report to the International Seismological Association, through the American Geophysical Union. Prepared by the United States Coast and Geodetic Survey.

GENERAL STATEMENT

The three-year period covered by this report was one marked by steady progress in practically all fields of seismological activity. This was not the results of any stimulus due to exceptional seismic activity, as frequently happens, but was primarily the result of well-laid plans on the part of seismologists and their co-workers in many responsible institutions. A review of this report will reveal the very active and stimulating cooperation which exists between both public and private institutions interested in seismological problems. In the formation of one cooperative organization even a national boundary was no barrier to success.

In the United States seismological interest is no longer restricted to the field of geophysics. The structural engineer and the insurance statistician are becoming equally active. Many Government Departments also have need for seismological information in matters relating to the safety of great dams and other projects involving

national defense and public safety. Because of these new interests, the investigator working on the more abstract problems of seismology is finding a wealth of data accumulating which can be used to great advantage in the solution of geophysical and allied problems.

Seismological effort in the United States is centered practically in five organizations and a large number of smaller units as follows: (1) The Government group with the Coast and Geodetic Survey as the agency specifically designated to make seismological investigations, (2) the Jesuit Seismological Association with headquarters at St. Louis University, (3) the Pasadena Seismological Laboratory of the California Institute of Technology, operating in southern California, (4) the Seismographic Station of the University of California, at Berkeley, operating in the San Francisco Bay region and northern California, and (5) the newly organized Northeastern Seismological Association with headquarters at the Seismographic Station of Weston College, Weston, Mass. In addition there are a large number of independently operated seismograph stations, and research of engineering interest is being conducted at several large universities. The activities of the five groups during the three-year period covered by this report are described by groups in the following pages, and a section is provided for a brief review of miscellaneous activities outside of these groups.

At the end of this is a list of active teleseismic stations in the United States according to group affiliation, with the names of the directors, or those who are most active in the work.

Important earthquakes in the United States. — During the 3-year period covered by this report there was the usual activity in the West Coast area but it was all of minor nature. Stronger shocks occurred in other parts of the country notably near Walla Walla, Wash. on July 15, 1936, and near Anna, Ohio on March 2 and 8, 1937. Along the Atlantic coast the only earthquake of note was the moderate shock of August 22, 1938 in New Jersey. Activity in the territories was marked by a strong submarine shock in the Hawaiian Islands on January 22, 1938 and a widely felt shock centering near Fairbanks, Alaska.

THE U. S. COAST AND GEODETIC SURVEY.

Leo Otis Colbert, Director.

This is the Government agency charge with seismological investigation. The activities of other Government agencies in seismology will be found in this section and in a later section entitled «Miscellaneous Activities». The work of the Survey is conducted by the Division of Terrestrial Magnetism and Seismology under the direction of N. H. Heck. The seismological staff at present includes O. W. Swainson, F. Neumann, R. R. Bodle, A. Blake, H. E. McComb, and J. H. Nelson, the two latter specializing in the instrumental field in both magnetism and seismology. The Seismological Field Survey is a special party of the Bureau, which conducts the seismological work of the Bureau on the west coast from headquarters

in San Francisco. F. P. Ulrich is chief of party, D. S. Carder and M. H. Gilmore, associates. W. D. Patterson completed a number of special vibration projects for other Government Departments.

Teleseismic work. — The list of teleseismic stations at the end of this report shows that the Bureau is now operating 4 independent stations at its magnetic observatories, aiding in the maintenance of 7 other stations, and assisting 12 others in the reduction of records or publication of results, or both.

The following instrumental and station changes were made at cooperative stations and independent stations receiving limited assistance :

At *Tucson* the Benioff vertical seismograph was remodeled and provided with a glass case. All recording apparatus was improved. At *Honolulu* the Milne-Shaw seismographs were provided with new drums for more open time scales, and synchronous motors. A low magnification attachment was provided for automatically recording strong local shocks on the old drums which were changed to rotate at high speed. At *Chicago* (University of Chicago) the Milne-Shaw instruments were replaced by McComb-Romberg non-tilt seismographs (of somewhat higher magnification) because of excessive tilt and loss of record. At *San Juan* the Wenner seismographs are being modified to operate with more uniform sensitivity, and provided with dynamic sensitivity testers ; new recorders have been provided, and other steps taken to insure satisfactory operation under tropical conditions. At *Bozeman* the non-tilt seismographs were changed from oil to magnetic damping, magnification was increased, and improved recording apparatus was installed. At *Salt Lake City* a new two-component non-tilt seismograph was installed to replace the old smoked-paper apparatus.

At *Butte* the recording apparatus was improved. At *Des Moines* a privately operated station, assistance has been given in converting the instruments to optical recorders with higher magnification and magnetic damping. At *Bermuda* one component of a Milne-Shaw seismograph was loaned as part of a program of international cooperation, and is now operated by the local Meteorological office of the Bermuda Government. A second component is being overhauled for early installation. At *Lincoln*, Nebraska, an instrument was loaned to test a site for a new station and is now in temporary operation. At *Boulder Dam* the Survey is cooperating in the establishment and maintenance of three local seismographic control stations for locating the source of hundreds of local tremors recorded on the present inadequate installation. A single component Wood-Anderson seismograph loaned by The California Institute of Technology has been operating at Boulder City since March 1938.

There has been unusual delay in the publication of the monthly instrumental reports which tabulate the interpretations for the stations of the Coast and Geodetic Survey group but this is now being rapidly corrected through aid from Government relief agencies. The data on first motions requested by Prof. Ishimoto continues to be given for all impulsive onsets. Several hundred seismograms, or copies,

were loaned to both national and international institutions for special studies. In other cases only specially requested data were furnished.

Immediate information on epicenters was furnished by the Washington office through the cooperation of numerous stations, Science Service, and the Jesuit Seismological Association. In the three-year period immediate information has been furnished on 114 earthquakes, most of which centered in the western hemisphere. About 2,000 code messages were received. The results were broadcast to Europe and to points in the Pacific where further distribution was made by mail. There has been an increasing demand for preliminary data of this type.

In spite of the press of other duties some attention was given in the Washington office to the investigation of apparent anomalies in travel-time curves, especially in the western hemisphere. A clear understanding of this is necessary for accurate epicenter work. Some attention was also given to methods of analyzing earthquake periodicity, and to analysis of noninstrumental data.

Strong-motion instrumental program on the Pacific Coast and elsewhere. — The strong-motion seismograph stations established in 1933 and in subsequent years were kept in continuous operation by the Seismological Field Survey, or by local agencies outside of California. There are now 51 stations at 40 different sites distributed as follows: 42 stations in California, 4 in Montana, 4 in Nevada (3 at Boulder Dam), and one at the Panama Canal. At 11 sites instruments are placed in the upper stories of buildings. The equipment consists of 42 accelerographs, 11 Weed strong-motion seismographs, and 6 displacement meters. Three instruments are held in reserve. All of them operate only when set in motion by strong earthquake movements.

During the three-year period a 12" accelerograph was installed at Hawthorne, Nev., and three others were installed for the Bureau of Reclamation at Boulder Dam, Nev. A similar instrument is now being installed at Logan, Utah. The six strong-motion displacement meters are being converted from oil to magnetic damping.

69 strong-motion records were obtained from 27 earthquakes. There were, however, no earthquakes of outstanding importance in the regions covered. The strongest of the group was recorded at 9 stations in southern California. Preliminary analyses of the records were made at the Washington office and results published in the quarterly Progress Reports, later being printed in permanent form in annual seismological publications of the Survey—the «United States Earthquakes» series.

The Washington office in cooperation with the Massachusetts Institute of Technology conducted a series of shaking-table tests at the Institute (in Cambridge, Mass.) to appraise the performance of the accelerometers used in strong-motion work, and the accuracy obtained in analyzing accelerograms by methods of integration. Although the final report on this project is not entirely complete, it has been agreed that displacement can be computed with sufficient

accuracy for use in engineering studies by double-integrating the observed acceleration curves. In the analytical work A. C. Ruge of the Massachusetts Institute of Technology used the well-known mechanical differential analyzer of that institution, while F. Neumann of the Coast and Geodetic Survey employed numerical methods.

Vibration work. — Practically all building and ground vibration work was done on the Pacific Coast by the Seismological Field Survey, or special parties. The building work was usually limited to tests designed to develop some engineering research. During the three-year period 172 ordinary vibration observations for period were made in 13 buildings ; 21 tests were made with vibrating machines in 15 buildings ; 260 ground vibration tests were made at 158 sites, nearly all of them with a shaking machine ; 26 tests were made at 16 sites on bridges ; and 4 tests were made at 4 dam sites. More than 1000 shaking-table tests were made to standardize the instruments in use. It was necessary to obtain empirical magnification curves for all instruments in order to detect possible resonance in instrument parts. In addition to this program two large projects were completed by a special field party for other Departments of the Government.

New vibration apparatus includes an improved ground-vibration machine weighing about 500 pounds designed by W. D. Patterson, a 4-component galvanometric recording vibration-meter designed by H. Benioff of the Pasadena Seismological Laboratory, and two high-magnification vibration-meters (non galvanometric) designed by R. V. Labarre with the cooperation of Survey personnel. Progress was made in experimental work on a vertical-motion vibration-meter, and on an inexpensive multi-pendulum apparatus for recording and analyzing earthquake motions.

Earthquake information service. (noninstrumental). One of the important duties of the Survey is to collect information on earthquakes which are felt and to publish the data as routine statistical information. In this there is active cooperation of observers of the U. S. Weather Bureau, postmasters, Federal and State geologists, and many organizations and individuals. On the Pacific Coast and in the western mountain region a special earthquake information service is conducted by the Seismological Field Survey with the active cooperation of the Berkeley Seismograph Station (University of California) and the Pasadena Seismological Laboratory. Several thousand volunteer observers, associated mostly with large public utility companies, form the backbone of this service. In addition, collaborators have been appointed in many parts of the country to act in an official capacity in collecting information and in making field surveys in territory within their jurisdiction. Quite a few State geologists are in this group.

In the three-year period the Seismological Field Survey canvassed 59 strongly shaken areas, and collected nearly 6,000 reports on 850 earthquakes on the Pacific Coast and in the western mountain region. The information was published in unabridged form in quar-

terly reports. In the rest of the country several shocks of minor importance were canvassed by the Washington office.

The effective work of the Jesuit Seismological Association and the Northeastern Seismological Association in collecting noninstrumental data is noted in the special sections of this report which cover their activities.

Noninstrumental data from all sources are published, often in condensed form, in the annual seismological publications of the Survey, the «United States Earthquakes» series. In addition to its scientific use, this type of information has been in considerable demand by insurance companies.

Special field projects in seismology. — Three *tilt-meters* of the Merritt (interferometric) type were kept in continuous operation on the grounds of the University of California with the cooperation of the Seismographic Station of that institution, Perry Byerly in charge. A fourth instrument was temporarily dismantled because of station difficulties. At one of the stations an automatic recording device is in operation. The results are published in the form of tilt curves for each calendar year. No clearcut correlation between ground tilt and local earthquakes has yet been found but this is somewhat to be expected in view of the absence of shocks of severely destructive intensity in the area covered. The tabulation of tidal and temperature data has been made a part of the daily routine.

Late in 1937 the Survey, with the cooperation of interested engineers in the San Francisco Bay area, developed apparatus to detect *subterranean noises* which might be associated with slipping along faults. Hydrophones were eventually installed in wells at two points near active faults but one had to be abandoned because of the necessity for returning borrowed equipment. Sounds could be clearly detected but additional data are needed to determine definitely whether such noises can be of value in predicting earthquakes in this area or used to detect deep-seated changes in the rock structure.

Geodetic operations of seismological interest were carried out at four places in California where earth movements were suspected, the work being executed by the Division of Geodesy of the Coast and Geodetic Survey. They consisted principally in the re-running of level lines and arcs of triangulation, some of the work being so planned that differential movements in three dimensions might be detected in case changes of sufficient magnitude occurred. The details of this work are covered in the Report of Geodetic Operations in the United States for 1936-1939, prepared for presentation to the Washington Assembly. A geodetic project of indirect seismological interest was the re-running of levels in the region of San Jose, Calif. where subsidence of the ground occurred over a period of years and was finally attributed to changes in the underground water level.

Reports and publications in seismology. — Routine reports and publications were issued as follows:

1° «United States Earthquakes», the annual seismological publication of the Coast and Geodetic Survey. 1937 issue now in press.

2^o Monthly Seismographic Reports, mimeographed tabulations of teleseismic data for all Coast and Geodetic Survey and cooperating stations and a number of independent stations: Issued through May, 1937.

3^o Preliminary Determination of Epicenter cards, giving immediate determinations of epicenters based on telegraphic and other data.

4^o Quarterly Progress Reports on Strong-motion Work, containing analyses of strong-motion records and many other items of general interest. Issued through March, 1939.

5^o Abstracts of Noninstrumental Reports collected on the Pacific Coast and in the Western Mountain Region. Issued through September, 1938.

THE JESUIT SEISMOLOGICAL ASSOCIATION.

(Prepared by the Central Station at St. Louis.)

