

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

SECÉTAIRE DE L'ASSOCIATION DE SÉISMOLOGIE

SÉRIE B

MONOGRAPHIES

FASCICUL N° 7

COMMUNICATIONS PRÉSENTÉES A LA CONFÉRENCE D'ÉDIMBOURG

(SEPTEMBRE 1937)



NOGENT-LE-ROTRON

IMPRIMERIE DAUPELEY-GOUVERNEUR

1937

MICROSEISMS IN THE PHILIPPINES

BY W. C. REPETTI, S. J.

Chief, Seismic Division, Manila Observatory

The origin of microseisms is still under discussion by seismologists and the causes assigned may be grouped into three divisions.

The first is that of Wiechert who attributed microseisms to surf beating on rocky coasts. The second explanation, advanced chiefly by Gherzi, is that of atmospheric pumping. The third is that put forward by Banerji, viz., the pressure of sea waves transmitted to the bed of the ocean, there setting up forced vibrations which constitute microseisms.

BANERJI'S THEORY. According to Banerji a storm in the Arabian Sea or in the Gulf of Bengal sets up microseisms which are recorded by the several seismographs in India. In this explanation the amplitude of the microseisms depends on distance, not on direction. As pointed out by the writer elsewhere (*Preliminary Investigation of Microseisms in Manila*, Gerland's Beiträge z. Geophysik, Band 40, Heft 2/3, 1933, p. 268-271) this does not hold true in the Philippines, at least in many cases which have been observed. When a typhoon approaches the Philippines from the east and recedes northward east of Luzon the center reaches such a position that the wind on the west coast of Luzon shifts to westerly directions. At that time the microseisms in Manila build up to a very abnormal amplitude. The distance of the center of the typhoon from Manila may be actually increasing. Bradford in referring to this (*Bulletin of the Seismolo-*

gical Society of America, Vol. 25, N^o. 4, p. 330) has misinterpreted the writer's meaning. This will be referred to later.

In the writer's paper referred to above the belief was expressed that there was some evidence in favor of the pumping theory in the case of certain typhoons crossing Luzon.

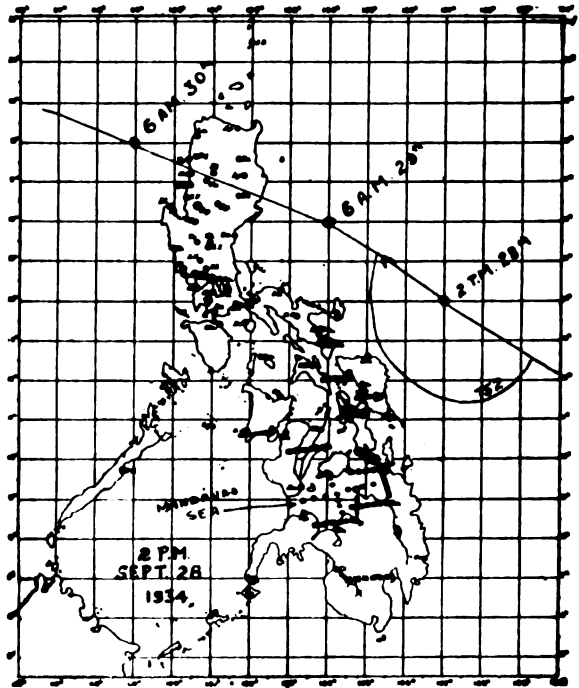


Fig. 1.

Now, after three years of further observation, the writer is much less inclined to that view and is much more in favor of the wave theory of Wiechert, with some modification. We now prefer to say that microseisms in the Philippines are due to wave action on steep coasts. When microseisms show a conspicuous increase in amplitude it is always found that the wind has increased at some section along the coast, and this means an increase in wave action.

Steep coasts. We shall first take up the point of steep coasts. To illustrate this, we present what appears to us to be an ideal example. This is the coast at the east end of the Mindanao Sea. (Fig. 1.) The arrow points to the Mindanao Sea, and the two dotted lines, at right angles to each

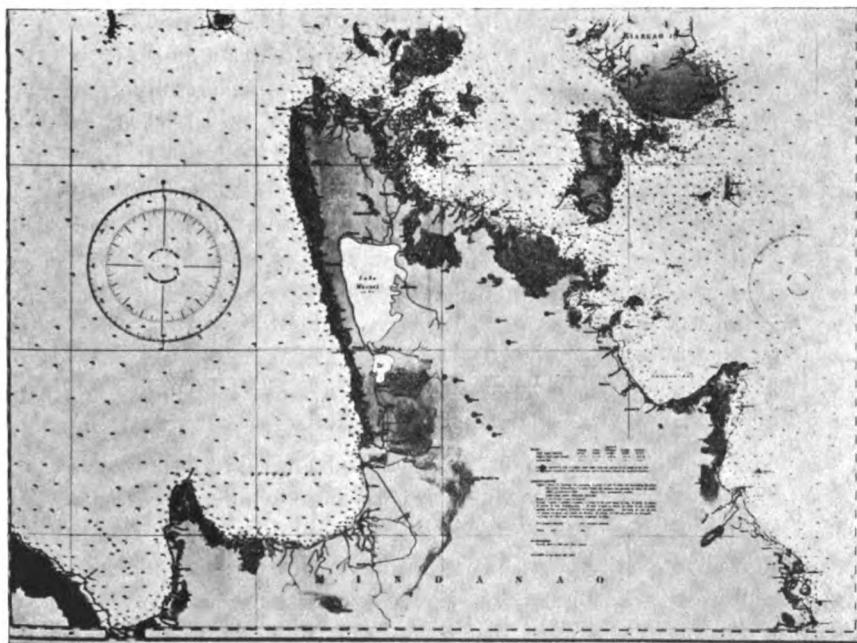


Fig. 2.

other, show its length and breadth. The east coast, shown by the solid line, terminates an unobstructed body of water some 180 kilometers in length and 60 kilometers in breadth, having a very uniform depth of 900-1000 fathoms.

This eastern coast is thirty-four nautical miles in length, having a very constant direction of $N 15^{\circ} W$, except for the last five miles at the northern end which runs due north and south. This is a remarkably straight piece of coast, as can be seen from the chart (fig. 2), which is taken from Chart No. 4603

of the United Coast and Geodetic Survey. At the short distance of three miles from the shore the depths are already ranging around 3600 feet and more. Various representations of the profile and slope of the bottom were considered but an inspection of the chart is sufficient to show that this coast can be most properly called « steep ». At a distance of one quarter of a mile from the shore the depths are from 200 to 600 feet.

We contrast this with the east coast of Mindanao, partly shown in the figure. The east coast is very irregular and deeply indented with bays. An inspection of the chart shows that the shore is fringed in many places with coral flats. Although this east coast faces the Philippine Deep, having the greatest known depth in the world, the bottom slopes out from the shore at a very small angle, about 10° ; not at all in the precipitous manner of the east coast of the Mindanao Sea.

How do these two coasts react to waves? The east coast of Mindanao, facing the Pacific, is subjected to tremendous waves during the monsoon season, November to March. In former years, communication with coast was completely cut off during the monsoon months. No boat would attempt to make calls along the coast; now a few boats go along and take their chances of making a landing with a launch in a sheltered spot. The waves breaking on the coasts are said to be 15 to 20 meters in height, built up by the combined effect of trade and monsoon winds. And yet these waves do not produce *conspicuous microseisms* at Butuan which is at a minimum distance of 45 miles from the Pacific coast. The necessary factor of a *steep* coast is lacking. We find microseisms on the Butuan records during January, February, March and April, 1934, but they are of very small amplitude and there is not sufficient evidence to ascribe them to east coast waves. At the east coast of the Mindanao Sea, on the other hand, a strong westerly wind is accompanied by microseisms in Butuan and we attribute them to the wave action on the steep coast.

(Fig. 2, lower right hand section.)

Another section of coast which may have some effect at Butuan is a section 45 miles west of Butuan, facing west towards another section of the Mindanao Sea, from Bagacay Point south to Bobontugan, a distance of twenty miles. (Shown by a solid black line on Fig. 1, and it appears at the lower left hand corner of the chart, Fig. 2.)

At a distance of a quarter of a mile offshore depths of 30-40 fathoms are found. At two miles offshore the depths are 100-350 fathoms.