The membership of the Jesuit Seismological Association during the past three years has consisted of the following stations: *Buffalo* (Canisius College), Reverend J. P. Delaney, S. J., Director until the summer of 1938, Reverend E. J. Kolkmeier, S. J., 1938-1939; *Chicago* (Loyola University), Reverend A. R. Schmitt, S. J., Director; *Cincinnati* (Xavier University), Reverend V. C. Stechschulte, S. J., Director; *Denver* (Regis College), Reverend A. W. Frostall, S. J., Director; *Fordham* (Fordham University), Reverend J. J. Lynch, S. J., Director; *Georgetown* (Georgetown University), Reverend F. W. Sohon, S. J., Director; *Milwaukee* (Marquette University), Reverend Joseph F. Carroll, S. J., Director; *Mount Saint Michael's* (Gonzaga University), Reverend Francis C. Altman, S. J., Director; *New Orleans* (Loyola University), Reverend Karl A. Maring, S. J., Director; *Santa Clara* (University of Santa Clara), Doctor Albert J. Newlin, Director; *Weston* (Weston College), Reverend George A. O'Donnell, S. J. Director, Reverend Daniel Linehan, S. J., in charge; and the Saint Louis University group of stations. This group consists of a principal station at *Florissant* and two auxiliary stations in *Saint Louis*, Missouri, as well as of a cooperative station at *Little Rock*, Arkansas, of which Reverend Joseph A. Murray is director, and of a new station at *Cape Girardeau*, Missouri, established in cooperation with the Southeast Missouri State Teachers College with Professor A. C. Magill as director. The completion of the Florissant-Little Rock-Cape Girardeau triangle will assist greatly in the location of earthquakes in the New Madrid area. The seismographs which are now at Cape Girardeau were purchased through a grant for this purpose by the National Research Council, as were those at Little Rock also.

The station at Weston has taken an active part during the past year in the organization of the New England Seismological Association for the study of local earthquakes and quarry blasts in New England and adjacent parts of Canada.

It is hoped that the stations at John Carroll University, Cleve-

land, Ohio, and at Spring Hill College, Alabama, will soon resume their activity.

The Central Station of the Jesuit Seismological Association at Saint Louis has continued its program of immediate, tentative location of epicenters in cooperation with Science Service and the United States Coast and Geodetic Survey. These results are telegraphed at once to Science Service in Washington and are then embodied together with all data received in a Preliminary Bulletin which is sent to more than 350 institutions and working seismologists in all parts of the world. During 1936 there were thus published 27 Preliminary Bulletins. In six of these preliminary epicenters were given. Tentative locations were stated in coordinates for twenty other earthquakes, and in one case only the general region was given. Out of 32 Preliminary Bulletins issued in 1937, twenty-seven gave tentative locations in terms of geographical coordinates, two stated only the region and one gave only the data. In 1938 a total of 45 Preliminary Bulletins were published; of these 39 contained a tentative statement of the epicenter and six gave only the epicentral region.

THE PASADENA SEISMOLOGICAL LABORATORY

of the

California Institute of Technology.

(Prepared by the Laboratory.)

The California Institute of Technology operates the network of stations which was built in cooperation with the Carnegie Institution of Washington. The network includes the Seismological Laboratory at Pasadena and six auxiliary stations situated within a radius of 200 miles from Pasadena.

The Seismological Laboratory at Pasadena is equipped with the following instruments: 2 short-period (0.8 sec) Wood-Anderson torsion seismographs; 1 longperiod (6.0 sec) Wood-Anderson seismograph; 4 Benioff variable reluctance pendulum seismometers (period 1 sec), mass 100 kg. operating 3 long-period (120 sec) galvanometer recorders, 3 short-period ($1/4$ sec) galvanometer recorders, and one 14 sec. galvanometer with ink writing recorder; 1 Benioff vertical component electromagnetic pendulum seismometer with moving conductor transducer, mass 50 kg. period 1.5 sec. operating 0.25 sec. galvanometer with 35 mm film recorder. Horizontal component instruments similar to the last mentioned are being constructed. 1 Benioff linear strain seismometer with variable reluctance transducer operating a 60 second period galvanometric recorder; 2 Wood-Anderson torsion seismographs modified by S. Smith having periods of 10 seconds and magnification of 4; 3 Benioff electromagnetic microbarographs.

Each of the auxiliary stations is equipped with 2 Wood-Anderson short-period (0.8 sec) torsion seismographs and 1 Benioff vertical variable reluctance electromagnetic pendulum seismograph with short-period (0.25) galvanometric recorder.

All recorders are operated with 10 cycle synchronous impulse motors controlled by 10 cycle reeds or tuning forks with power derived from storage batteries. The drums operate with an overall diurnal precision of approximately 1 in 25,000 and within a minute the error of run does not exceed $1/10$ second. The errors of run of the film recorder within a minute do not exceed one or two hundredths of a second.

The auxiliary stations are provided with Mercer Land type electrically wound chronometers having contacts operating every 30 seconds. At Pasadena the clock consists of a 50 cycle Elinvar tuning fork electrostatically driven. A standby clock is arranged to be automatically switched into service in case of failure of the main clock.

All stations are provided with automatic radio receivers which put six daily NPG 113 KC time signals on the records of one seismograph and an auxiliary drum. At Pasadena there is in addition a short wave receiver, and a 42.8 KC receiver recording continuously.

All stations are equipped with automatic recording lamp brighteners operating from the vertical electromagnetic seismometer when the ground movement exceeds a predetermined value.

At the auxiliary stations an attendant changes the photographic recording sheets daily and mails them to Pasadena weekly. Otherwise the operation of these stations is completely automatic except for occasional visits of a technician.

A seismograph recorder is mounted in a trailer together with batteries, radio receiver and clock for observations with a portable electromagnetic seismometer at any location accessible with a car.

Equipment for a group of semipermanent stations is being built, for study of special problems. The instrumental equipment of each of these stations will consist of one Benioff electromagnetic vertical pendulum seismograph with moving conductor transducer and short-period galvanometer recorder using motion picture film; a Mercer chronometer, automatic radio, storage batteries and charging equipment.

The recording speed of all short period paper recorders is 60 mm per minute while the long period recorders are 15 and 30 mm per minute. The short period film recorders operate at 15 mm per minute and the film records are measured in a projector type measuring device which projects an 8 fold enlarged image on a ground glass. This can be measured directly with a scale as is the practice with the paper records. For high precision (0.01 sec.) a specially designed measuring microscope is available with two micrometer movements measuring time in seconds and amplitude in millimeters.

Although the above items represent all of the equipment in operation at the present time a large portion has been redesigned or developed by H. Benioff within the past three years. The new items are the new electromagnetic pendulum seismometer with moving conductor transducer, the film recorder and film measuring instruments and the microbarographs.

Routine measurement and interpretation of seismograms is under the supervision of C. F. Richter. This is all carried out at Pasadena for the seven stations of the group. In addition, original seismograms are regularly available for inspection from the stations at Boulder City (by courtesy of the U. S. Reclamation Service) and at Tucson (by courtesy of the U. S. Coast and Geodetic Survey). Data and original seismograms are frequently exchanged with the station of the University of California at Berkeley. Finally, the seismograms written at Huancayo, Peru (station operated by the Carnegie Institution of Washington) are permanently filed at Pasadena.

The Laboratory circulates two sets of reports, one of which catalogues the local shocks of the region, while the other gives detailed readings for teleseisms and for the larger local shocks.

At the laboratory more or less complete information is available for local shocks occurring since 1926. The cataloguing is fairly complete from 1934 to date; this is represented by a series of monthly reports, giving epicentral coordinates and time of occurrence to the minute for each shock listed, as well as its rank on the Pasadena magnitude scale. Annually between 200 and 250 shocks, strong enough to be felt locally, occur in the Southern California area; thousands of small local disturbances are recorded, for which precise location is impossible.

During the period for which our information is adequate, the epicenters of the smaller local shocks have not been so distributed as to outline the principal faults. Many of the smaller shocks are associated with the mosaic of minor faults, so that the distribution of epicenters has an appearance of random scatter over the map. Certain short segments of known faults are marked out by epicenters, especially by those of aftershocks of larger earthquakes. It is especially noteworthy that the San Andreas fault, which is the major active line of the region, has been almost completely quiescent along the segment which is nearest to Pasadena, although shocks have occurred elsewhere along this fault.

Some changes in the regional activity appear to have a definite dynamical significance. About 1929 an unusually large number of shocks began to occur in the area of the Mojave Desert north of Pasadena; these shocks increased in frequency and magnitude until near the end of 1932. On December 20, 1932, a major earthquake occurred in Nevada; after this the shocks in the Mojave Desert area ceased to occur for several years. Since the summer of 1938, this activity has recurred, and seems to be increasing again.

No large shock has occurred in the Southern California area in the last four years. The largest recent earthquake there was the «Terwilliger Valley earthquake» of March 25, 1937. This shock was of magnitude 6, and accordingly would have been destructive in a settled community; but the epicenter was in a nearly uninhabited section of the San Jacinto Mountains. A note on this shock has been published by Mr. H. O. Wood.

Dr. Benioff has published an investigation on the extent of faulting in the Long Beach earthquake of 1933. Dr. Gutenberg and

Dr. Benioff have published a paper giving results of a field study of the « Mammoth earthquake fault », which is a part of a system of fractures in a volcanic area on the east slope of the Sierra Nevada.

With present equipment, determinations of epicenter and depth are still subject to errors of several kilometers, even in the most favorable cases. This is unsatisfactory for geological purposes. Accordingly, it is planned to set up the new instruments now under construction to form a closely spaced network of semi-permanent stations in a selected area.

Dr. Gutenberg has been associated with Dr. J. P. Buwalda in an investigation of the depth of sediments in the Yosemite Valley, using the seismic reflection and refraction methods.

The bulletin giving our readings for teleseisms is circulated after a sufficient lapse of time to allow of the use of reports and data from other stations in the final interpretation. Accordingly, a preliminary bulletin giving less detailed information is circulated in advance. These bulletins are mailed to all stations interested in receiving them, and the staff of the Laboratory are very grateful to all stations and institutions sending their bulletins and publications in exchange.

Special studies, based on original seismograms and on reported readings, have covered many problems connected with the propagation of seismic waves and the internal structure of the earth. Among the more recent of these have been : geographical distribution and focal depth of deep-focus earthquakes ; propagation of longitudinal waves inside the core ; focus of SKS ; travel times of selected shocks ; use of data from deep-focus earthquakes to revise the standard travel time tables. (Publications by B. Gutenberg and C. F. Richter).

THE BERKELEY SEISMOGRAPHIC STATION

of the

University of California.

(Prepared from information furnished by Perry Byerly, Seismologist in charge.

This is the central station of a group operating in the San Francisco Bay region in California, and a few outlying points. The stations which operated in this group from July, 1936 to June 30, 1939 are *Berkeley*, *Mount Hamilton*, *Palo Alto*, *San Francisco*, *Ferndale*, and *Fresno*. A station was established at *Mineral* early in June, 1938 with a one-component Wood-Anderson seismograph. During this period the following numbers of « Earthquakes in Northern California and the Registration of Earthquakes at the University of California Stations » have been issued : Vol. 5, No. 3 ; Vol. 6, Nos. 1, 2, 3, 4 ; Vol. 7, Nos. 1, 2, 3, 4. They cover the period from October 1, 1935 to December 31, 1937.

Routine activities of non-instrumental nature consisted primarily in consultations with the Seismological Field Survey of the U. S. Coast and Geodetic Survey on the postcard questionnaires.

•

The following is a summary of research projects conducted at the station: (1) The seismographic records of local earthquakes are being analyzed for evidence of free periods which may be characteristic of the individual station sites; (2) a great quantity of measurements have been made on microseismic records, and the data are being analyzed in conjunction with surf observations made through the cooperation of U. S. Coast Guard and U.S. Lighthouse Service personnel at Point Bonita and Point Reyes, respectively. A report on this activity is being presented at the Washington Assembly to the International Commission for the Study of Sea Waves. (3) An analysis of earthquakes in the north Pacific region is also in preparation. These three projects are being conducted by Perry Byerly, seismologist in charge. (4) A special study of the central Alaska earthquake of July 22, 1937 was made by John N. Adkins with particular regard for travel time curves. (5) James T. Wilson is making a special investigation of South Atlantic earthquakes with particular reference to surface waves. Messrs. Adkins and Wilson are graduate students of the University.

BIBLIOGRAPHY.

« Questionnaire Program for Collecting Earthquake Data. » Perry Byerly and Henrietta S. Dyk. A section of U. S. Coast and Geodetic Survey Special Publication No. 201 entitled « Earthquake Investigations in the United States », pp. 43-48.

« Northern California Earthquakes, April 1, 1934 to December 1, 1935 ». Perry Byerly and James T. Wilson. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 26, pp. 207-213, July, 1936.

« Earthquakes of the Coast of Northern California ». Perry Byerly. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 27, pp. 73-96, April, 1937.

« Earthquake of July 6, 1934: Amplitudes of First Motion ». Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 28, pp. 1-13, January, 1938.

« Comment by Perry Byerly on the Sierra Nevada in the Light of Isostasy by Andrew C. Lawson ». Bulletin of the Geological Society of America, Vol. 48, pp. 2025-2031.

« Determination of Deep-seated Crustal Structure in California ». (Abstract). Bulletin of the Geological Society of America, Vol. 49, pp. 1946-1947, December, 1938.

« Northern California Earthquakes, January 1 to December 31, 1937 ». Perry Byerly and John N. Adkins. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 28, pp. 263-268, October, 1938.

« Microseisms Recorded at Berkeley ». Perry Byerly and James T. Wilson. Transactions of the American Geophysical Union, 19th Annual Meeting, Washington, 1938, pp. 107-109.

« Near Earthquakes in Central California ». Perry Byerly. In press. To appear in the Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 29, No. 3, July, 1939.

NORTHEASTERN SEISMOLOGICAL ASSOCIATION

(Prepared by the Central Station at Weston, Mass.)

This is the first Progress Report of the North Eastern Seismological Association (NESA) as the Association has just completed its first year of operation.

Number of member stations: There are at present 9 member stations with some of these having substations whose records and readings are available for use. The stations are: The University of Vermont ; Harvard Seismic Station ; Fordham University ; Dominion Observatory, Canada ; Portland Seismic Station ; Williams College ; Machias (MIT) Station ; The University of Pittsburg ; Weston College (Central Station).

Publication of Results: A bulletin is issued every two weeks with the published results of the Association, and includes general topics to the Association as well as seismic data.

The bulletin is intended to contain seismic data of only local interest and is mailed to about 16 addresses. Teleseismic data which might be of such character as to be of special interest to the short period stations of the association is sometimes included.

Routine activity: Any data of seismic activity believed to be of local origin is mailed to the central Station as soon as interpretation is made at the member stations. This data is compiled at the Central Station and an epicenter determined, if possible. In the case of quarry blasts, etc., the location of the quarry is given and the actual time as well as the computed time of the blast is given. Data is collected courtesy of the U. S. Coast and Geodetic Survey, and the bulletin is published and mailed, courtesy of the Dominion Observatory. The manuscript is prepared at Weston and mailed to the Dominion Observatory about one week after the deadline of the current issue. This is to allow ample time for all reports to be in.

Special Research: The projects mentioned below do not constitute a complete list of the individual station operations, but are those which affect the other member stations as well.

Dominion Observatory: A special study is being made on «rock bursts». Registrations of these bursts were recorded on most of the NESA station instruments.

Harvard Seismic Station: Work on travel times applicable to New England. This work was begun before the inauguration of NESA but has been added to since the added assistance of the other stations proved to be valuable. This is the result of both timed quarry blasts and local quakes.

Fordham University: Study of disturbances due to traffic etc.

Mass. Inst. of Tech. Study of ground motion from well timed quarry blasts. Besides the use of portable apparatus the results of the fixed stations are used in this work.

Weston College: Study of quakes of about 20° dist. A study of long period vibrations of origin other than seismic. Comparison studies of recent epicentral determinations with older determinations. Construction of seismic map of Northeastern Section.

Williams College: Study of non-instrumental activity and station operation.

Bibliography: Bulletins N° 1 to N° 24 were issued up to the end of June, 1939. Some contain supplements of special note. Publi-

cations of the member stations, even though pertaining to NESA operations are not listed here.

PRELIMINARY REPORT ON SEISMIC LABORATORIES IN NEW GEOPHYSICS BUILDING, COLORADO SCHOOL OF MINES

prepared by

C. A. HEILAND.

The purpose of this report is to present a preliminary account of the new seismic laboratories now under construction at the Colorado School of Mines at Golden, Colorado. A similar paper dealing with the magnetic and electrical laboratories and equipment has been prepared for presentation before the Section of Terrestrial Magnetism and Electricity of the Union.

Plans for the construction of these laboratories date back to 1936, and provided originally for the construction of a Geology-Geophysics building in one unit with a portion set aside for Geophysics laboratories. Several unforeseen circumstances made it necessary to build the central portion first for Geology alone and to add two wings, one intended for a museum and the other to house the offices, laboratories, and lecture rooms of the Geophysics Department. An offer for federal aid for these additions was received from the Public Works Administration in October, 1938; construction commenced early in March. The Geophysics Wing is expected to be completed in October, 1939.

Fig. 1 ⁽¹⁾ shows the structure as it will appear when completed. The Museum Wing is on the West (right), the Geophysics Wing on the East side. Fig. 2 is a model of the room-arrangement of the Geophysics Wing on the ground floor. Of special interest in connection with this report is the seismic laboratory (5), the associated dark room (7), recording room (6), screen room (8), rock testing laboratory (12), garage (14), and constant temperature room (17), with associated dark room (16). On the first floor, 113 is a lecture room, 114 an electronics laboratory, 115 a well testing laboratory, 112 and 111 graduate student room and library, respectively, and 105-108 are offices.

In the new laboratories considerable attention will be devoted to a study of the physical behavior of rocks and formations. Suitable testing apparatus for rock specimens will be set up permanently in room 12. For a determination of their elastic properties the dynamic method will be used and not only natural frequencies but energy dissipation characteristics of rocks will be investigated. Provision is made to store rock specimens with known elastic properties. For the time being, no seismic recorder will be installed at our laboratories

¹⁾ En raison des circonstances il n'a pas été possible de reproduire les figures citées par l'auteur (N. D. L. R.).

since it would mean unnecessary duplication of the Regis College installation which is but a few miles away and quite capably handled by Father A. W. Forstall. However, an instrument pier resting on bedrock (Fig. 4) has been provided in the recording room (6) so that a permanent recorder installation can be made when desired. The seismic laboratory (5) is to provide for instruction and research chiefly in connection with the construction and testing of seismic detectors, amplifiers, and galvanometers. The screen room (8) is intended for such detector and amplifier tests in which high sensitivity and freedom from extraneous interference is essential; it is equipped with a test block (Fig. 5) on which will be mounted a shaking table for periodic and transient oscillations. The dark room (7) is located conveniently between the screen and recording room (which are both dark) so that records can be developed immediately. The seismic field equipment which consists of a complete 6-channel reflection apparatus with communication, timing- and compander-system, installed in a recording truck, and a portable rotary drill, likewise truck-mounted, will be kept in the garage (14) when not in use. While the present equipment is arranged for communication and shot-instant transmission by wire, work in the next year will be directed toward perfection of a radio transmission system.

Due to the various and sometimes conflicting functions which geophysical laboratories have to perform when housed under one roof, and unavoidable interference arising from traffic and blasting vibrations and circuit surges in the same and the adjacent building, special precautions had to be taken in the planning of foundations and room design. While the main seismic recording pier was carried to solid bedrock (Fig. 4), the shaking table test block (Fig. 5) was vibration-insulated so that test records would not be affected by extraneous building, etc. vibrations, at the same time guarding against a transmission of its vibrations to the seismic recording pillar. For the same reason, the generator foundation in the tank room is vibration-insulated. To protect the sensitive seismic recording equipment from all extraneous interference from electrical and magnetic fields, rooms (6) and (8) are provided with double Faraday cages, the outside screen being grounded, the inside floating. As is seen in Fig. 5, the screens pass through the top of the cement pillars, yet do not interfere with their motion since braided strips are provided to connect the pillar screens with the room screens.

The laboratories and equipment facilities for instruction and research in geophysical exploration by gravity, radioactive and soil-analysis methods will be described in a subsequent paper to be issued upon the completion of the laboratories.

MISCELLANEOUS ACTIVITIES.

Seismological stations. — The new station at *Bermuda* was made possible through the efforts of the Commission on Continental and Oceanic Structure of the International Union of Geodesy and Geophysics. Although operation with only one component did not begin until February, 1939, the results obtained from the recording of

several earthquakes following all-Atlantic paths are so significant that the solution of some of the major questions relating to the oceanic structure may be expected as a result of data already obtained and the more complete data expected after the second component is installed.

The decision of the U. S. Bureau of reclamation to install three first class seismograph stations in the *Boulder Dam* area marks another region in the United States to be subjected to intensive seismographic study. Regions which are now either well or partially controlled are southern California, the San Francisco Bay region in California, the Central Mississippi River valley area, and the New England area.

Definite steps have been taken to place the station at the *University of Pittsburgh* on an active basis. D. C. Bradford will be in charge. At *State College, Pa.* a concrete vault with a 20-ton pier has been built into the new structure housing the Geophysics Department largely through the efforts of H. Landsberg. At Lincoln, Nebr. a permanent seismographic installation is contemplated in the basement of the new astronomical observatory. Test runs are now being made with a borrowed instrument.

Seismological-engineering projects. — Extensive engineering investigations aiming at improved design in structures subject to severe earthquake movements were made by the Engineering Departments of the Massachusetts Institute of Technology (A. C. Ruge), California Institute of Technology (R. R. Martel), and Stanford University (L. Jacobsen). Structural engineers associations, especially on the west coast have been active in encouraging this type of study and efforts are being made both locally and nationally (through the American Standards Association) to incorporate sound building practice in building codes for earthquake areas. Extensive engineering projects of the Federal Government, especially those involving the construction of dams and the impounding of great quantities of water, are being given serious study from the viewpoint of earthquake risk. The seismologists contribution in this field lies largely in measuring motions due to earthquakes and other causes, and reducing the field data to a form in which it can be used by the engineer. Considerable effort has therefore been put into the analysis of strong-motion and other seismographic records.

Application of seismic methods (non-commercial). — One of the most notable applications of seismic methods to investigate surface structure was the work of Maurice Ewing (Lehigh University), cooperating with other scientific agencies, in determining the structure of the continental shelf along the Atlantic seaboard. Explosives have also been used by L. D. Leet (Harvard Seismographic Station), L. B. Slichter (Massachusetts Institute of Technology), and J. P. Buwalda and B. Gutenberg (California Institute of Technology) to study surface formations, and in some instances the propagation of seismic waves. Reflection methods are being used successfully by a number of engineers to determine the depths of sediments to solve road foundation and other problems. The U. S. Bureau of Mines

has developed a rather elaborate program to study the effects of blasting on structures.

Seismological literature. — The quarterly bulletins of the Seismological Society of America continue to serve efficiently as the leading seismological journal in the field of «pure» seismology. A recent number of special interest is the 297 pages catalog entitled «Descriptive Catalog of Earthquake of the Pacific Coast of the United States, 1769-1928» by S. D. Townley and M. W. Allen. «Earthquake Notes», the organ of the Eastern Section of the Society, adequately handles items of special interest to seismologists in the East, but does not publish lengthy papers. The leading geological journals have published considerable material of special geological interest; and certain engineering journals feature seismological news items more often than in previous years.

In addition to the numerous reports and papers published in these journals the past three years have been marked by the appearance of a number of books by American seismologists, chief among them being: «Theoretical Seismology» by J. B. Macelwane and F. W. Schon, the last of two volumes; «Earthquakes», by N. H. Heck; and «Practical Seismology and Seismic Prospecting» by L. D. Leet.

The following Government publications of note were issued: «Earthquake Investigations in California, 1934-1935», Special Publication N^o 201 of the Coast and Geodetic Survey, containing chapters by many authors on the various phases of earthquake investigations being conducted under Federal auspices, and featuring the strong-motion and vibration programs in particular. Special Publications 149 and 191 of the same Bureau, covering the earthquake history of the United States, have been brought up to date and expanded, and are now issued in two parts as Serial No. 609, «Earthquake History of the United States», each part covering substantially the same territories as the original publications. The Survey also issued a publication entitled «The Selection, Installation, and Operation of Seismographs».

ACTIVE TELESEISMIC STATIONS OF THE UNITED STATES AND AFFILIATED STATIONS ELSEWHERE, 1936-1939.

U. S. Coast and Geodetic Survey and cooperating stations.

Bozeman, Mont.	Montana State College. E. Therkelsen.
Butte, Mont.	Montana School of Mines. G. L. Shue.
Chicago, Ill.	U. S. Weather Bureau and University of Chicago. M. O. Swenson, U. S. Weather Bureau.
College, Alaska	University of Alaska, near Fairbanks. E. H. Bramhall.
Columbia, S. C.	University of South Carolina. S. Taber.

Honolulu, Hawaii	University of Hawaii. J. H. Peters, E. O. Heaton, U. S. Coast and Geodetic Survey.
Salt Lake City, Utah	University of Utah. H. Schneider.
San Juan, Puerto Rico....	U. S. Coast and Geodetic Survey Magnetic and Seismological Observatory. E. A. Bernstein, H. A. Cotton.
Sitka, Alaska.....	U. S. Coast and Geodetic Survey Magnetic and Seismological Observatory. J. Herschberger, R. E. Gebhardt.
Tucson, Ariz.....	U. S. Coast and Geodetic Survey Magnetic and Seismological Observatory. J. W. Joyce, J. H. Herschberger.
Ukiah, Calif.	U. S. Coast and Geodetic Survey International Latitude Observatory. H. G. Wrocklage.

This Bureau also interprets records and/or publishes results for the 10 independent stations in this list marked¹. See further on.

Jesuit Seismological Association Stations.

Buffalo, N. Y.....	Canisius College. Rev. J. P. Delaney, S. J., and Rev. E. K. Kolkmeier, S. J.
Chicago, Ill.	Loyola University. Rev. A. R. Schmitt, S. J.
Cincinnati, Ohio	Xavier University. Rev. V. C. Stechschulte, S. J.
Denver, Colo.	Regis College. Rev. A. N. Forstall, S. J.
Georgetown (Wash.), D. C.	Georgetown University. Rev. F. H. Sohon, S. J.
New York, N. Y.	Fordham University. Rev. J. J. Lynch, S. J.
Milwaukee, Wisc.	Marquette University. Rev. J. F. Carroll, S. J.
Mount Saint Michaels (Spokane), Wash.	Gonzaga University. Rev. F. C. Altman, S. J.
New Orleans, La.	Loyola University. Rev. K. A. Maring, S. J.
Santa Clara, Calif.	University of Santa Clara. A. J. Newlin.
Weston, Mass.	Weston College. Central station of north-eastern Seismological Association. Rev. D. Linehan, S. J.
St. Louis, Mo.....	St. Louis University. Central station of Jesuit Seismological Association. Rev. J. B. Macelwane, S. J.
Florissant, Mo.	St. Louis University auxiliary station.
Little Rock, Ark.	St. Louis University cooperative station. Rev. J. A. Murray.

Cape Girardeau, Mo. St. Louis University cooperative station
at Southeast Missouri State Teachers
College. A. C. Magill.

Pasadena Seismological Laboratory Stations.