Wave action. We have avoided the use of the phrase « surf on rocky coasts » because it now seems better to ascribe the microseisms to the rythmic action of successive wave bodies ; the rythmic application of pressure due to the weight of successive undeformed waves. The action of surf seems to us to be the action of merely a small portion of each wave. When the wave runs over a gently sloping bottom, the lower part of the wave is retarded, the wave becomes distorted and topples over and its force is spread out over a large area. On the other hand, when a wave meets a steeply sloping bottom its whole weight will have its effect on that bottom before the wave becomes appreciably distorted. The depth to which wave action extends will depend, naturally, on the size of the waves. Divers of the United States Navy, salvaging the submarine S-51, off Block Island, Rhode Island, found that the waves following a storm exerted their influence to a depth of at least 20 fathoms, 120 feet. Pontoons which were sunk to that depth, and were held by chains extending down and under the submarine, were seen to swing back and forth.

If microseisms can be ascribed to the action of undistorted waves then we more easily avoid the difficulty raised by the opponents of the surf theory. They call attention to the fact that we seldom or never have a long wave breaking simultaneously at all points on a coast. For one reason that the waves are not exactly parallel to the coast, and secondly that the coast itself is not straight for any considerable dis-

tance. Our explanation avoids these difficulties to the extent that 1) we do not depend on the actual breaking of the waves for the production of microseisms, and 2) a steep coast is less likely to eroded to an irregular shape than a shallow gently sloping one.

Correlation of wind and microseisms. We find a close relation between westerly winds in the Mindanao Sea and the microseisms in Butuan. The westerly winds produce the waves which act on the east coast of the Mindanao Sea. To determine the presence of winds and consequent waves in the Mindanao Sea we made use of the daily weather maps of the Weather Bureau. Economic conditions have forced the closing of many meteorological stations in the Philippines with a consequent diminution in data. Even so, there are enough stations remaining for our purpose. By noting the direction of surface wind and lower clouds at stations near the Mindanao Sea we can infer the existence of wind, and consequent waves, on the sea. The lower cloud directions are more significant than surface winds. In many, if not in most, cases the surface winds are influenced too much by local topographic conditions, whereas lower cloud directions may be assumed to give us the wind direction in the neighboring sea, uninfluenced by land elevations and valleys.

For the microseisms we have used the records from Butuan for the year 1934. The seismograph at Butuan is a 200-kg Wiechert Inverted Pendulum, operated with damping, and situated on alluvial soil. The town is six miles from the shore of the sea. No attempt has been made to determine earth particle amplitudes, since we are dealing with one seismograph, operating continuously under the same conditions. There were many days during the year on which microseisms were perceptible, but their amplitude was scarcely measurable. The days which we consider to have been characterized by microseisms are those on which the amplitude of the micros reached two millimeters or more.

The investigation of the year's records gave a consistent result. Ordinarily there are no conspicuous microseisms at Butuan. When a typhoon moves towards the Philippines there is no progressive increase in the microseisms. When the typhoon or depression reaches such a position that there are westerly or southwesterly winds over the Mindanao Sea, and the existence of large waves may be inferred, then there is a conspicuous and rather sudden increase in the amplitude of the micros at Butuan. These microseisms persist as long as the said winds prevail, even though the typhoon may be increasing its distance from Butuan. As soon as the winds around the Mindanao Sea decrease or become irregular in direction there is an immediate drop in microseismic activity at Butuan.

This correlation between wind and waves on one hand, and the micros at Butuan on the other, has been repeatedly observed by casual observation of the weather maps and seismograms throughout the past two years, without investigating each particular typhoon and seismic period.

EXPLANATION OF THE SYMBOLS

The line carrying an arrow and spots is the path of a typhoon center. One isobar is shown on this map. The solid arrows carrying feathers indicate the direction and strength of the ground wind, in the Beaufort scale.

The arrows made up of square spots show the direction of the lower clouds.

Mindanao is the large island at the south of the Philippine group. The « Visayas » or « Visayan Islands » is the name applied to the group of rather large islands lying to the north of Mindanao.

Fig. 1 : September 28th (1934), P. M. Typhoon center quite far (300 miles) northeast of Butuan, but the typhoon circulation combined with the southwest monsoon covers the

Visayan Islands, Mindanao Sea and Mindanao, giving westerly winds over the whole region. We can assume the presence of heavy seas on the east coast of the Mindanao Sea. The microseisms at Butuan are up to 2 mm. in amplitude.

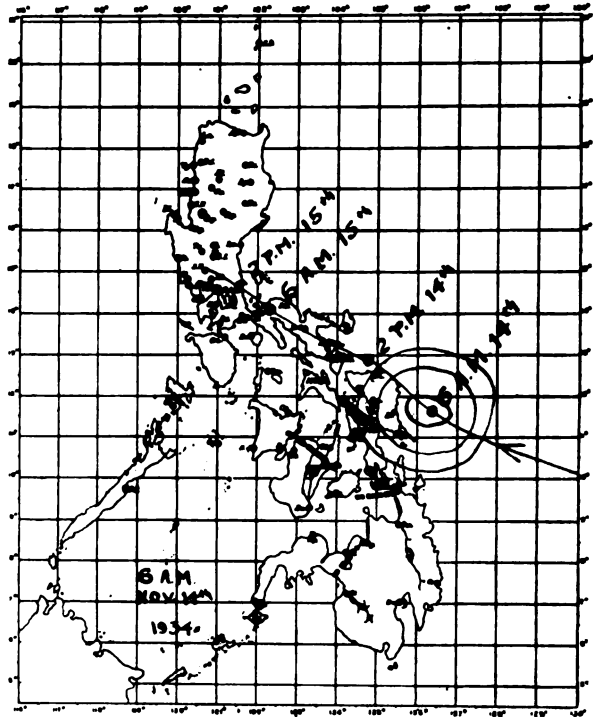


Fig. 3.

September 29th. A. M. The typhoon has moved to the northwest and has increased its distance from Butuan. The meteorological conditions have now become variable over the Visayan Islands and the microseisms die down.

Fig. 3: November 13th (1934), P. M. Typhoon ENE of Surigao moving towards the Philippines. Microseisms begin to increase.

November 14th. North-westerly, westerly and south-west-erly winds and lower clouds over the eastern Visayan Is-lands and the Mindanao Sea. Microseisms at Butuan increase amplitude up to 2 mm.

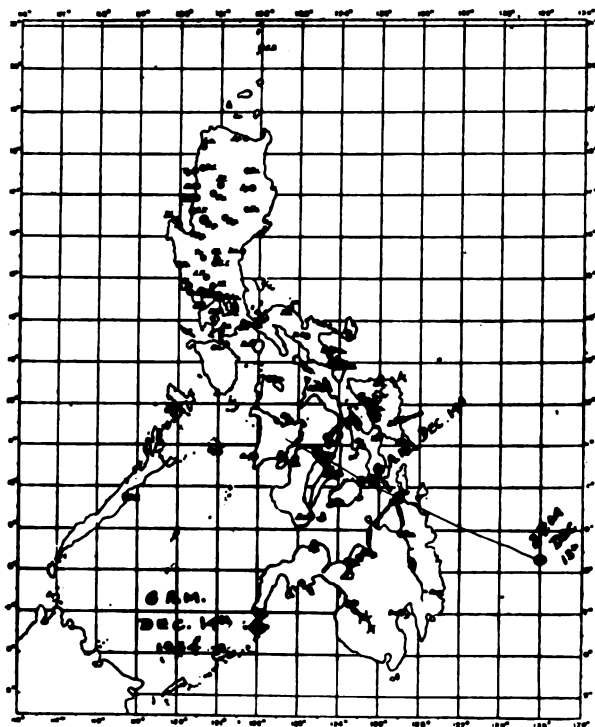


Fig. 4.

November 15th, A. M. Typhoon center has now moved up into Luzon. Meteorological conditions around the Mindanao Sea have become variable, with south winds somewhat pre-dominant. The microseisms at Butuan die down.

Fig. 4 : December 13th (1934), P. M. Small typhoon or de-pression moving in from the Pacific. Microseisms begin.