Pasadena, Calif. Seismological Laboratory of the California
Institute of Technology. J. P. Buwalda,
H. O. Wood, B. Gutenberg, H. Benioff,
C. F. Richter.
Santa Barbara, Calif. Auxiliary station in the Museum of
Natural History.
La Jolla, Calif. Auxiliary station at the Scripps Institu-
tion of Oceanography.
Haiwee, Calif. Auxiliary station on property of Bureau
of Water Works and Supply, City of Los
Angeles.
Tinemaha, Calif. Auxiliary station on property of Bureau
of Water Works and Supply, City of Los
Angeles.
Riverside, Calif. Auxiliary station on property of the
Riverside municipal government.
Mt. Wilson, Calif. Auxiliary station at the Mt. Wilson
Observatory.

University of California Stations.

Berkeley, Calif. University of California Seismographic
Station. Perry Byerly.
Mt. Hamilton, Calif. Auxiliary station at the Lick Observatory.
Palo Alto, Calif. Auxiliary station at Stanford University.
San Francisco, Calif. Auxiliary station at the University of
San Francisco.
Ferndale, Calif. Auxiliary station privately operated.
Fresno, Calif. Auxiliary station at Fresno State College.
Mineral, Calif. Auxiliary station in Lassen Volcanic Na-
tional Park.

Independent Stations.

Ann Arbor, Mich. University of Michigan. R. A. Curtess.
Balboa Heights, C. Z.¹... The Panama Canal. R. Z. Kirkpatrick.
Bermuda, St. George's .. Bermuda Meteorological Station. A pro-
ject of the Commission on Continental
and Oceanic Structure of the Interna-
tional Union of Geodesy and
Geophysics.
Boulder City, Nev. U. S. Bureau of Reclamation. T. C. Mead.
Burlington, Vt.¹ University of Vermont. E. C. Jacobs.
Charlottesville, Va.¹ University of Virginia. Inactive after
June 1936.

Denton, Tex.	Private station. J. W. Crain. Operation intermittent.
Des Moines, Iowa ¹	Private station. M. M. Seeburger. Inactive after June, 1937.
East Machias, Me. ¹	Massachusetts Institute of Technology camp. A. C. Ruge.
Hawaii Island, T. H.	U. S. National Park Service and Hawaiian Volcano Research Association operate several stations for study of local volcanic activity. T. A. Jaggar.
Huancayo, Peru ¹	Magnetic Observatory of the Department of Terrestrial Magnetism, Carnegie Institution of Washington. O. W. Torreson, F. T. Davies.
Ithaca, N. Y.	Cornell University. Operation intermittent.
Lincoln, Nebr. ¹	Nebraska Wesleyan University. New station. J. C. Jensen.
Madison, Wisc.	University of Wisconsin. Operation intermittent.
Manila, Philippine Islands .	Philippine Weather Bureau. William C. Repetti, S. J.
Montezuma, Chile ¹	Smithsonian Institution Solar Observatory. C. P. Butler.
Oak Ridge Observatory, Mass	Harvard University Seismograph Station. L. D. Leet.
Philadelphia, Pa. ¹	The Franklin Institute. J. Stokley, W. Schlesinger.
Pittsburgh, Pa. ¹	University of Pittsburgh. H. M. Rutherford, D. C. Bradford. Operation intermittent.
Portland, Me.	Auxiliary for Harvard station.
Reno, Nev.	University of Nevada. V. P. Gianella.
Seattle, Wash. ¹	University of Washington. H. A. Coombs.
State College, Pa.	Pennsylvania State College. H. Landsberg. Operation intermittent.
Williamstown, Mass.	Williams College. E. L. Perry.

¹ See note under list of U. S. Coast and Geodetic Survey Stations.

FRANCE

RAPPORT SUR LA SEISMOLOGIE EN FRANCE

PAR E. ROTHÉ.

Depuis 1936 la séismologie française a été éprouvée d'abord par la disparition de notre dévoué Président de l'Union Ch. LALLEMAND, puis par celle de J. LACOSTE, qui, à Edimbourg, avait encore pris une part active à nos travaux. Il a été rendu compte des mérites de ces

regrettés collègues dans le rapport moral du secrétaire général de l'Association. M. LACROUX, Directeur du service météorologique de Tunisie, est aussi mort en 1936.

D'une manière générale on peut résumer les développements pris en France par les études séismologiques en les groupant en trois catégories.

1^o *Etudes macroséismiques.* — Travaux détaillés, très complets, sur les séismes en France ; leur rapport avec la géologie du sous-sol, la propagation des ondes, la conductibilité des terrains par J.-P. ROTHÉ ; les annuaires ou Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg des trois dernières années constituent un historique détaillé avec une interprétation géologique ou morphologique des principaux tremblements de terre en France. Ce travail contient aussi des remarques sur la manière dont doivent être faites les observations macroséismiques et leur dépouillement.

Dans le même ordre d'idées les articles de Mme A. HÉE dans ces mêmes annuaires constituent l'histoire de l'Algérie séismique ; l'empire colonial et l'Afrique du Nord ont été pendant ce triennat l'objet des observations de Ch. BOIS (Tunisie), DEBRACH (Maroc), P. POISSON (Madagascar), STAHL, PETERSCHMITT (Djibouti, etc...).

2^o *Etudes d'instruments.* — M. GRENET à l'Observatoire de Clermont-Ferrand a continué les travaux qu'il avait entrepris avec M. COULOMB, comparaisons entre divers séismographes électromagnétiques.

En particulier il a comparé un instrument type Wenner (ayant des caractéristiques analogues à celles d'un séismographe à amplification mécanique) et un type Benioff à longue période (amplification proportionnelle à la fréquence). Tous deux donnent satisfaction.

L'appareil Benioff enregistre à la fois les téléseismes et les séismes proches ; toutefois les phases d'un téléseisme se distinguent mieux sur le type Wenner.

D'autres instruments sont à l'étude au bureau central pour l'établissement d'un prototype pour le réseau français.

3^o *Travaux théoriques.* — M. L. CAGNIARD qui a présenté une note pour ce congrès a rédigé un volumineux mémoire sur la réflexion et la réfraction des ondes séismiques progressives ; c'est un ouvrage de physique mathématique présenté comme thèse de Doctorat ès sciences mathématiques. M. LABROUSTE a continué à appliquer aux phénomènes séismiques sa méthode d'analyse.

Quelques ouvrages relatifs à la séismologie ou à ses rapports avec les autres parties de la géophysique sont actuellement ou en préparation ou sous presse.

La liste bibliographique ci-jointe rassemble les autres principales publications des dernières années.

BIBLIOGRAPHIE.

Abréviations.

C. R. : Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris.

A. F. A. S. : Comptes rendus des congrès de l'Association française pour l'avancement des sciences.

Matériaux: Matériaux pour l'étude des calamités, publiés par les soins de la Société de Géographie de Genève, sous les auspices du Comité International de la Croix-Rouge et de la Ligue des sociétés de la Croix-Rouge.

S. S.: Comptes rendus des congrès des Sociétés savantes.

Ann. Paris: Annales de l'Institut de Physique du Globe de Paris.

Ann. Strasbourg: Annuaire de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg.

Publ. B. I. S., A.: Publications du Bureau international de Séismologie, série A (Travaux Scientifiques).

Publ. B. I. S., B.: Publications du Bureau international de Séismologie, série B (Monographies).

Ann. Ph. Gl. Fr. Outr.: Annales de Physique du Globe de la France d'Outre-mer.

AUBERT DE LA RUE E. Les tremblements de terre aux îles St-Pierre et Miquelon. (Ann. Ph. Gl. Fr. Outr., N° 19, 1937, p. 25).

BERNARD P. Relation entre la houle sur la côte du Maroc et l'agitation microséismique en Europe occidentale. (C. R., t. 205, 1937, p. 163.)

— Le cycle solaire dans l'agitation microséismique. (C. R., t. 206, 1938 ; p. 1585.)

— L'agitation microséismique au Maroc. (Ann. Ph. Gl. Fr. Outr., N° 29, 1938, p. 143.)

BOIS Ch. L'agitation microséismique à Strasbourg en 1935 (Ann. Strasbourg, 1935, S., p. 66) ; en 1936 (Ibid. 1936, p. 70.)

— Tremblements de terre en Tunisie, en 1935 (Ibid. 1935, p. 145) ; en 1936 (Ibid. 1936, p. 125.)

— Macroséismes signalés. (Ibid. 1935, p. 150.)

— Agitation microséismique à Strasbourg en 1936. (Ibid. 1936, p. 70.)

— Détermination de la distance épicertrale d'un séisme à foyer profond à l'aide des tables dressées pour des tremblements de terre normaux. (Ann. Ph. Gl. Fr. Outr., N° 19, 1937, p. 3.)

— Sur les séismes à foyer anormalement profond. (C. R., T. 203, 1936, p. 101.)

— Sur les séismes à foyer profond. (Ibid., t. 203, 1936, p. 341.)

— Sur l'importance des longues ondes et la profondeur du foyer des tremblements de terre. (Ibid., t. 203, 1936, p. 948.)

— Sur la détermination de la profondeur focale des séismes très éloignés. (Ibid., t. 204, 1937, p. 1493.)

— Comparaison entre les valeurs de la profondeur focale des tremblements de terre déterminés à l'aide des tables de Wadati et celles obtenues au moyen des courbes de Brunner. (Ibid., p. 608.)

— Chronique séismologique. (Matériaux, 1936, N° 37, p. 64 et N° 38, p. 173.)

BOISSE (Abbé) L. Contribution à l'histoire des séismes en France. Les tremblements de terre dans la Drôme et spécialement dans le Tricastin. (Publ. B. I. S., B., fasc. 6, 1936, p. 3.)

BRAZIER Ch. E. Sur l'unification des procédés employés pour la détermination des constantes des séismographes à enregistrement mécanique. Ann. Ph. Gl. Fr. Outr., N° 19, 1937, p. 1.)

— Le tremblement de terre et ses répercussions en territoire français. (L'Astronomie, 1938, p. 361.)

— Sur le tremblement de terre ressenti le 11 juin 1938 dans la région parisienne. (La Météorologie, 1938, p. 249.)

— La séismologie et ses possibilités actuelles. (Science, 1938, p. 151.)

BRAZIER Ch. E. et GÉNAUX L. Sur le séisme du 11 juin 1938. (C. R., t. 206, 1938, p. 1826.)

BRUZON E. Tremblements de terre en Indochine. (Ann. Strasbourg, 1936, 2^e part., p. 131.)

- CAGNIARD L. Réflexion et réfraction des ondes sismiques progressives. (Thèse de doctorat, Paris 1939.)
- CARON J. Séismicité de la région méridionale des montagnes du Togo et de la Gold Coast. (Ann. Ph. Gl. Fr. Outr., N° 19, 1937, p. 1.)
- COMBIER Ch. Sur une cause possible de certains microséismes. (Publ. B. I. S., A., fasc. 15, 1937, p. 115.)
- COULOMB J. Les tremblements de terre. (Extr. des « Cahiers Rationalistes », N° 56, févr. 1937.)
- COULOMB J. et GRENET G. Sur les séismographes électromagnétiques. (Publ. B. I. S., A., fasc. 15, 1937, p. 146.)
- DEBRACH J. Les tremblements de terre au Maroc. (Ann. Strasbourg, 1935, 2^e part., p. 146.)
- Les tremblements de terre au Maroc. (Ann. Strasbourg, 1936, 2^e part., p. 126.)
- Études de séismologie. (C. R. des séances de la Soc. des Sc. Nat. du Maroc, 1938, 5, p. 34.)
- La séismologie à l'Observatoire Averroes (S. S., Nice 1938.)
- Carte de la séismicité au Maroc (Congrès de la Féd. des Soc. Sav. de l'Afr. du N., Rabat 1938.)
- GÉNAUX L. Agitation microsismique au Parc St-Maur. (Ann. Strasbourg, 1935, 2^e part., p. 78). (Ann. Strasbourg, 1936, 2^e part., p. 82). Voir également BRAZIER.
- GHERZI, S. J. (E). Régions sismiques donnant à Zi-ka-wei des iP initiaux de dilatation ou de compression. (Publ. B. I. S., A., fasc. 15, 1937, p. 133.)
- HÉE (Mme A.). Les tremblements de terre en Algérie. (Ann. Strasbourg, 1935, 2^e part., p. 144 et Ann. Strasbourg, 1936, 2^e part., p. 124.)
- Rapport sur la construction sismique et sur l'assurance contre les tremblements de terre. (Première conf. intern. pour la protection contre les calamités naturelles, Paris 1937, p. 165.) (Voir E. ROTHÉ.)
- HUBERT H. Sur la répartition des lignes isoséistes du tremblement de terre de Ho (Togo, 20 novembre 1906). (Ann. Ph. Gl. Fr. Outr., N° 19, 1937, p. 24.)
- LACOSTE J. Note sur l'agitation microsismique à Strasbourg en 1935. (Ann. Strasbourg 1935, 2^e part., annexe, p. 151.)
- A propos de travaux récents sur les ondes microsismiques. Ann. Ph. Gl. Fr. Outr., N° 19, 1937, p. 5.)
- A propos de travaux récents sur les ondes microsismiques. A. F. A. S., Marseille 1936.)
- Étude comparative du mouvement microsismique à Strasbourg et Bouxwiller. (Ann. Strasbourg, 1934, 2^e part., p. 121.)
- MAILLES (Général). Hypothèses concernant l'écorce terrestre et les causes de ses déformations. (Extr. Rev. Scient., 15 févr. 1937.)
- MENGEL O. Aperçu sur la séismotectonique du Tricastin. Ann. Strasbourg, 1935, 2^e part., p. 152.)
- Le robinet de Donzère ; ses relations avec la physiographie et la séismicité du Tricastin. (Drôme). C. R., t. 205, 1937, p. 1170.)
- MOLARD. L'agitation microsismique à la station du Morne-des-Cadets. (Ann. Ph. Gl. Fr. Outr., N° 23, 1937.)
- POISSON S. J. (C.). Tremblements de terre à Madagascar. (Ann. Strasbourg, 2^e part., 1935, p. 141 et Annales Strasbourg, 1936, 2^e part., p. 128.)
- ROBERT M. Note sur les tremblements de terre observés en Indochine depuis la fin de l'année 1934. (Ann. Ph. Gl. Fr. Outr., N° 19, 1937, p. 11.)
- ROTHÉ E. Annuaire de l'Institut de Physique du Globe de l'Université de Strasbourg publié sous la direction de E. Rothé, 2^e partie Séismologie, 1935: Notice nécrologique sur Joseph LACOSTE, p. V ; Liste des publications de Joseph LACOSTE, p. VII ; Introduction, p. X ; Liste des établissements dont les stations françaises dépendent, p. XIII ; Données relatives aux stations dont les observations figurent dans