December 14th, A. M. The typhoon center has already en-

tered the Philippines and is between Negros and Bohol, NNW of Butuan, and distance from Butuan increasing. Southwest winds in the Mindanao Sea and strong microseisms at Butuan.

December 15th, A. M. Typhoon center now over northern Negros. Weak winds, various directions over the Mindanao Sea. Microseisms at Butuan die down.

Mention was made in the early part of this paper that Bradford had misinterpreted a portion of the writer's paper on Microseisms in Manila. The writer asserted that, under certain conditions of typhoon position and resultant winds, « microseisms become conspicuous three or four hours before the wind becomes well-established at Manila, which is about thirty miles from the open sea ». In connection with this Bradford says, « the wind which would take an hour to reach there from the open sea (assuming a velocity of 25 mi/hr) does not reach Manila until three or four hours after the microseisms have become conspicuous ».

The writer said that the microseisms become conspicuous before the wind becomes *well-established* at Manila. The typhoon wind is not a continuous blast but varies in intensity, especially in the outer parts of the circulation. It begins with gusts which increase in intensity and duration. When the microseisms become conspicuous the wind is already blowing in Manila but not with the intensity and duration of gusts that characterize a storm wind. The writer's meaning was that the southwest wind in the China Sea sets up a surf on the coast and this gives rise to microseisms, and that it is not until three or four hours later that the wind builds up to the same force in Manila.

Instead of giving the surf as the immediate cause of the microseisms the writer now prefers to ascribe them to the wave action on steep portions of the coast, as in the case of microseisms in Butuan.

SÉISMICITÉ DE L'ÉTHIOPIE

CRÉATION D'UNE STATION SÉISMIQUE A L'ASMARA (ÉRYTHRÉE), DESTINÉE A L'ÉTUDE DES TREMBLEMENTS DE TERRE LE LONG DE LA DÉPRESSION QUI, DE LA VALLÉE DU JOURDAN EN PALESTINE, PAR LA MER ROUGE, VA AUX LACS ÉQUATORIAUX AFRICAINS.

PAR EMILIO ODDONE

La séismicité de l'Éthiopie est partiellement connue, grâce à deux catalogues des tremblements de terre de cette spacieuse région, compilés l'un par les géographes Giotto Dainelli et Olinto Marinelli, l'autre par le Prof. Luigi Palazzo, travaux publiés tous deux dans le *Bulletin de la Société sismologique italienne*, respectivement aux volumes XVI, 1912, et XIX, 1915.

Les deux savants chroniqueurs puisent aux catalogues de Perrey, de Milne et de Fuchs, mais une bonne partie des données est nouvelle et remonte à l'origine. Il en ressort qu'indiscutablement la séismicité de l'Éthiopie est notable, bien supérieure à ce que l'on pouvait supposer auparavant. La diffusion dans le plateau des roches éruptives anciennes et l'extension dans la zone volcanique moderne (le Danakil), où l'on compte les fumerolles par centaines, ainsi que les sources thermales et les cratères, laissent soupçonner un certain rapport entre les manifestations volcaniques et sismiques. Il y a du travail pour ceux qui cultivent ces deux sciences.

La période sismique de 1913, locale dans l'Érythrée, avait appelé l'attention du gouvernement italien et une petite station sismique fut installée à l'Asmara. Ensuite la ques-

tion des études scientifiques coloniales passa dans les mains d'un Comité qui, entre autres choses, a proposé à notre Conseil national des recherches la construction d'un observatoire à l'Asmara pour les observations astronomiques et géophysiques. Il se peut donc que la petite station sismique devienne une station de premier ordre et qu'elle soit déplacée de quelques degrés de latitude vers le Sud.

Avec le concours des stations françaises de Ksara et de Tananarive et de celle égyptienne de Héliouan, les séismes de l'Asie Mineure, de l'Égypte, du Soudan, du plateau Abyssinien et de la mer Indienne n'échapperont plus à nos recherches.

MONTANA EARTHQUAKES OF 1935-1936

BY N. H. HECK

U. S. Coast and Geodetic Survey

AND W. E. MAUGHAN

U. S. Weather Bureau

Discussion of a single earthquake or group of earthquakes at a meeting of the International Seismological Association is not justified, unless progress is demonstrated which relates to earthquakes in general. It is believed that the Montana, U. S. series of 1935-36 meets this qualification.

Swarm earthquakes though less common than other types are by no means rare. They have occurred in many parts of the earth and in the United States in New Mexico, Utah, Colorado, Washington, Montana and in the Imperial Valley of California. Most of them have been in the western mountain region. They are rare in the Pacific Coast region and are unknown in the central and eastern portions of the country. In Japan the best known series are the Idu of 1931, which had 609 shocks in a single day, and the Tango of 1927.

Swarm earthquakes have not previously occurred in Montana during known history which is however short, since it began in 1869, though there is reason to believe that there was an earthquake in the vicinity about the time of the Lewis and Clark Expedition to the Pacific Coast in 1805. Since 1869 there have been about 28 shocks of force V, R. F. scale, which can reasonably be ascribed to the vicinity of Helena. There appear to have been more in 1926 than in any other year before the present series. Qualifying words are necessary since in the absence of instrumental records it is

difficult to be sure of the epicenter of any particular earthquake felt at Helena. From 1905 to the beginning of the present series the Weather Bureau has listed 77 shocks felt at Helena, of which 31 in 1925, probably occurred in the region of the strong earthquake of that year whose epicenter was about 40 miles southeast of Helena.

It is of special interest that no earthquakes were felt at Helena for a period of 21 months preceding October, 1935, and that, similarly, there was a 23 months' lull in the case of the 1925 earthquake. This may have had less significance since lesser shocks in that region may have occurred which were not felt in Helena.

The first shock was on October 3, 1935 and there were no more till the 12th. Thereafter there was not a single day without at least one recorded shock until April 14, 1936. The series which was still in progress on June 30, had reached the number of 2003 on that date.

These were all felt shocks and a much greater number would probably have been recorded by instruments. The record is due to the local office of the United States Weather Bureau under the immediate charge of the junior author who with his associates used every effort to obtain all possible information. The result is the longest list of swarm earthquakes recorded outside of Japan, where there are only two series of a larger number of shocks. The largest number on a single day was 144 on October 19 and 133 on October 31 fell little short of this. The maximum number in each case was in the period immediately following the greatest shocks of the series (See Fig. 1).

The shocks of destructive or near-destructive intensity were on October 12, 18, 31, November 28 (two shocks 8 seconds apart), 1935 and February 13 and June 11 and 12, 1936. Those of October 18 and 31 were highly destructive. A strong but brief shock occurred on November 21st.

The epicenter and focus were very near to the city of Helena, which is the capital of Montana and a former placer

mining town. The location of the epicenters of the principal shocks were fixed quite closely by teleseismic records, especially those of the station at Bozeman, Montana, about 80 miles from Helena. There was nothing distinctive which needs to be considered here except the records on the strain

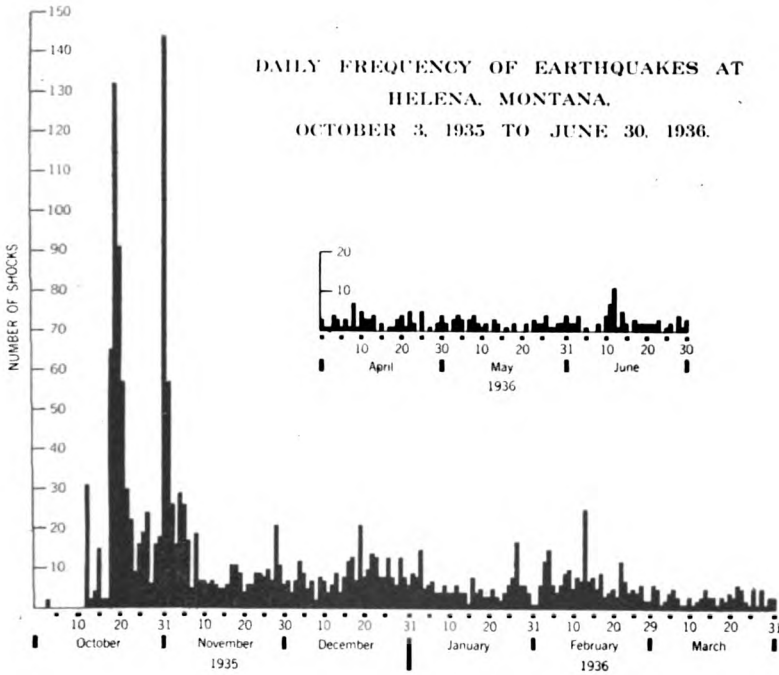


Fig. 1.

seismometer at the Seismological Research Laboratory at Pasadena, California were practically identical (See Fig. 2). The isoseismal lines, however, indicate that the shock of October 18 was of greater intensity than that of October 31.