- cette publication, p. XIV ; Tremblements de terre inscrits en France, détermination des épicentres, p. 1.
- Annales de l'Institut de Physique du Globe de l'Université de Strasbourg publiées sous la direction de E. ROTHÉ, Nouvelle série, t. 1, 1936, 2^e partie, Séismologie : Introduction, p. III ; Liste des établissements dont les stations françaises dépendent, p. VI ; Données relatives aux stations dont les observations figurent dans cette publication, p. VII ; Tremblements de terre inscrits, détermination des épicentres, p. 1.
 - Publications du Bureau Central Séismologique International, sous la direction de E. ROTHÉ :
 - Comptes rendus de la conférence d'Edimbourg sept. 1936), rédigés par le secrétaire E. ROTHÉ : Rapport sur l'état de la séismologie en France, p. 84 ; communication sur les notations susceptibles de remplacer $\bar{P}$; p. 96 ; communication sur la direction des vibrations, p. 113 ; communication sur les bruits séismiques, p. 121 ;
 - Série A, Travaux Scientifiques, fasc. 15 communications présentées à la conférence d'Edimbourg), Première partie, 2^e partie : Rapport sur les études relatives à la direction des vibrations, p. 107 ; Séismographe à quartz piézoélectrique, p. 151 ;
 - Série B, Monographies, fasc. 7, 1937 (Communications présentées à la conférence d'Edimbourg (Septembre 1937).
 - La séismologie dans les territoires d'Outre-mer. (Ann. Ph. Gl. Fr. Outr., N° 13, 1936).
 - Sur les relations possibles entre la séismologie et la météorologie (70^e Congrès des Soc. Sav. 1937).
 - Sur l'emploi de régulateurs à pendules coniques et à freins (pour l'entraînement de cylindres inscripteurs). (Transmis aux journées internationales de Chronométrie et de Métrologie, Paris 1937.)
 - Première conférence internationale pour la protection contre les calamités naturelles, Paris 1937, sous la présidence effective de E. ROTHÉ. Discours d'ouverture et de clôture de la Conférence ; rapport sur les tremblements de terre, éruptions, vagues de fond (p. 105).
- ROTHÉ E. et HÉE (Mme A.). Prospection de la carrière de trapp et de granit de Raon-l'Étape par les radiations pénétrantes. (C. R., t. 204, 1937, p. 1835.)
- ROTHÉ E. et PETERSCHMITT E. Sur le mode de production des séismes. Répartition des compressions et dilatation. (C. R., t. 205, 1937, p. 870.)
- Nature des secousses séismiques. Compressions et dilatations. (S. S., 1938.)
- ROTHÉ E. et KOPCEWICZ Th. Comparaison de la radioactivité des roches d'Alsace par la méthode des tubes compteurs. (C. R., 1937, t. 205, p. 165.)
- ROTHÉ J. P. Les courants telluriques. (Année Polaire Intern., 1932/33, t. II, p. 53.)
- Tremblements de terre en France : région du Sud-Est, Pyrénées, Massif Central, Nord, Est (Alsace). (Ann. Strasbourg, 1935, 2^e part., p. 80.)
 - Tremblements de terre en France : région du Nord-Est 1935 (suite), du Nord-Est (1936), de l'Est, du Sud-Est, Pyrénées, Ouest et Nord-Ouest, Centre. (Ann. Strasbourg, 1936, 2^e part., p. 84.)
 - Les secousses séismiques du Tricastin ; sur les méthodes de détermination de la profondeur du foyer. (Ibid., 1936, 2^e part., p. 134.)
- STAHL P. Les séismes des Charentes. (Ann. Strasbourg, 1935, 2^e part., p. 115.)
- Tremblements de terre en Indochine. (Ibid., p. 149.)
 - Les nouveaux tremblements de terre de la Charente (1936). (Ann. Strasbourg, 2^e part., 1936, p. 116.)
 - Aperçu d'ensemble sur l'activité séismique de l'Angoumois pendant la période 1935-1936. (Ibid., p. 122.)
 - Tremblements de terre à Djibouti (Côte Française des Somalis). (Ibid., p. 131.)
 - Macroséismes signalés. (Ibid., p. 132.)
 - Bulletin mensuel du Bureau central séismologique français, 1937/38.

MERCANTON P. L. Le nouveau séismographe Kreis-Wanner du service Suisse de Séismologie. (C. R., t. 207, p. 374, 1938.)

GRENET G. et QUENEY (Mme P.). Comparaison de séismographes électromagnétiques. (C. R., t. 206, p. 218, 1939.)

GRANDE-BRETAGNE

SEISMOLOGY IN THE BRITISH ISLES 1936-1939.

SEISMOGRAPHS.

Seismographs have remained in operation throughout the period at Aberdeen, Edinburgh, Durham, Stonyhurst, Bidston, West Bromwich, Oxford, Kew, Dublin and Jersey. The publication of bulletins by Kew, Dublin, Bidston and Stonyhurst has continued. Bulletins have also been issued from Aberdeen as from the beginning of the year 1937. The two seismographs which are operated in London in places where they can be seen by the public have been in action throughout the period.

In 1938 a Jaggard Shock-Recorder made for the British Association Seismological Committee (1) was set up at Dunira, near Comrie, the village in Perthshire, which is famous for the prolonged series of minor earthquakes in the last century. Earth movements still occur in the district and it is hoped that some new evidence as to their nature will be gathered. The British Association is also providing a Milne-Shaw Seismograph which is to be installed in Fiji and operated by the Meteorological Service of the local government. There was formerly a Milne Seismograph in Fiji; to meet the need for reliable observations of the Southern Pacific a modern seismograph was required.

BRITISH EARTHQUAKES.

A new organisation, which included in 1938 a corps of 287 reporters, has been developed by Dr. A. T. J. Dollar to gather information with regard to local earthquakes of which there are about five a year in the British Isles.

The year 1938 was notable for a very rare occurrence, a continental earthquake widely felt in England. This earthquake, the epicentre of which was near Ghent, was noticed by a large number of people in London, it was remarked that positions in the upper stories of high buildings were especially favourable.

SEISMOLOGIE IN THE WEST INDIES.

The series of minor earthquakes which occurred in 1934 and 1935 in Montserrat led to the despatch of an expedition to that Island. Reports on the geological structure of the island and on the distribution of the earthquake centres were written by A. G. Macgregor (2) and C. F. Powell (3). The Wiechert seismograph and a number of Jaggard shock-recorders are being kept in operation.

Bulletins giving the instrumental readings and also information about shocks felt in some of the other islands, notably Dominica, are being prepared regularly so that Great Britain has not been unmindful of the resolution, adopted by the U. G. G. I. at Edinburgh, urging the governments concerned to develop seismological studies in the Lesser Antilles. The establishment of a Seismological station at Bermuda with the assistance of the Coast and Geodetic Survey of U. S. A. and of the International Seismological Association is to be mentioned with gratitude.

WORK RELATED TO THE INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL SUMMARY.

Owing to the increased subvention allotted by the International Seismological Association at Edinburgh, the work on the International Seismological Summary has been carried on at Oxford during the triennial period with less cause for anxiety about the financial position. It is anticipated that by September 1939 the issue of the I. S. S. for 1933 will be completed and the preparation of the 1934 volume will be well advanced. The nomination by the President of the International Seismological Association of an advisory Committee to guide the policy of the Association in connection with the Summary is welcomed by the British National Committee.

Owing to the progress in the precision of seismological observations, and in the accuracy of the tables with which the observation can be compared, it has now become desirable to take into account the ellipticity of the earth, both in locating the epicentres of earthquakes and in discussing the behaviour of seismic waves of different types. It was pointed out by Gutenberg and Richter, in 1933, that this could be done most readily by using geocentric coordinates instead of the ordinary geographical coordinates. Investigations by Dr. Jeffreys and by Dr. Bullen have confirmed the desirability of this refinement. Tables giving for each Observatory rectangular coordinates on the new system, or rather the direction cosines of the radius from the centre of the earth, were required. The accessory calculations were made for the British Association Seismological Committee by Dr. L. J. Comrie and the resulting tables were published in 1938 (4). At the same time tables computed by Dr. Bullen for deriving geocentric angular distances from geographical angular distances were also circulated (5).

The improvement of the table of transmission times of various pulses has been the object of much work by Dr. Jeffreys (6). That there is but little room for improvement in the P. table on which the fixing of the epicentres for the I. S. S. depends is shewn by Dr. Lee's analysis of the distribution of residuals for the well observed earthquakes in the 1930 and 1931 volumes (7). There are however outstanding difficulties with regard to the observations of S. The nature of the earthquakes which have been regarded previously as having « High Foci » has been detected by Dr. Stoneley (8). According to his theory the characteristic feature of such an earthquake, a

long interval between the arrivals at any station of the phases read as *P* and *S*, is due to the original shock being multiple with the later displacement greater than the earlier so that the *P* read on the seismogram refers to the early displacements, the *S* to the later.

Proposals are being submitted for consideration at Washington for the adoption of geocentric angular distances in the preparation at Oxford of the I. S. S. as from the beginning of the 1935 volume.

LITERATURE.

During the period under review two books have been published by Dr. Charles Davison «Great Earthquakes» and «Studies on the periodicity of Earthquakes» (9). In the former work there are accounts of eighteen catastrophes from the Lisbon Earthquake of 1755 to the Hawke's Bay Earthquake of 1931. The latter contains a summary of researches covering more than forty years of active work in Seismology.

As long ago as 1883 there appeared in the International Scientific Series a book by John Milne «Earthquakes and other movements». The book passed through six editions, the last being published in 1913, the year of Milne's death. A new edition, prepared by Dr. Lee with such revision as was necessary in view of the great advance in seismology in the last quarter of a century, was published in February 1939 (10).

An article on Deep-focus Earthquake has been contributed by Dr. Jeffreys to the series «Ergebnisse der Kosmischen Physik» edited by Prof. Conrad. This article includes a general discussion of the nature of earthquakes, a new theory of the nature of isostatic adjustment being developed (11).

SEISMIC METHOD OF GEOPHYSICAL PROSPECTING.

During the past three years a considerable amount of use has been made of the seismic method of geophysical prospecting by the Department of Geodesy and Geophysics of the University of Cambridge. The geophones were designed by Dr. E. C. Bullard and were made in the workshop of the Department (12). A motor-van was fitted up for the reception of the recording apparatus and for carrying the boring tools and the explosives.

The problem which the observations were designed to solve was the mapping of the form of the Palaeozoic floor underlying the sands and clays of East Anglia by the determination of the depth of that floor below the surface of the ground and hence its position with regard to Mean Sea Level.

USE OF THE SEISMIC METHOD AT SEA.

To follow up the work done by Professor Maurice Ewing off the East Coast of North America, to determine the thickness of the sedimentary deposits at and near the edge of the continental shelf,

some experiments were made by Dr. Bullard, with the cooperation of Rear Admiral Edgell, Hydrographer of the Navy, from on board H. M. S. Jason. The weather that was encountered was unfavourable and in consequence the number of observations obtained was less than had been hoped for. Nevertheless very interesting results were obtained both in the English Channel and further west in the vicinity of the edge of the continental shelf. A preliminary account of these results has been published (13).

In order to give greater precision to the interpretation of the recorded velocities of propagation of the vibrations set up by the submarine explosions a series of observations has been begun to determine these velocities in rocks on the surface which can be definitely identified. The first of these measurements were made in Cornwall and Devonshire in December 1938, but the weather became very inclement before much progress had been made and it was decided to postpone the remainder of the projected programme until a more favourable season.

REFERENCES.

1. Reports of the British Association, 1938, p. 264.
2. MACGREGOR A. G. Proc. Roy. Soc. B, 121, 232-252 (1936).
3. POWELL C. F. Proc. Roy. Soc. A, 158, 479-494 (1937). Phil. Trans. Roy. Soc. A, 237, 1-34, 1938.
4. COMRIE L. J. « The geocentric direction cosines of Seismological observatories » compiled by L. J. COMRIE, Londn. B. A., 1938.
5. BULLEN K. E. « Tables for converting geographic into geocentric angular distances » by K. E. BULLEN, Ldn. B. A., 1938.
6. JEFFREYS H., R. A. S. M. N. Geophysical Supplement, Vol. 4, 1937-39.
7. LEE A. W. Geophysical Memoir, 76.
8. STONELEY R. Report of the B. A., 1937, p. 269. R. A. S. M. N. Geophysical Supplement, Vol. 4, (1939), 461.
9. DAVISON C. Great Earthquakes, London 1936. Studies on the periodicity of earthquakes, Ldn. 1938.
10. LEE A. W. Earthquakes and other earth movements John Milne. 7th Edition (Revised and rewritten by A. W. LEE), 1939.
11. JEFFREYS H. « Deep-focus earthquakes », Leipzig, Ergebnisse der Kosmischen Physik, Band IV, pp. 75-105.
12. BULLARD E. C. and GRANT C. KERR. R. A. S. M. N. G. S., Vol. 4, 1938, p. 341.
13. BULLARD E. C. and GASKELL T. F. Nature, Vol. 142 (1938), p. 916.

HONGRIE

RAPPORT SUR L'ACTIVITÉ DE L'OBSERVATOIRE CENTRAL SÉISMOLOGIQUE DE HONGRIE PENDANT LES ANNÉES 1936 à 1939.

La loi V. de l'année 1935 a attaché l'Observatoire Séismologique de Budapest à l'Université R. Hongroise Pázmány Péter. Conformément au décret N° 24 759/1937. IV. du ministre des Cultes et de

L'Instruction publique cet Observatoire qui, depuis sa fondation est l'organe de centralisation de tous les Observatoires hongrois, a changé son nom en celui d'Observatoire Central Séismologique de Hongrie. Le 1^{er} novembre 1937, l'Observatoire a changé de domicile. Son adresse actuelle est : Observatoire Central Séismologique de Hongrie, Budapest V., Deák Ferenc-utca 12.

Les Observatoires qui actuellement font partie de l'Observatoire Central Séismologique de Hongrie, sont les suivants :

Observatoire Séismologique de Budapest		
»	»	Kalocsa
»	»	Kecskemét
»	»	Ógyalla
»	»	Szeged
»	»	Ungvár

La tâche de l'Observatoire Central embrasse selon ses statuts nouveaux toutes les questions concernant les services micro- et macroséismiques et la séismologie appliquée. L'Observatoire Central Séismologique de Hongrie est membre de l'Association Internationale de Séismologie et, conformément à la Convention Internationale et la pratique consacrée depuis 30 ans, il est soumis à la haute direction scientifique de cette Association Internationale, afin d'assurer la liaison la plus étroite avec les Observatoires Séismologiques du monde entier, ce qui permet d'unifier les recherches séismologiques d'après des principes communs et des méthodes unifiées.

Un des événements les plus réjouissants pour l'Observatoire était, en 1938, le retour dans son sein, à la suite de la décision du tribunal d'arbitrage à Vienne ayant réintégré une partie de la Haute Hongrie, des Observatoires Séismologiques de Ógyalla et de Ungvár qui pourront ainsi reprendre leurs activités d'avant-guerre dans un cadre élargi et une mesure accrue.

Les chambres de travail de l'Observatoire Séismologique de Budapest sont situées Deák Ferenc-u.-12. Les appareils séismologiques sont installés au sous-sol du Musée National. L'Observatoire est muni d'un pendule Wiechert horizontal (1000 kg.).

L'Observatoire de Kalocsa se trouve dans le bâtiment du Gymnase Jésuite sous la direction de J. P. Angehrn et possède un pendule Wiechert horizontal d'un poids de 200 kg.

Les localités de l'Observatoire de Kecskemét se trouvent dans le Gymnase des Piaristes. Cet Observatoire est pourvu d'un instrument horizontal de Quervain-Piccard (25 kg.) avec amortissement à air (Cette transformation a été faite à l'Observatoire même), et un pendule Wiechert vertical d'un poids de 80 kg. Son directeur est le professeur du Gymnase M. Farkas Dénes.

L'Observatoire de Ógyalla est sous la direction de M. Kenessey Kálmán et est muni d'une paire de pendules horizontaux Mainka.

L'Observatoire de Szeged est abrité dans le bâtiment de l'Université et est équipé d'une paire de pendules Mainka. Il est placé sous la direction de M. Wagner Richard.

L'Observatoire d'Ungvár se trouve dans le bâtiment du Gymnase Catholique Royal sous la direction de M. Papp Ferenc et possède des pendules Bosch.

Tous les Observatoires ont leurs pendules à contacts sous le contrôle de récepteurs de T. S. F.

Pour le recueil des renseignements macroséismiques presque 1000 collaborateurs extérieurs sont munis des questionnaires nécessaires et conformes aux conventions internationales, mais ce réseau des collaborateurs peut être élargi selon les circonstances.

Les données sont dépouillées et publiées par l'Observatoire Central Séismologique de Hongrie. Les publications sont groupées en 3 séries. La série « A » contient les Bulletins microséismiques. La série « B » les Bulletins macroséismiques et la série « C » des dissertations différentes.

Le dernier temps l'Observatoire a publié des :
Rapports microséismiques de 1920 à 1925 et de 1933 à 1938 par Mme M. Szilber et MM. B. Simon et G. Petrich ;
Rapports macroséismiques de 1933 à 1938, par B. Simon.

Dans la série « C » sont apparus :

B. SIMON : Le problème et la méthode de la recherche de la macroséismologie.

Les tremblements de terre ressentis à Várpalota et ses environs de l'année 1038 à 1930.

Dans différents périodiques ont été publiés :

B. SIMON : La tâche de l'Observatoire Central Séismologique de Hongrie.

Au problème du placement de l'Observatoire Séismologique.

Carte géologique applicable aux recherches séismologiques.

La carte géologique de la Hongrie.

F. SZALKAY : Le spectre d'absorption infrarouge des métalhydroxides. Agitation microséismique à Budapest.

Les Rapports et Études faites à l'Observatoire Central ont été envoyés à tous les Observatoires et Associations Séismologiques du monde. L'Observatoire a envoyé ses Bulletins préliminaires mensuels à tous les Observatoires Nationaux et les grands séismes étaient communiqués journellement au Bureau Central Séismologique de Strasbourg.

L'Observatoire Central Séismologique de Hongrie s'applique par tous ses moyens à remplir la tâche qui lui est dévolue, et qui consiste essentiellement à servir la séismologie hongroise et à participer aux grands travaux séismologiques d'un intérêt international.

BÉLA SIMON.

MEXIQUE

REPORT ON THE MEXICAN SEISMOLOGICAL SERVICE.

Presented by Eugenio SOTOMAYOR, Delegate from the Institute of Geology of the Universidad Nacional de Mexico.

The Mexican Seismological Service depends from the Institute of Geology and has at present nine stations whose names and geographical coordinates are as follows :

Central Seismological Station at Tacubaya, D. F.

Longitude $99^{\circ} 11' 37''$ W of Greenw.

Latitude $19^{\circ} 24' 18''$ N.

Altitude 2.297 m. above sea level.

Instruments in use:

WIECHERT seismographs:

1 horizontal with 17000 kg. mass.

1 " " 1200 " "

1 " " 200 " "

1 vertical with 1300 " "

1 " " 30 " "

OMORI Pendulums:

1 horizontal N. S. with 10 kg. mass.

1 " E. W. with 10 kg. mass.

Instruments not in use:

BOSCH pendulums (with photographic registry).

1 horizontal N. S. with 200 gr. mass.

1 " E. W. with 200 gr. mass.

1 Schmidt's trifilar gravimeter.

Station at Chihuahua, Chih.

Longitude $106^{\circ} 04' 42''$ W.

Latitude $28^{\circ} 38' 12''$ N.

Altitude 1430 m. above sea level.

Station at Mérida, Yuc.

Longitude $89^{\circ} 36' 59''$ W.

Latitude $20^{\circ} 56' 51'' 6$ N. •

Altitude 6.35 m. above sea level.

These two stations use the following instruments:

WIECHERT seismographs:

1 horizontal with 1200 kg. mass.

1 vertical with 1300 kg. mass.

Station at Manzanillo, Col.

Longitude $104^{\circ} 19' 50''$ W.

Latitude $19^{\circ} 03' 15''$ N.

Altitude 60 m. above sea level.

Station at Mazatlán, Sin.

Longitude $106^{\circ} 24' 22''$ W.

Latitude $23^{\circ} 11' 17''$ N.

Altitude 65 m. above sea level.

Station at Oaxaca, Oax.

Longitude $96^{\circ} 45' 46''$ W.

Latitude $17^{\circ} 01' 13'' 50$ N.

Altitude 1570.85 m. above sea level.

Station at Veracruz, Ver.

Longitude $96^{\circ} 08' 16''$ W.

Latitude $19^{\circ} 12' 02''$ N.

Altitude 3 m. above sea level.

These four stations use the following instruments:

WIECHERT seismographs:

1 horizontal with 200 kg. mass.

1 vertical with 80 kg. mass.

Station at Guadalajara, Jal.

Longitude 103° 20' 27'' W.

Latitude 20° 40' 46'' N.

Altitude 1567 m. above sea level.

Instruments in use:

WIECHERT seismographs:

1 horizontal with 125 kg. mass.

1 vertical with 80 kg. mass.

Station at Puebla, Pue.

Longitude 98° 11' 48'' W.

Latitude 19° 02' 30'' N.

Altitude 2162 m. above sea level.

Instruments in use:

WIECHERT seismographs:

1 horizontal with 10 kg. mass.

The time service in the Central station is controlled by the middle pendulum of the National Astronomical Observatory by means of a direct electric system. By reading seismograms the daily correction is applied as determined by the above Observatory.

In the other stations the time is given by a pendulum with electric contacts and whose march is regulated by the employees in charge of the stations, after having taken the time in the telegraphic offices which receive the time from the Astronomical Observatory by wire line as well as by radio transmission.

All seismograms obtained in the stations are concentrated in the Central station for their definite study, after the employees have telegraphed opportunely the principal phases of registered movements.

The employees in charge of telegraphic offices, those of stations of the meteorological service, rural teachers and municipal authorities all over the country provide postal or telegraphic data about macroseisms felt in their localities and jurisdictions.

The coordination of these reports and the study of the seismograms obtained in the central station and in the other stations of the seismological network serve to determine the foci of the seismological chart of the country.

For movements arisen far away the definitive epicenters are located with the help of foreign bulletins by a previous comparative study of data there contained with those found in the seismograms of the Mexican Seismological Service.

For determining distances, the following tables, as the case may be, are in use:

Prof. F. Omori (Usu-san eruption) 1911.

$x \text{ km.} = 7.27 y'' + 38 \text{ km.}$

E. Wiechert and K. Zoeppritz.

J. B. Macelwane, S. J. (1933).

H. Jeffreys and K. E. Bullen.

Brunner's Chart, 1935.

The Central Station supplies to any applicants seismogram copies and data relating to studies there accomplished. It formulates annual catalogues of the earthquakes registered by the stations of the Mexican Seismological Service and it is endeavoured that the publication of such catalogues be opportune, although lately it has not been possible to do so because of economic depression.

Among important recent observations that can be mentioned there is that of the swarm of earthquakes registered from December 23, 1937 to January 4, 1938. These earthquakes were very severe and seriously damaged many villages in the States of Oaxaca and Guerrero, particularly that of Ometepec, Gro., near the Pacific coast.

In the seismograms of the station of Mérida Yuc., it has been observed that the prephases for movements originated in Mexican territory are short and consequently the distances obtained do not reach the epicenters as located by means of distances determined with data from the Central Station and from the other stations of the network; the case is different regarding earthquakes arisen in other regions and registered in the same station of Mérida.

Washington, D. C., September 6, 1939

NOUVELLE ZELANDE

DOMINION OBSERVATORY, WELLINGTON, NEW ZEALAND.

Report on Seismological Work in New Zealand during the Years 1936-37-38.

General:

The Dominion Observatory, Wellington, has continued with the recording of earthquakes, and the study of problems in seismology. In recent years, special attention has been given to the study of local earthquakes, and their related problems.

The Dominion Observatory is the central seismological station for New Zealand, and is responsible for collecting and publishing all data relating to earthquakes recorded in New Zealand. Apart from the Magnetic Observatory, Christchurch, there were at the close of 1938, eleven subsidiary seismograph stations, operating under the control of the Dominion Observatory. This Observatory, and the Magnetic Observatory at Christchurch, each maintain a set of seismographs for recording both local and distant earthquakes. Teleseismic instruments are also located at Arapuni in the North Island, and at Chatham Islands. Short period Wood-Anderson seismographs are maintained at Wellington, Christchurch, and New Plymouth; while local strong-motion instruments are located at Rotorua, Tuai, Stratford, Hastings, and Bunnythorpe, in the North Island; and at Takaka, Greymouth and Monowai, in the South Island. (The geographical position and other particulars of the various stations are

given on page 7 of the Annual Report for the year 1936 ; Dominion Observatory Bulletin 125.) Stations, now closed, were originally operating at Kaitaia, East Cape, Dannevirke and Glenmuick. The instruments at the subsidiary stations are operated by officers of Government Departments, and in some cases by private observers.

In addition to the seismograph stations, there are about 120 non-instrumental reporting stations distributed throughout the Dominion. These stations are located mainly at Post Offices and Light-houses, but a number of private individuals also co-operate in the work of reporting earthquakes. Each station reports on a special form the effects of earthquakes as felt in its locality.

The Dominion Observatory also acts as a central station for the determination of provisional earthquake origins in the South-west Pacific region generally. This work is carried out in co-operation with the Seismological Research Committee of the Australian and New Zealand Association for the Advancement of Science. (Secretary : Dr. L. Bastings.)

Earthquakes in New Zealand During 1936-37-38 :

No major destructive earthquakes occurred in New Zealand during the years 1936-37-38, and only two are definitely known to have reached the minor destructive intensity of *R-F* 8.