The earthquakes were almost without precedent in causing damage in a thinly settled region. The principal industries of Montana are agriculture, livestock production and mining, so that towns are relatively few and far between.

Ordinarily earthquakes such as the recent series could have occurred with little damage to cities and towns as was the case in 1925.

In the case of Helena the situation was quite different. A careful investigation by the city engineer showed that all buildings were damaged to some extent and over half were considerably or noticeably damaged. About 15 per cent suffered from at least half to complete destruction. The State

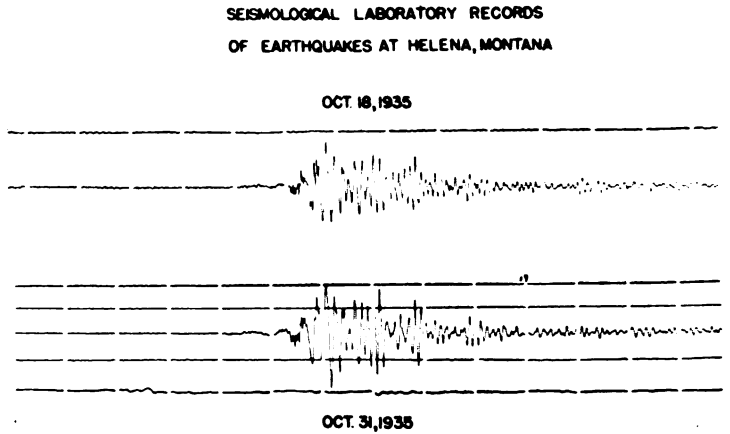


Fig. 2.

Capitol and several other large buildings escaped serious damage but these were exceptions. The loss to a town of about 12,000 inhabitants was from \$ 4,000,000 to \$ 5,000,000. The great amount of damage is due to a cause not usually so serious — that is, the effect of later shocks on structure weakened by earlier ones. There is ample opportunity for important investigations by engineers in Helena since the progressive damage is well recorded.

Gutenberg and Richter have shown that in most earthquakes in which a severe shock is followed by aftershocks, nearly all of the energy goes into the single shock. In the case of the Montana earthquakes it is doubtful whether two thirds of the energy went into the two strongest shocks.

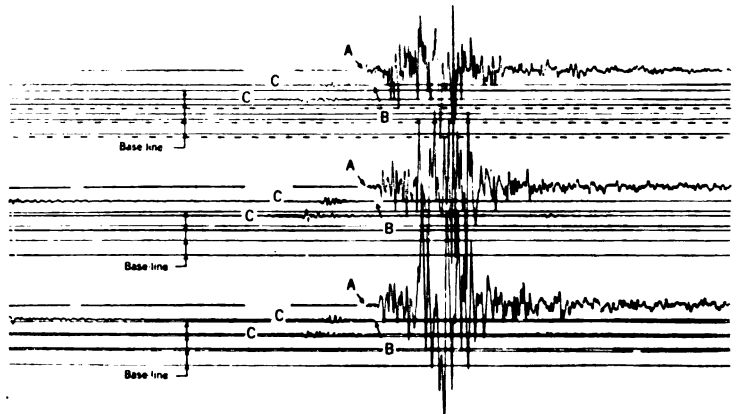
Nearness of both focus and epicenter to the town was an important factor in the destructiveness. While there was no visible surface movement along a fault plane the probable reason for this is ascribed by geologists of the Montana School of Mines to the fact that the movement was along a fault plane buried under 1000 to 1500 feet of sedimentary material.

Precise leveling has been executed by the U. S. Coast and Geodetic Survey in the vicinity of this fault but it has not been possible to find whether motion occurred in the recent earthquakes since none of the old level lines in the vicinity crossed the fault. However, if future motion occurs it can be readily detected. All evidence points to the fact that the shocks took place at a distance not exceeding 20 miles and in many cases within five or ten miles of the city of Helena. This is believed to be without precedent in the case of any modern city. Much more is known instrumentally about the Montana earthquakes than for any similar series in any country except Japan, though the vast majority of the shocks were not so recorded. At the start the only seismograph in the entire region was that at Bozeman which has been mentioned. As a teleseismic instrument it was not suited to recording the local shocks.

However, immediately after the earthquake of October 18 it was believed by the Coast and Geodetic Survey that additional shocks were likely and a strong motion acceleration and vibration meter were at once sent with competent personnel to operate them, to Helena and they were in operation from October 21. The former instrument has been in operation ever since, though responding only to destructive shocks. To illustrate the ruggedness of these instruments, a skidding accident threw them out of an automobile truck but without serious damage. The instruments were in operation and secured an excellent record of the earthquake of October 31, which is undoubtedly the best record ever obtained of a destructive earthquake within a short distance of its focus. (See Fig. 3.) Other records were obtained on Nov. 21

and 28, February 13, June 11 and 12, and on other occasions.

The standard starting device for these instruments is a pendulum responding to horizontal impulses only and not to those of short period, since at many sites there are various kinds of short period disturbances other than earthquakes to operate the starter. It was found that the pendulums did



Section of accelerograph record of the Helena, Montana earthquake of October 31, 1935 showing, from top to bottom, the vertical, north-south, and east-west components. A, beginning of the record; B, end of the run about one minute later. C, C etc. indicate aftershocks. Time-marks are made at half-second intervals.

Fig. 3.

not respond to the very rapid and in large degree vertical vibrations at Helena and a new type of vertical starter had been developed in the field. The use of a starter usually necessitates the loss of a part of the record between arrival of the waves and start of the record. At Helena since the recording continues a definite time there were in some cases more than one shock on a record and the later ones were complete. Also during days of frequent shocks the instrument was started by hand so that records were obtained. The time is relative and not absolute but if the phases can be identified the distance can be obtained and also a rough measure of the depth since the instrument has three components.

Plans for the investigation of this earthquake and with particular reference to the future included the carrying on of precise leveling chiefly in the region of the assumed buried fault. There was some opportunity for repetition of the leveling in the region since several lines passed through Helena. Besides, four strong motion accelerographs have been installed in, respectively, Missoula, Butte, Helena and Bozeman. Plans have also been worked out for taking any one of these to an unsettled region during a period of strong shocks.

In addition a station with a single component of the Wood-Anderson torsion seismometer (loaned by the Carnegie Institution of Washington) and a recorder (Coast and Geodetic Survey) has been established at a site furnished by the Montana School of Mines at Butte, Montana. All this cooperation in the operation of instruments has been made possible by the various branches of the University of Montana and the U. S. Weather Bureau, working with the Coast and Geodetic Survey.

With all this activity the region is equipped for future earthquake study.

The interrelation of earthquakes and their association with other phenomena are always difficult questions. Is this activity a continuation of that to the southeast in 1925? Geologists of the Montana School of Mines believe that the fault near Helena is independent of those to the southeast. The cause of swarm earthquakes is as yet unknown and no mechanism has as yet been described which seems to account for the very long period over which the shocks have occurred.

As to possibly related phenomena only one has been noted and in any case this could be considered only as the trigger force which started the activity. It is, however, of interest that for the period September, 1934 to February, 1936, the region in the immediate vicinity of Helena has had a precipitation only 60 to 70 per cent of normal.

IMPORTANT NEW ZEALAND EARTHQUAKES

(1932-33-34-35¹)

The following is a list of the most important New Zealand earthquakes during the years 1932-33-34-35. The list includes (1) earthquakes reported to have reached or exceeded intensity R-F 6 : and (2), earthquakes which were felt over a wide area.

Time of Shock (G. M. T.)	Approximate Position of Epicentre		Maximum intensity (R-F)	Locality of Maximum Intensity
	South Lat. (deg.)	East Long. (deg.)		
d h m				
1932.				
Jan. 3 3 43	40°5	175°5	5	Wanganui (N. I.) ²
Mar. 2 22 25	42°3	172	6	Murchison (S. I.)
2 23 0	41°9	172	6	Murchison (S. I.)
5 1 42	36	179	6-7	Coromandel (N. I.)
Apr. 7 11 36	41°1	172°4	5-6	Takaka (S. I.)
7 15 39	39°9	175°7	5	Marton (N. I.)
17 9 44	41°8	171°9	5	Karamea, Reefton (S. I.)
May 5 8 24	39°5	177°6	8	Taradale (N. I.)
5 11 31	39°6	177°6	5	Taradale (N. I.)
Jun. 7 21 23	38°2	177°8	5	Napier to Opotiki (N. I.)
15 13 54	40°4	174°5	5	Wanganui, Marton (N. I.)
17 14 38	39°6	176°6	7	Taradale (N. I.)
Jul. 20 4 52	40°0	174°0	8	Patea (N. I.)
Aug. 2 13 47	40°7	173°5	6	Kahurangi Point (S. I.)
13 20 58	52	160	5	Stewart Island
Sep. 10 17 48	38°3	178°4	6	Waipiro Bay (N. I.)
15 13 55	39°2	178°2	9+	Gisborne-Wairoa (N. I.)
15 14 18	39°7	178°4	5	Motu (N. I.)
15 14 52	39°4	178°0	6	Opotiki (N. I.)
28 20 14	39°7	178°8	6	Gisborne, Wairoa (N. I.)
30 11 19	38°9	177°9	5	Wairoa (N. I.)

1. N. D. L. R. — Cette liste accompagnait le *Rapport sur l'état de la séismologie en Nouvelle-Zélande*, publié dans les comptes-rendus de la Conférence d'Édimbourg, p. 204.

2. N. I. = North Island. — S. I. = South Island.

Time of Shock (G. M. T.)	Approximate Position of Epicentre		Maximum Intensity (R-F)	Locality of Maximum Intensity
	South Lat. (deg.)	East Long. (deg.)		
d h m				
Oct. 30 21 59	39°7	176°7	5	Wairoa (N. I.)
Dec. 10 14 53	39°7	176°7	5	Waipawa (N. I.)
16 17 9	39°5	177°5	5	Wairoa (N. I.)
1933.				
Feb. 21 12 59	41°0	172°3	6-7	Takaka (S. I.)
Mar. 30 8 36	38°0	179°5	5	Tokomaru Bay (N. I.)
Apr. 11 1 12	39°8	176°5	5	Wairoa (N. I.)
May 15 8 19	39°5	177°5	6	Hawke's Bay (N. I.)
Jun. 28 23 19	40°7	172°5	6	Takaka (S. I.)
Jul. 25 23 33	40°5	172°5	7	Takaka, Nelson (S. I.)
Aug. 26 22 55	40	175	4-5	West Coast (N. I.)
Nov. 2 17 17	41°2	174°0	6	Cook Strait.
Dec. 13 8 48	40°0	175°5	6	Southern part of N. I.
1934.				
Mar. 5 11 46	40°9	176°8	9	South-east of N. I.
5 11 57	41°1	176°6	3	Masterton, Paraparaumu (N. I.)
6 12 53	40°6	176°6	5	South-east of N. I.
9 19 25	—	—	5-6	Awarua Radio (S. I.)*
10 7 57	40°9	176°0	8	Porangahau (N. I.)
10 8 4	40°6	176°9	6-7	Porangahau (N. I.)
10 8 54	40°6	176°8	6-7	Porangahau (N. I.)
15 10 46	39°65	177°6	7	Northern Hawke's Bay (N. I.)
21 9 55	41°0	172°4	6	Takaka (S. I.)
Apr. 14 8 48	40°4	176°8	6	Castlepoint (N. I.)
May 1 9 41	40°9	175°3	5-6	Masterton (N. I.)
7 18 34	40°5	176°1	5	Dannevirke (N. I.)
9 3 45	40°8	172°5	5	North of S. I.
22 5 20	38°8	176°5	5	Taupo, Rakauroa (N. I.)
Jul. 1 9 7	41°3	172°5	6	Collingwood (S. I.)
Aug. 8 0 5	40°0	176°7	5	Pahiatua (N. I.)
8 20 30	40°6	175°8	5	Masterton (N. I.)
11 14 20	41°8	172°1	6	Murchison (S. I.)
Oct. 25 11 5	41	176	6-7	Wanganui (N. I.)
28 9 46	38°3	175°5	4-5	Taumarunui (N. I.)
Nov. 26 0 12	39°5	175°8	6	Waipawa (N. I.)
26 8 33	39°6	177°4	6	Napier (N. I.)
Dec. 8 20 52	45°4	167°4	6	South Otago
14 8 14	41°3	174°2	6	South of N. I.
1935.				
Mar. 10 15 20	—	—	6	Hicks Bay (N. I.)*
Jul. 15 11 59	38°7	176°2	7	Wairakei (N. I.)
Aug. 13 0 15	—	—	6	Waipiro Bay (N. I.)*
Sep. 1 10 55	41°6	172°7	6?	Marlborough (S. I.)
Oct. 5 6 39	40°8	176°3	4+	Pahiatua, Foxton (N. I.)
Nov. 2 4 1	41	175°5	5	Paraparaumu (N. I.)
26 19 36	41°3	172°8	4	Farewell Spit (S. I.)

* Geographical position of epicentre not known.

**A SUMMARY OF RESULTS OF STUDIES MADE IN JAPAN
DURING THE PERIOD 1931-1936
ON DEFORMATIONS OF THE EARTH'S CRUST**

PREPARED BY NAOMI MIYABE

Earthquake Research Institute, Tokyo Imperial University, Japan

in connection with

The Sixth Congress of International Union of
Geodesy and Geophysics, 1936, Edinburgh

During the period 1931-1936, revisions of levellings and triangulations were carried out in various parts of Japan, as the result of which the vertical displacements of benchmarks and the horizontal displacements of triangulations points were measured.

The instruments employed in these measurements were

(i) For triangulation,

A theodolite made by Carl Bamberg, etc. for primary triangulation.

(ii) For levelling,

A Carl Bamberg Level for first order levelling, and Stadia, each 3m in length, and made of Russian alder (in previous surveys).

A No. 3 Zeiss Level, and Stadia, each also 3m in length, but made of Invar tape (in recent surveys).

In the following pages are given short accounts of the results of revisional surveys and of studies based on these results.

RESULTS OF RE-TRIANGULATIONS

The regions in which the triangulations were revised during the period 1931-1936, are

- (i) Northern part of the province of Idu,
- (ii) Miyagi and Iwate prefectures,
- (iii) Central region of Taiwan (Formosa),
- (iv) Siduoka and vicinity.

In North Idu, the primary and secondary triangulations were revised soon after the destructive earthquake of 1930, and the tertiary triangulation in 1933. In a part of this region, however, the triangulation was also revised in 1925 after the Kwanto earthquake of 1923. The results of the 1930 and 1933 re-triangulations therefore show horizontal displacements undergone by the triangulation during the period 1925-1933.

Revisions of primary and secondary points in the prefectures of Miyagi and Iwate were carried out in 1933, after the Sanriku tsunami that occurred on March 3, the same year. Displacements of triangulation points thus worked out were rather marked in regions along the Pacific coast, which however may include some errors due to the assumption made that the two triangulation points situated on the north-western boundary of the area had not changed. The horizontal displacements however were generally small compared with those found in other regions where destructive earthquakes had occurred.

The re-triangulation in the central region of Taiwan was carried out for the purpose of ascertaining the horizontal displacements of triangulation points that might have been disturbed by the destructive earthquake that occurred there on April 21, 1935. The result showed horizontal displacements of 14 triangulation points, the directions of which were so distributed that the displacements of points lying east and south of the fault that appeared with the earth-

quake, moved in sense reverse of points north and west of the fault. There may however be other triangulation points, concerning which further investigations will be needed with respect to their geophysical significance in connection with crustal deformations, for the reason that the total number of geodetic points then taken into account were too few to enable search for the modes of deformation in greater detail. This applies particularly to the southern region, in which the displacements as worked out from the present re-triangulation seem to include the effects of older earthquakes.