The following table gives the number of earthquakes reported felt during the three years under review ; and also the number of local shocks ($\Delta = < 10^0$) recorded on the Wood-Anderson seismographs at Wellington¹ :

Year	Number of Local shocks recorded at Wellington	Number of Earth-quakes reported felt			Max. Inten-sity (R-F)	Locality of Maximum Intensity
		Whole of N. Z.	North Island	South Island		
1936	276	123	87	40	6	Rather widely distribut. Hauraki Peninsula. Southern Hawkes Bay, and Northern Wairorapa
1937	363	179	126	56	6-7	
1938	383	132	80	59	8	

The table shows that, while there was a progressive increase in the number of local shocks recorded by the seismographs, the total number of shocks reported felt was greatest in 1937. The increase in activity indicated by the seismograph records for 1938 was therefore mainly confined to small shocks too feeble to be felt ; although severe shocks became abnormally frequent towards the close of 1938.

As in the past, earthquake activity in New Zealand during the period under review, was confined mainly to the eastern and southern portions of the North Island, and the northwestern portion of the south Island. Some activity has also occurred in other regions from

¹ Since these seismographs are located near the centre of the Dominion, their records provide a fairly good measure of local activity in the New Zealand region.

time to time; notably, near Banks Peninsula in 1937, April; in Hauraki Peninsula in 1937 June; and in the coastal regions near Milford Sound in 1938 December. The latter disturbance was of considerable magnitude, and was followed by a swarm of aftershocks.

Particulars of the most important New Zealand earthquakes during the years 1936-37-38 are given in the following table; which includes (1) all earthquakes reaching intensity *R-F* 6; and, (2) earthquakes of moderate intensity felt over an unusually large area:

G. M. T. d. h. m.	Approximate Epicentre		Max. Inten- sity (R-F)	Remarks
	Lat. (deg.)	Long. (deg.)		
1936				
May 23 14 39	42.8 S	173.3 E	6	Felt in parts of Canterbury and Westland.
23 15 32	40 S	180	6	Felt in eastern districts from Waipiro Bay to Christchurch and also about Cook Strait. Deep focus.
July 9 10 21	40.7 S	179.4W	6	Felt extensively in both islands.
Sept. 4 10 50	40.3 S	173.5 E	6	Felt in north-west portion of South Island.
Oct. 6 20 44	—	—	6	Felt Kahurangi Point, West Nelson.
Nov. 24 06 39	—	—	5-6	Felt in western and central parts of North Island, south of New Plymouth.
Dec. 11 20 08	40.7 S	172.4 E	6	Felt in north-west portion of South Island.
1937				
Feb. 2 18 22	—	—	6	Felt at Hastings, Hawkes Bay.
Apr. 11 04 50	45.5 S	166 E	5+	Felt in Southland.
June 3 00 04	37.0 S	175.8 E	6-7	Felt mainly in Hauraki Peninsula; also slightly at Auckland.
July 7 12 50	40.4 S	175.6 E	6	Felt in southern part of North Island with maximum at Palmerston North.
13 10 52	39.4 S	177.25E	6	Felt fairly extensively in North Island with maximum in Hawkes Bay.
1937				
Oct. 11 15 52	41.2 S	172.2 E	6	Felt in West Nelson region, South Island.
23 16 54	37.9 S	177.8 E	5-6	Felt in Raukaumera Peninsula, North Island.
25 10 34	37.9 S	177.8 E	6	Felt at Opotiki, Bay of Plenty.
Nov. 15 02 18	39.7 S	176.4 E	6	Felt extensively in North Island, with maximum in Hawkes Bay.
1938				
Jan. 18 02 44	40.8 S	175.95 E	7+	Felt extensively in southern half of the North Island with maximum in Wairarapa; also felt in Nelson and Marlborough in the South Island.

G. M. T. d. h. m.	Approximate Epicentre		Max. Inten- sity (R-F)	Remarks
	Lat. (deg.)	Long. (deg.)		
Feb. 23 18 29	40.3 S	174.4 E	5	Felt in western districts of North Island south from New Plymouth; with maximum at Wanganui.
June 14 02 26	39.4 S	176.6 E	7	Felt extensively in southern part of North Island with maximum in Hawkes Bay.
Aug. 5 17 31	37 S	177.5 E	4-5	Felt in eastern and central parts of North Island, and about Cook Strait. Focal depth 300-350 km.
Sept. 12 18 30	40.3 S	175.6 E	5-6	Felt in southern parts of North Island, with maximum at Palmerston North.
Oct. 25 15 40	40.9 S	172.3 E	6	Felt in north-west portion of South Island, also feebly at New Plymouth in the North Island.
30 12 46	38.5 S	176.5 E	5	Felt extensively in North Island from Bay of Plenty southwards (chiefly in eastern districts), with maxim. in Hawkes Bay. Also felt in northern part of south Island. Focal depth 150-200 km.
Nov. 23 01 22	40.1 S	175.2 E	6+	Felt in western areas of North Island south from Awakino, also slightly at Collingwood in South Island. Max. in South Taranaki and about Wanganui. There were several aftershocks over a period of two days.
Dec. 15 09 11	40.3 S	176.4 E	8	Felt over whole of North Island, except for Auckland Peninsula, with maximum in southern Hawkes Bay. Also felt at isolated points in South Island as far south as Grey-mouth and Banks Peninsula; and at Chatham Islands.
Dec. 16 17 21	45 S	167 E	6-7	Felt extensively in South Island as far north as Westport and Christchurch, with max. in region of Milford Sound. Intensity 6 widely distributed in Otago and Southland. Deeper than normal.
Dec. 30 02 21	40.3 S	176.4 E	8	Felt extensively in North Island with maximum in Southern Hawkes Bay and northern Wairarapa. Also felt at isolated points in northern part of South Island.

Research work in seismology:

In recent years, efforts have been directed towards improving the equipment at some of the New Zealand seismograph stations particularly in regard to accurate timing apparatus. As a result of this, some definite progress has been made in problems relating to crustal structure, and the velocity of seismic waves in the New Zealand region. These problems have been studied by members of the Observatory staff; and also by Dr. K. E. Bullen of the Auckland University College, who has worked in co-operation with the Observatory. While it has not yet been possible to determine the wave velocities accurately, the existence of a crustal structure in New Zealand similar to that in Western Europe appears to be definitely established. In the New Zealand region, however, the granitic layer is evidently abnormally thin, while the intermediate layer is of substantial thickness. There are also indications that the sedimentary layers are abnormally thick in places.

The correlation between atmospheric pressure and the occurrence of earthquakes in the New Zealand region has been investigated. For the principal earthquakes during the years 1931—1937, it was found that in certain localities, the earthquakes mostly occurred after a definite rise of pressure over the epicentral region, and in other localities, after a definite fall of pressure. It is suggested that these results give some indication of the crustal movements accompanying the earthquakes in the regions concerned.

During the years 1930—1934, an Ishimoto tiltometer was installed in the Dominion Observatory seismograph cellar, recording the *E-W* component of tilt. A preliminary analysis of the tilt records over this period shows a close correlation between the diurnal tilting and the variation of earth temperature at a depth of one foot, as recorded at the Meteorological Observatory situated close to the seismograph cellar. A seasonal variation of tilt was also indicated, but the period investigated was not long enough to establish whether this is a regular annual variation, and whether it is governed by temperature. In addition to the diurnal and seasonal tilting, a progressive tilt of about 10 seconds of arc to westward was recorded between 1932 and 1934. This tilt was still in progress when the tiltometer was broken by the strong local earthquake of 1934 March 5 th. Subsequent records are not available to establish whether or not this tilting was connected with events leading up to the earthquake. Early in 1937 the tiltometer was repaired, and is again in operation in the Observatory seismograph cellar. No definite correlation has so far been established between tilting and the occurrence of local earthquakes.

On the engineering side of seismology, some preliminary work has been carried out in determining the dominant periods of vibration of buildings in strong winds, and also of railway trains in motion.

Publications:

The Dominion Observatory publishes monthly reports giving instrumental readings from New Zealand seismograph stations, as

well as a summary of non-instrumental records, and a list of provisional epicentres in New Zealand and the South-west Pacific generally. Special bulletins on seismology are also published frequently. All seismological publications are distributed to the principal seismological stations and institutions throughout the world.

During the years 1936-37-38 seismological reports were published for the period 1934 January to 1938 November. The following special bulletins have also been published since the last report to the Union.

Bulletin no. :

108. — A Subsoil Survey of Wellington City (L. BASTINGS).
111. — The Seismicity of New Zealand Cities and Towns (R. C. HAYES).
112. — Annual Report of the Dominion Observatory for the Year 1935.
113. — On Near Earthquakes in the Vicinity of New Zealand (K. E. BULLEN).
114. — Intensity Distribution in New Zealand earthquakes (R. C. HAYES).
116. — Earthquakes in New Zealand ; including Summaries for the year 1935. (Reprinted from the « N. Z. Official Year-book 1937 ».)
119. — Tables for the Reduction of Apparent Travel-time of P and S-Seismic Waves (K. E. BULLEN).
121. — The Seismological Aspects of the Wairoa Earthquake of 1932 September 16th (R. C. HAYES).
122. — The Pahiatua Earthquake of 1934 March 5th (R. C. HAYES).
123. — The Hawkes Bay Earthquake of 1921 June 29th (K. E. BULLEN).
124. — Earthquakes and Atmospheric Pressure: 2nd paper (R. C. HAYES).
125. — Annual Report on the Dominion Observatory for the Year 1936.
126. — Some Seismological Aspects of the Buller Earthquake: Part III, Singly and Multiply Reflected P-Waves (L. BASTINGS).
127. — Some Seismological Aspects of the Buller Earthquake: Part IV, Singly and Multiply Reflected S-Waves (L. BASTINGS).
128. — Earthquakes in New Zealand (1936): (reprinted from the « N. Z. Official Year-book, 1938 »).
129. — Some Seismological Aspects of the Buller Earthquake: Part V, Transformed Waves in the Mantle. Part VI, Waves transmitted through the Earth's Core (L. BASTINGS).
131. — The Phase S* in New Zealand Earthquakes (K. E. BULLEN).
132. — An Analysis of the Hawkes Bay Earthquakes during February 1931 (K. E. BULLEN).
133. — Tilting of the Ground at Kelburn, Wellington (R. C. HAYES).
134. — Tables for the Reduction of Apparent Traveltimes of the Seismic Pulses *PKP*, *PKP2*, *SKS* (K. E. BULLEN).

Bulletin no.:

135. — Annual Report of the Dominion Observatory for the Year 1937.
136. — The Wairoa Earthquake of 1932 September 15th (K. E. BULLEN).
137. — On the Epicentre of the 1934 Pahiatua Earthquake (K. E. BULLEN).

4th January, 1939.

R. C. HAYES,
Acting-Director,
Dominion Observatory,
Wellington, New Zealand.

POLOGNE

The Seismological Station of the Polytechnical College of Lwów (Lemberg) is attached to the Astronomical and Meteorological Observatory of this College. The station was founded in the year 1899, and readings of seismograms of some earthquakes of the years 1899-1903 and 1906 were published; but the regular activity of the station, with its present instrumental equipment, and regular publication of the readings dates only from August 1910. Since then, an interruption of the publication has taken place only from Sept., 1914, to Aug., 1915, as the seismograms of that time interval could not be analysed owing to want of exact knowledge of the clock corrections (time-determinations having then not been made because of certain circumstances caused by the war). The instrumental equipment of the station consists of two horizontal pendulums of Bosch-Omori type (components *EW* and *NS*), the stationary mass of each being 25 kg. The movements of the ground are registered on smoked paper, with a magnification of 10 times. The self-oscillations of the pendulums are suppressed by air-damping. The two heavy cast-iron columns bearing the suspensions of the pendulums are secured on foundations (piers) of concrete isolated from the surroundings and having their bases in a depth of about 4 meters beneath the level of the surrounding terrain. The underground of the station consists of sand and sandstone (Diluvial and Tertiary) of about 10 meters thickness, resting on compact marl (Cretaceous). The instruments do register earthquakes from every point of the globe, but in the case of very distant epicentres the records appear only when the earthquake is a strong one. In the years 1910-1938 about 1100 earthquakes have been recorded. The readings on the records are published in intervals of some weeks in the form of lithographed Reports under the title «*Seismische Aufzeichnungen Lemberg (Lwów), Polen*», which are multiplied and distributed to about 70 seismological institutes in various countries, mostly by the kind mediatorship of the «*Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik*» of Vienna. The principal readings of each earthquake record are also included in the «*International Seismological Summary*», published by the Oxford Obser-

vatory on behalf of the International Union of Geodesy and Geophysics. The institutes receiving the « Seismische Aufzeichnungen Lemberg (Lwów) » send kindly their seismological reports in exchange to the Seismographic of Lwów directly. To persons and institutes intending to do a special investigation of a particular earthquake the original seismograms of this station or copies of them are sent on request.

SUISSE

SCHWEIZERISCHE METEOROLOGISCHE ZENTRALANSTALT.

Bericht über die Tätigkeit des Schweizerischen Erdbebendienstes
1936—1939

von E. WANNER, Chef.

In der Berichtszeit waren die Erdbebenwarten des Schweiz. Erdbebendienstes Zürich, Chur und Neuchâtel und die Hilfsstation Sion beständig im Betrieb. Ausserdem wurden dem Dienst regelmässig auch die Beobachtungen der Erdbebenwarte der Universität Basel telegraphisch übermittelt. Die Daten der wichtigeren Ereignisse wurden monatlich im « Schweizerischen Erdbebenbulletin » publiziert. Die vollständige Statistik der in der Schweiz registrierten Erdbeben erscheint in den « Jahresberichten des Schweizerischen Erdbebendienstes ». Diese Berichte enthalten, wie die früheren, auch die makroseismische Bearbeitung der in der Schweiz verspürten Beben: 1936 (17), 1937 (18), 1938 (12). Diese Ereignisse waren alle nur schwache Lokalstösse.