The re-triangulation in Siduoka and vicinity was carried out with the object of measuring, if any, the horizontal deformation of the earth's crust that might have occurred with the earthquake of July 21, 1935. Since we could not find any marked crustal disturbance, such as faults in association with this earthquake, we could see no distinction in the modes of earth movements in the different parts of the area. The directions of the horizontal displacements are approximately parallel to each other.

RESULTS OF RE-LEVELLINGS

The re-levellings executed during the period 1931-1936 reach a total of nearly 5800 km, including many areas that were severely disturbed by destructive earthquakes, while there are also many other areas undisturbed by earthquakes during the period between two successive levelings. The re-levelled sections of the lines of levels during the period 1931-1936, with dates of recent and former surveys are shown in Table I.

TABLE I
SECTIONS OF LINES OF LEVELS AND
DATES OF SURVEYS

Sections of Lines of Levels	Dates of Former Survey	Dates of Recent Survey
Hatiozi-Kohu-Okitu (92)	Sept. 1925-March 1927	June-July 1931
Tokyo, its vicinity (47)	Feb.-July 1930	June 1931

Sections of Lines of Levels	Dates of Former Survey	Dates of Recent Survey
Okitu-Kusimoto (273)	1895-1900	1931
Singu-Gozyo (68)	Apr. 1899-Jan. 1900	Oct.-Nov. 1931
Osaka, its vicinity (13)	Dec. 1928	Oct.-Nov. 1931
Suo-Rato (Taiwan) (12)	1918	Aug.-Sept. 1932
Tokyo, its vicinity (21)	Feb.-March 1930	May-June 1932
Tokyo-Takasaka-Huzimi (125)	June 1925-Dec. 1926	May-June 1932
Susaki-Yahatahama (110)	Nov. 1896-Jan. 1897	Aug.-Sept. 1932
Sakanoiti-Hososima	1896	Oct.-Nov. 1932
Hososima-Simoisyuin	1914-1915	Oct.-Nov. 1932
Miyazaki-Sikine	1892-1900	Oct.-Nov. 1932
Atami-Inatori (29)	Dec. 1930-Jan. 1931	Dec. 1932-March 1933
Ukegawa-Tanabe-Wakayama-Gozyo (119)	1889-1896	1932
Osaka, its vicinity (41)	Oct.-Nov. 1930	March 1933
Nogimura-Sirakawa (65)	1893	Sept.-Nov. 1932
Tokyo-Hunabasi (23)	May 1932	Feb.-March 1934
Hunabasi-Mito (367)	Oct. 1924-Feb. 1926	May 1933-Jan. 1934
Mito-Sendai-Miyako	1897-1900	May 1933-Jan. 1934
Kamaisi-Kurosawaziri (47)	1901	Aug.-Dec. 1933
Tokyo-Misaki (42)	June-Oct. 1930	Jan.-Feb. 1934
Kakegawa-Simosuwa (103)	Nov. 1901	July 1933-March 1934
Rato-Giran (Taiwan) (25)	Sept. 1914-Oct. 1920	July 1932-Dec. 1933
Mori-Sakasagawa-Nanae		
Mori-Aikawa-Uzuziri	July-Sept. 1904	July-Aug. 1934
Okayama-Tottori	Feb.-Apr. 1929	Jan.-Feb. 1935
Tottori-Yonago	Apr.-May 1927	Jan.-Feb. 1935
Yonago-Okayama	1890-1891	Jan.-Feb. 1935
Okayama-Kurasiki-Obisawa (8)	Sept. 1886	March 1935
Akimati-Murotomisaki (25)	Sept. 1929	Feb.-March 1935
Kurosawaziri-Akita (72)	Aug. 1897-Oct. 1900	June-July 1934
Akita-Sibata (134)	June 1899-Apr. 1901	July-Sept. 1934
Yasiromura-Kasasihomura (16)	Aug.-Sept. 1928	Nov. 1933
Miyako-Aomori (148)	1897-1902	June-Aug. 1935
Hukuroi-Okitu-Odawara (92)	Aug.-Nov. 1931	Dec. 1935-Jan. 1936
Okitu-Kohu (46)	June-July 1931	Dec. 1935-Jan. 1936
Kürun-Taityu-Horisya (Taiwan)	1914-1918	Nov. 1935-Jan. 1936
Horisya-Musya (Taiwan)	1924	Nov. 1935-Jan. 1936
Yugawara-Zyotomura (20)	Dec. 1932-March 1933	Feb. 1936
Akita-Aomori (68)	1900	1935

N. B. — The bracketed numerals in the first column show the total number of bench-marks distributed along the respective sections of lines of levels.

STUDIES ON CRUSTAL DEFORMATIONS

During the period 1931-1936, more than 80 papers were published in Japan dealing with problems relating to crustal deformations. They can be classified roughly into four categories according to the object of study: (i) on crustal deformations associated with occurrences of destructive earth-

quakes and volcanic eruptions, (ii) on chronic crustal deformations, (iii) on local conspicuous deformations, and (iv) on the geophysical significances of crustal deformations. Brief summaries of these numerous papers now follow.

(i) *Crustal deformations associated with destructive earthquakes and volcanic eruptions.* From his detailed investigations of crustal movements along the lines of levels from Tokyo to Misaki, Prof. Imamura pointed out that the progress of chronic movements of the crustal block in the neighbourhood of Haneda was closely connected with the Haneda earthquake of August 3d 1926. He also pointed out the presence of an active fault traversing the city of Tokyo in a S-N direction, while the crustal changes along this active fault were in some way related to the Tokyo earthquake of May 21, 1928.

The crustal deformations associated with the Tango earthquake of 1927 were discussed in detail by Dr. G. Tsuboi. He also investigated the crustal deformations associated with the 1929 eruption of Komagatake Hokkaido, and those associated with the N. Idu earthquake of 1930.

The crustal deformation associated with the eruptions of Sakurazima was discussed by Dr. Tsuboi and the writer independently. They obtained almost the same results, namely that the re-levelling in 1932 suggests that the extent of the acute and conspicuous crustal deformation undergone at the time of the eruption has since recovered by about one-half.

From these studies, it became evident that the earth's crust is disturbed in a marked manner in connexion with destructive earthquakes and volcanic eruptions. It was also noticed that the modes of crustal deformation are, stated roughly, rather systematic and that the extent of the area disturbed by the earthquake or eruption may in some manner or other be related to the magnitude of the earthquake or of the eruption.

(ii) *Chronic crustal deformation.* From re-levellings in certain wide areas, it was found that the earth's crust, even

though undisturbed by any destructive earthquake, has undergone chronic movements. As for the modes of general crustal deformation in wide areas, we notice :

(a) Crustal deformation similar in their essential characters, but differing in their times of occurrences, as, for instance, the general southward tilting of the earth's crust in the Kii peninsula and in the Mureto promontory, as noted by Prof. Imamura.

(b) Undulatory deformations of an approximate wave length of either 250 km or 60 km, as pointed out by Dr. Tsuboi and the writer.

(c) Positive correlation between the chronic crustal deformations and the profile of topography along the corresponding lines of levels, as noted by Prof. Teraka, Dr. Tsuboi and the writer.

(iii) Marked local deformations. As noted by Prof. Imamura, in the eastern part of the city of Tokyo, the earth's surface has been undergoing notable subsidence during the last ten years or so. The mode of this deformation was also studied by the writer, who found that the area of marked subsidence is confined to a space of 10 to 20 km with the Sumidagawa (river) as its western boundary, and that the movements have been accelerating up to the present time. A similar phenomenon was also found in the « *Niederland* » in the city of Osaka, as reported by Prof. Imamura.

We have also noticed remarkable local depressions in the neighbourhood of Toyooka, about the middle course of the Tonegawa (river), and in the neighbourhood of Taira.

According to Dr. Tsuboi, the earth's crust in Ito and vicinity on the east coast of the Idu peninsula, was remarkably up-warped. The deformation was associated with the occurrence of earthquake swarms, quite similar to that which had occurred in the neighbourhood of Wakayama, as noted by Prof. Imamura. The up-warping deformation in Idu however continued even after the seismic activity in that region had ceased.