Eine wertvolle Bereicherung des Instrumentariums der Station Zürich bildete die Inbetriebnahme des neuen Vertikalseismographen¹ mit grosser Eigenperiode und kleiner Registriergeschwindigkeit. Dieses Instrument bezweckt eine Verbesserung der Fernbebenregistrierung und sein Bau wurde vor allem durch die tatkräftige Unterstützung von Herrn Prof. Mercanton, dem Direktor der Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt, zur Zeit Vize-Präsident der « Association sismologique internationale », ermöglicht. Die feinmechanischen Teile, sowie die Hilfsapparate, sind in der Werkstatt der Kantonschule in Chur unter der Aufsicht von Herrn Prof. Kreis erstellt worden. Um Erfahrungen zu sammeln, wurde das Instrument zunächst mit einer relativ niedrigen Eigenperiode von ca. 8 sec. in Betrieb genommen. Es besteht die Absicht, die Eigenperiode nach und nach weiter zu erhöhen. Die vorhandene Temperaturkompensation und Isolation werden auch noch bei 10 bis 12 sec. Eigenperiode ein zuverlässiges Funktionieren des Instrumentes garantieren.

Weitere Arbeiten.

In mehreren Untersuchungen² wurde gezeigt, dass die Erdbeben der Erde nach den Daten, wie sie im Internationalen « Summary »

¹ Jahresbericht des Schweiz. Erdbebendienstes 1937 (Ann. der MZA 1937).

² Zur Statistik der Erdbeben. (Gerlands Beiträge zur Geophysik, 50, h. 1 und 2; Jb. des Schweiz. Erdbebendienstes 1936.)

veröffentlicht worden sind, im Zeitraum 1918—1930 von einander unabhängige Ereignisse waren, sobald die unmittelbaren Nachstöße nicht gezählt werden. Die beobachteten Frequenzkurven stimmen befriedigend mit den theoretischen Kurven überein und kleinere Abweichungen können auch durch Inhomogenität im Katalog zustande kommen. Für die Nahebeben aus Gebieten innerhalb des Distanzkreises von 1000 km um Zürich ist die Übereinstimmung zwischen Theorie und Beobachtung nicht mehr ganz befriedigend und weitere Untersuchungen sind notwendig. Ferner wurde gezeigt³, dass mit dem Formalismus der Theorie der Wahrscheinlichkeits-Ansteckung, die seismische Aktivität in einzelnen Schüttergebieten gut dargestellt werden kann. Ausser der mittleren Bebenzahl, wird in dieser Darstellungsart noch ein weiterer Parameter, die Ansteckung, eingeführt. Zwischen Herdtiefe und Ansteckung wird eine starke negative Korrelation vermutet.

YUGOSLAVIE

RAPPORT SUR L'ÉTAT DU SERVICE SEISMOLOGIQUE EN YUGOSLAVIE

par JELENKO MIHAILOVIC

Directeur de l'Institut Séismologique de Beograd.

Généralité. — Depuis la sixième Assemblée générale de l'Association Internationale de Séismologie réunie à Edinbourg en 1936, le territoire du Royaume de Yougoslavie a été fréquenté par un nombre considérable de secousses séismiques de diverses intensités. Pour avoir une idée sur la sismicité de notre territoire nous citons que durant la dernière triennalité ont été ressentis 745 secousses et 2069 brontides. Quant à l'intensité des secousses elle n'était pas bien exagérée. Nous n'avions eu que 2 secousses extrêmement fortes (VIII) endommageant quelques habitations: une dans la région séismique des Dinarides à l'île de Hvar, l'autre dans la région de l'effondrement de la Sava dans le domaine de Bilo Gora. Une épouvantable série de bruits séismiques (sans secousses) a régné sur l'île de Hvar en 1937 dans les environs de Jelsa à Stati Grad. De la fin de juillet 1937 jusqu'au commencement de février 1938 on a compté un nombre de 2053 brontides très accentués.

La cause d'une fréquence des phénomènes séismiques bien élevée se trouve dans les divers systèmes tectoniques se croisant en Yougoslavie dont chacun présente une sismicité tout à fait individuelle. Les régions séismiques du système Dinarique englobant les parties de l'ouest du territoire a manifesté les 2488 phénomènes séismiques (2053 brontides), c'est-à-dire 88,5 %; les régions du système de l'effondrement de la Sava a donné 118 phénomènes séismiques, c'est-à-dire 4,2 %; le système de la Rhodope a donné 91, c'est-à-dire 3 % phénomènes séismiques; le système des Alpes Juliennes en Yougoslavie 64 séismes (2,3 %); le système du Pind 34 secousses (1,2 %) et le système des Karpathes-Balkan 19 secousses.

³ Verhandlungen der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft Chur, 1938 (S. 126—127).

Les grandes lignes de notre service séismologique se sont développées dans les directions suivantes :

1. — *Les appareils en usage :*

a) Le séismographe de Wiechert, composantes horizontales, $M = 1000$ kg. ; vitesse du tambour 45 mm./minute ;

b) Le séismographe de Wiechert, composante verticale, $M = 1300$ kg. ; vitesse du tambour 60 mm./minute ;

c) Les deux composantes horizontales du séismographe Mainka, $M = 450$ kg., type du Bureau Central Séismologique de la France ; vitesse du tambour 30 mm./minute.

Pressé d'une restriction budgétaire bien accentuée, nous étions obligé de suspendre l'emploi de l'appareil de Galitzine.

2. — *Personnel.* Le Personnel instruit et permanent est composé de deux géologues (tectonique) diplômés dans le service macroséismique, un ingénieur géophysicien diplômé (Strasbourg) et un observateur, les deux d'une qualité mathématique et physique dans le service microséismique, deux aide-personnes pour l'élaboration d'un catalogue général et régional des macroséismes et des cartes séismiques pour le territoire de Yougoslavie et une personne s'occupant des catalogues macroséismiques pour le territoire de la Péninsule Balkanique.

3. — *Services des macroséismes.* — Les renseignements de tous les séismes ressentis dans les années courantes ont été recueillis régulièrement de toutes les habitations du pays de la même manière qu'au cours des années précédentes. Nous avons continué même la préparation des catalogues des tremblements de terre en Yougoslavie pour les années du temps bien reculé. D'une manière parallèle nous sommes occupés par les études détaillées des régions séismiques prononcées sur le territoire du Royaume et des grands séismes de la Péninsule Balkanique et de ceux de l'Asie Mineure comme une continuation naturelle des vieilles masses cristallines balkaniques (Rhodope).

Suspendues depuis l'année 1926 à titre d'économie budgétaire les publications des « *Annuaire Macroséismiques* » sont recommencées d'une telle manière qu'ils ont déjà publié pour les années 1937 et 1938. Les *Annuaire Macroséismiques* pour les années 1927 à 1936 paraîtront ultérieurement.

4. *Service des microséismes.* — Les travaux concernant l'étude des séismogrammes et des microséismes proprement dits sont effectués régulièrement. Nous avons projeté un réseau de Stations séismiques (équipées par les appareils) sur le territoire du Royaume. La fonction des 8 stations étant commencée en 1925 a relâché peu à peu à cause du manque des observateurs instruits ainsi que du manque budgétaire. D'une telle manière nous n'avons momentanément que 3 stations, heureusement dans une marche excellente. Les trois stations sont :

Zagreb auprès de l'Institut Géophysique, équipée d'un Wiechert horizontal ($M = 1000$ kg.) d'un Wiechert vertical ($M = 1300$ kg.) et d'un petit Wiechert horiz. ($M = 80$ kg.) pour les séismes bien proches. L'Institut Géophysique publie son propre bulletin des

analyses des séismogrammes (« Izvešće o potresima », ou « Erdbebenbericht »).

Beograd, dans l'Institut séismologique.

Ljubljana auprès de l'Institut Météorologique et Géodynamique de l'Université dispose d'un Wiechert avec les composantes horizontales ($M = 200$ kg.). Les lectures de séismogrammes sont publiées dans l'Annuaire Microséismique de l'Institut Séismologique de Beograd.

5. — *Détermination de l'heure précise.* — Nous avons continué la réception des émissions radiotélégraphiques de la Tour Eiffel, Nauen et Moscou par la méthode des comparaisons quotidiennes de coïncidences rythmées. Comme horloge étalon nous avons une pendule de Riefler à pression constante. (D. R. P. 50739 ; n° 404.)

Pour assurer les contacts à minutes dans les séismogrammes nous avons une pendule libre de Riefler et comme réserve pour échange encore deux pendulettes de Leroy & Cie.

6. — *Travaux de l'Institut Séismologique :*

1) *Publications* annuelles : *Annuaire Microséismiques* pour les années 1936, 1937 et 1938 (continuation)
et *Annuaire Macroséismique* pour les années 1936, 1937 et 1938 (recommencement).

2) *Monographies :*

a) *Die Erdbebenkatastrophen in Albanien*, par J. MIHAILOVIC, publié dans *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, 1936 (en allemand avec un résumé en français).

b) *Les catastrophes séismiques de Valandovo 1931 et la sismicité de la région tectonique du bas Vardar* par J. MIHAILOVIC publié par l'Académie royale serbe 1936 (en serbe).

c) *Seismological conditions in Yougoslavie*, par J. MIHAILOVIC, publié dans « *The Anglo-Yougoslav Review* », Vol. I, 1937.

d) *Sources d'énergie séismique de la Péninsule Balkanique*, par J. MIHAILOVIC, publié dans publications du Bureau Central séismologique international à Strasbourg 1937 (Série B, fasc. 7).

e) *Régions séismiques essentielles en Yougoslavie* par J. MIHAILOVIC, publié par l'Académie royale serbe à Beograd, 1938.

f) *Analyse des séismogrammes d'après la distance de l'épicentre et la profondeur du foyer*, par Dj. TRAJIC, publié dans les « *Annales Géologiques de la Péninsule Balkanique* », Beograd 1939.

7. — *Relations* avec les institutions séismologiques étrangères. Dans la période des trois années passées nous avons poursuivi les relations permanentes avec toutes les institutions séismologiques du monde tant par correspondance que par l'échange des publications. En outre nous avons été en correspondance télégraphique avec le Bureau Central Séismologique international à Strasbourg. De même nous avons servi par nos séismogrammes originaux un nombre des instituts séismologiques du monde s'occupant des études détaillées de quelques grands tremblements de terre.

TABLE DES MATIÈRES.

	Pages
CRITERIA FOR THE REALITY OF APPARENT PERIODICITIES AND OTHER REGULARITIES, by Archie BLAKE.....	3
QUELQUES RÉSULTATS D'UNE ÉTUDE THÉORIQUE DE LA RÉFLEXION ET DE LA RÉFRACTION DES ONDES SÉISMQUES PROGRESSIVES, par L. CAGNIARD	8
RAPPORT SUR LA SISMICITÉ DE L'ATTIQUE, par N. CRITIKOS	24
SUR L'ÉTALONNAGE DES SÉISMOGRAPHES ÉLECTROMAGNÉTIQUES, par G. GRENET	28
ON DIFFERENCES OF P_n -WAVE VELOCITIES, by H. LANDSBERG and H. NEUBERGER	35
THE PRESENT STATUS OF THE PROBLEM OF MICROSEISMS, by James B. MACELWANE	43
LE NOUVEAU SISMOGRAPHE KREIS-WANNER DE L'OBSERVATOIRE FÉDÉRAL DE ZURICH, par P. L. MERCANTON	46
LES SONDAGES SISMOMÉTRIQUES DE LA COMMISSION HELVÉTIQUE DES GLACIERS A L'UNTERAAR, SUISSE, par P. L. MERCANTON	52
DYNAMIQUE SÉISMOGÉNIQUE DE L'ÉGÉIDE DISPARUE (Résumé), par J. MIHAÏLOVIC	54
THE ACCURACY OF SEISMOGRAM ANALYSIS AS REVEALED BY SHAKING TABLE TESTS, by Frank NEUMANN	56
DEUX ÉTAPES DANS L'HISTOIRE DE LA TERRE, par Emilio ODDONE..	67
RECORDING WITH BENIOFF INSTRUMENTS AT PASADENA, by C. F. RICHTER	72
SUR L'UTILISATION DU RÉSEAU DE PENDULES A GRANDE MASSE, par Edmond ROTHÉ	83
LES TREMBLEMENTS DE TERRE ET LA RADIOACTIVITÉ, par Edmond ROTHÉ	87
ÉTUDE MACROSÉISMQUE DES TREMBLEMENTS DE TERRE A FOYER PROFOND, par Edmond ROTHÉ	95
LES TREMBLEMENTS DE TERRE EN FRANCE (Résumé), par J.-P. ROTHÉ	104
NEUE ERFAHRUNGEN UBER ERDBEBENGEOLOGIE, von A. SIEBERG.....	105

ANNEXE.

RAPPORTS SUR L'ÉTAT DE LA SÉISMOLOGIE DANS LES DIFFÉRENTS PAYS :	
BULGARIE, par K. KIROFF	106
ÉTATS-UNIS, prepared by the United-States Coast and Geodetic Survey	107
FRANCE, par Edmond ROTHÉ	126
GRANDE-BRETAGNE	131
HONGRIE, par B. SIMON	134
MEXIQUE, presented by Eugenio SOTOMAYOR	136
NOUVELLE ZÉLANDE, by R. C. HAYES	139
POLOGNE	145
SUISSE, von E. WANNER	146
YOUNGOSLAVIE, par Jelenko MIHAÏLOVIC	147