(iv) *Geophysical significances of crustal deformations.* Besides its great importance it would be interesting to understand the geophysical significances of these crustal deformations, although it would not be an easy matter. As for crustal deformations associated with earthquakes, Prof. Ishimoto studied it in connection with the mechanism of earthquake occurrence, but in the case of chronic crustal deformations, no one has yet explained it so clearly as Ishimoto has done for acute deformations associated with earthquakes.

The writer, using data on vertical displacements of triangulation points in the Kwanto district, studied the block movements of that part of the earth's crust. In cases of crustal deformations associated with destructive earthquakes, as these in the Kwanto district, random movements of crustal blocks are more significant than in cases of chronic crustal deformations. He also discussed the variation in the values of the elastic constants of the earth's crust with regard to depth in connection with block structure.

Both Imamura and Terada discussed the relation between chronic crustal deformations and the occurrences of destructive earthquakes, based on the theory of elasticity. Notwithstanding that it is a question whether the earth's crust can be regarded as purely elastic or not, the results are interesting in many respects.

Prof. Terada also studied the positive correlations of crustal deformations with the topography and with the distribution of hot and mineral springs, from which he concluded that the crustal deformations now in progress are playing an important rôle in moulding the topography and in controlling the hot and mineral springs.

Dr. Tsuboi elucidated the positive and negative correlations between horizontal divergence and vertical movements of the earth's crust, assuming block structure in his discussion of the modes of crustal deformations in the Tango and Kwanto districts.

A relation between chronic crustal deformations and the

distribution of gravitational anomalies was discussed by the writer, who concludes that, in several regions, these two quantities are in negative correlation, a result that could be expected from the existence of crustal movements working to restore gravitational inequalities.

The writer has now summarized the results of studies that have been made in Japan during the period 1931-1936 on crustal deformations, both acute and chronic. The publications concerned are so numerous that it is not easy to abstract them exhaustively, even in the shortest possible descriptions. For reference however the writer has listed some of them in Table II.

TABLE II

LIST OF PAPERS

RELATED TO STUDIES OF CRUSTAL DEFORMATIONS,
PUBLISHED DURING 1931-1936

a) *Proceedings of the Imperial Academy, Tokyo.*

Vol. 7 (1931) :

- P. 1 : A. IMAMURA, On the block movements that preceded and accompanied the severe Tokyo earthquake of May 21, 1928.
— Active faults across the city of Tokyo.
- P. 92 : A. IMAMURA, Further studies on the chronic block movements in the Kyoto-Osaka district.
- P. 271 : A. IMAMURA, On the crustal deformations that preceded and accompanied the severe Haneda earthquake of August 3, 1926.
- P. 315 : A. IMAMURA, On the northward movement of crustal deformation along the western boundary of the Kwanto plain.
- P. 150 : N. MIYABE, On block movements of the earth's crust.
- P. 275 : N. MIYABE, Post-seismic crustal movements in Boso Peninsula.
- P. 344 : N. MIYABE, On gas-yielding wells in Hukagawa.
- P. 153 : C. TSUBOI, A note on the results of repeated precise levelings along the western coast of Izu Peninsula.

- P. 158 : C. Tsuboi, Independent relative vertical movements of land blocks as revealed by means of repeated precise levellings along the western coast of Izu Peninsula.
- P. 234 : C. Tsuboi, On the results of fifth precise levellings in the Tango earthquake district.

Vol. 8 (1932) :

- P. 163 : A. Imamura, Further studies on the block movements of the Kii peninsula.
- P. 247 : A. Imamura, On slow changes of land-level, both related and unrelated to earthquakes.
- P. 251 : A. Imamura, On crustal deformations since 1928 in the Kyoto-Osaka district.
- P. 417 : N. Miyabe, The deformation of the earth's crust in Honzyo and Hukagawa.
- P. 288 : T. Terada and N. Miyabe, Tilting and strength of earth's crust.
- P. 410 : T. Terada and N. Miyabe, On the result of revision of precise levelling along the Pacific coast from Okitu to Kusimoto, 1932.
- P. 413 : T. Terada and N. Miyabe, The result of recent revision of precise levelling on the route from Tokyo to Huzimi via Takasaki and Suwa.

Vol. 9 (1933) :

- P. 39 : A. Imamura, On the crustal deformation in west-central Kii Peninsula.
- P. 378 : A. Imamura, On chronic movements of the north-west Osaka block.
- P. 159 : T. Terada, Result of the precise levelling along the Pacific coast from Koti to Kagosima, 1932.
- P. 258 : C. Tsuboi, Vertical crustal displacement in the seismic region of Ito, on the east coast of the Idu peninsula.
- P. 588 : N. Miyabe, Provisional result of the recent revision of precise levelling in Tokyo.

Vol. 10 (1934) :

- P. 69 : A. Imamura, Chronic movements of a minor crustal block as revealed by the revision of a levelling line into one with closely spaced bench-marks.

- P. 479 : A. IMAMURA, On crustal deformations in the Kii and Muroto peninsulas.
P. 264 : N. MIYABE, Deformation of the earth's crust along the Pacific coast, Japan sea coast and central zone of Japan.
P. 410 : T. TERADA, Hot springs and deformation of earth's crust.
P. 643 : T. TERADA, Vertical movement of earth's crust and growth of coral reef.
P. 257 : T. TERADA and N. MIYABE, Revision of precise levelling along R. Tenryu, from Simosuwa to Kakegawa.
P. 557 : T. TERADA and N. MIYABE, Results of revision of precise levelling in Tohoku Districts.
P. 76 : C. TSUBOI, Undulatory deformation of the earth's crust along Japanese sea coast of Honshu, the main island of Japan.

Vol. 11 (1935) :

- P. 51 : A. IMAMURA, Crustal deformations associated with the Dewa earthquakes of 1804 and 1894 as revealed through the revision of precise levels.
P. 186 : A. IMAMURA, Later movements of the north-west Osaka Block.
P. 99 : T. TERADA and N. MIYABE, Hot springs and Deformation of earth's crust. II.
P. 222 : T. TERADA and N. MIYABE, Relation between topography and vertical displacement of earth's crust.

Vol. 12 (1936) :

- P. 4 : T. TERADA and N. MIYABE, Crustal deformation along the line of levels from Miyako to Aomori.
P. 7 : A. IMAMURA, On Land deformations accompanied by the Nosiro earthquakes of 1694 and 1704.

b) *Japanese Journal of Astronomy and Geophysics.*

Vol. 8 (1930-1931) :

- P. 117 : A. IMAMURA, On the block movements that preceded and accompanied the Tokyo severe earthquake of May 21, 1928. — Active faults across the city of Tokyo.

Vol. 9 (1931-1932) :

- P. 99 : K. MURO, Synopsis of precise levelling executed for the purpose of investigating crustal deformations.

Vol. 10 (1932-1933) :

- P. 81 : A. IMAMURA, On crustal deformations preceding earthquakes.
P. 93 : C. TSUBOI, Investigation on the deformation of the earth's crust found by precise geodetic means.

Vol. 11 (1933-1934) :

- P. 95 : A. IMAMURA, Further notes on the northward movement of crustal deformation along the western boundary of the Kwanto plain with special reference to the block movement responsible for the disastrous earthquake of September 21, 1931.

Vol. 12 (1934-1935) :

- P. 279 : T. FUKUTOMI, On the crustal deformations in southern Idu peninsula.

c) Bulletin of the Earthquake Research Institute.

Vol. 9 (1931) :

- P. 1 : N. MIYABE, On the vertical earth movement in Kwanto District.
P. 256 : N. MIYABE, Blocks in the earth's crust and their movements. I.
P. 407 : N. MIYABE, Blocks in the earth's crust and their movements. II. (Post-seismic crustal movements in Boso Peninsula.)
P. 151 : C. TSUBOI, A note on the results of the repeated precise levellings across the Ito earthquake area.
P. 274 : C. TSUBOI, On the results of repeated precise levelling around Idu Peninsula.
P. 423 : C. TSUBOI, Investigation on the deformation of the earth's crust in the Tango district connected with the Tango earthquake of 1927. III.

Vol. 10 (1932) :

- P. 597 : N. MIYABE, On different types of time-variation in the rate of vertical displacement of bench-marks in Tokyo and its vicinity.
P. 844 : N. MIYABE, On depression of the earth's crust in Honzyo and Hukagawa.

- P. 384 : K. Muro, A study of displacements of triangulation points.
- P. 411 : C. Tsuboi, Investigation on the deformation of the earth's crust in the Tango district connected with the Tango earthquake of 1927. IV.
- P. 435 : C. Tsuboi, Investigation on the deformation of the earth's crust in Idu Peninsula connected with the Idu earthquake of Nov. 26, 1930.
- P. 570 : C. Tsuboi, Comparison of the modes of the vertical deformation of the earth's crust in the same district during different time intervals.

Vol. 11 (1933) :

- P. 254 : M. Ishimoto, La déformation de la croûte terrestre et la production des ondes sismiques au foyer.
- P. 278 : N. Miyabe, The crust deformations in the district between Okitu and Kusimoto, along the Pacific coast of the main island of Japan.
- P. 639 : N. Miyabe, Block movements of the earth's crust in the Kwanto district. (Crustal blocks and their movements. III.)
- P. 488 : C. Tsuboi, Vertical crustal displacement in the seismic region of Ito, on the east coast of the Idu Peninsula.

Vol. 12 (1934) :

- P. 163 : N. Miyabe, Notes on correlation between vertical earth movements and gravitational anomalies.
- P. 460 : N. Miyabe, Deformation of the earth's crust along the Pacific coast, Japan Sea coast, and in the central zone of Japan.
- P. 474 : N. Miyabe, Deformation of the earth's crust in the neighbourhood of Sakurazima. (In Japanese.)
- P. 174 : C. Tsuboi, Undulatory deformation of the earth's crust along the coast of the Japan sea.
- P. 657 : C. Tsuboi, Notes on the undulatory deformation of the earth's crust.

Vol. 13 (1935) :

- P. 280 : N. Miyabe, Notes on the block structure of the earth's crust.
- P. 286 : N. Miyabe, Deformation of the earth's crust in the Iwate and Miyagi prefectures.

- P. 763 : N. MIYABE, On the sinking of the earth's crust in the eastern part of the city of Tokyo.
P. 576 : T. TERADA and N. MIYABE, Geographical distribution of hot and mineral springs and deformation of the earth's crust.

d) *Disin (Earthquake) : written in Japanese.*

The titles are translated by the writer of this summary :

Vol. 3 (1931) :

- P. 71 : A. IMAMURA, Block movements associated with the Kwanto earthquake and its post-seismic movements.
P. 141 : A. IMAMURA, Block movements that preceded and accompanied the severe Tokyo earthquake of May 21, 1928. — Active faults across the city of Tokyo.
P. 210 : A. IMAMURA, On characteristic modes of block movements in the Kyoto-Osaka district.

Vol. 4 (1932) :

- P. 416 : A. IMAMURA, On crustal deformations that preceded the occurrence of the earthquakes.
P. 474 : A. IMAMURA, Chronic block movements in the Kii peninsula. I.

Vol. 5 (1933) :

- P. 281 : A. IMAMURA, Chronic block movements in the Kii peninsula. II.
P. 393 : T. HISADA, T. MINAKAMI and K. MAEDA, Crustal deformations in the Kyoto-Osaka district.
P. 733 : A. IMAMURA, Chronic movement of the North-Osaka block.

Vol. 6 (1934) :

- P. 294 : A. IMAMURA, Chronic movements of a minor crustal block as revealed by the revision of a levelling line into one with closely spaced bench-marks.
P. 535 : A. IMAMURA, Comparison of the crustal deformations in the Kii and Muroto peninsulas.

Vol. 7 (1935) :

- P. 185 : A. IMAMURA, Crustal deformations associated with the Sakata earthquake.

- P. 241 : A. IMAMURA, Recent movements of the north-west Osaka block.
- P. 420 : Y. KATO, Seismic and volcanic activities and changes in earth-magnetism — XIII — Crustal deformations associated with the N. Idu earthquake of 1930 and changes in earth-magnetism.
- P. 469 : Y. KATO, Seismic and volcanic activities and changes in earth-magnetism — XIV — Crustal deformations associated with the severe Sanriku earthquake of 1933 and changes in earth-magnetism.
- P. 517 : Y. KATO, Seismic and volcanic activities and changes in earth-magnetism — XV — Crustal deformations associated with the Sakata earthquake of 1894 and changes in earth-magnetism.
-

SEISMOGRAPHIC TILT MEASUREMENTS AT BUFFALO

BY JOHN P. DELANEY, S. J.

Canisius College, Buffalo, New York

The continued elevation of northern Scandinavia in Europe, and of the Great Lakes region in America, has been reviewed by Gutenberg¹, who has cited the important literature and has analyzed the evidence on this moot question. Gutenberg concluded that all results indicate a southwesterly tilting of the Great Lakes region by about 10 cm. per km. per century.

The best method of investigating this modern updoming of the formerly glaciated region is based, according to Gutenberg, on the water gauge records as compiled by stations of the United States Lakes Survey. The several investigations by this method, as cited by Gutenberg, all indicate that Buffalo falls well within the region affected by the post-glacial uplift.

Another method of investigation has been under way during the past year at the Seismological Observatory, Canisius College, Buffalo. For a number of years the Wiechert seismograph at Buffalo showed a very slight southwest tilting, which required occasional releveling of the instrument, always in the same direction, toward the northeast. For closer study of ground tilting a Wood-Anderson instrument, orientated northeast-southwest, in the direction of the pre-

1. Gutenberg, B., *Journal of Geology*, July-August 1933.

viously observed tilting, was diverted from earthquake duty and devoted to investigation of ground tilt.

The adaptability of the seismograph as a tilt-measuring instrument has been discussed by Jaggard and Finch¹, who proved also that their seismographic tilt was truly a ground tilt rather than a merely instrumental effect.

Three distinct types of ground tilting have been revealed during the past year at Buffalo. The first type consists of occasional tilting, northeasterly or southwesterly, of a few tenths second of arc, associated as a rule with sharp barometric gradients, when these occur along the line of orientation of the seismograph.

A second type of tilting has been noted with an annual period. A southwesterly tilt accumulates during the spring and early summer, to be followed by a slow recovery to the northeast from summer to winter. The full amplitude of this movement, as measured on an astronomical spirit level, approximates six seconds of arc. Similar changes in level have been noted in other localities, as noted long ago by Milne².

A third type of tilt is suggested by the failure of the seismometer to recover completely toward the northeast, in the winter of 1935-36 to the zero position it had held the previous winter. This failure to return to its former zero is taken to indicate that the Wood-Anderson seismometer confirms the tendency previously noted on the Wiechert, to record a constantly accumulating tilt toward the southwest. Analysis of the Wood-Anderson records for the two months January-February of the years 1935-1936 indicates that in the course of the year the southwesterly tilt accumulated to 0.7 second of arc. This value, however, must be qualified as an approximation since the necessary calibration of the seismometer was purposely omitted to avoid disturbing the instrument.

1. Jaggard, T. A. : Finch, R. H., *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 19, p. 38.

2. Milne, J., *Earthquakes*, p. 328 ff.

This measured ground tilt toward the southwest is much too high to be identified with the regional tilt of the Great Lakes as previously discussed. In view of the complications involved in continuous changes of level due to barometric and temperature changes it is probable that direct instrumental observation of the regional uplift is impracticable, if not impossible. Another complication might be foreseen in local oscillations that have been known in some localities and have been suspected by some authorities as affecting the Great Lakes region itself. A tilting affecting one locality over a period of years may be unrelated to the region as a whole.

While this investigation will continue for the present, the water gauge records over the whole region will always offer material far more valuable than the tilt records of a single station.

COMPARAISON
ENTRE LES ANCIENS ET LES NOUVEAUX NIVELLEMENTS
LE LONG DES PLAGES
ET AU TRAVERS DES AIRES SÉISMiques ITALIENNES

PAR E. ODDONE

La géologie nous apprend que la péninsule italienne a subi aux diverses époques de son histoire des exhaussements orogéniques sur une grande échelle. Nos temps historiques sont peu de chose en comparaison des immenses intervalles géologiques ; pourtant même depuis l'époque impériale romaine on a pu constater que certaines plages ont changé d'altitude. Le Sérápée de Pozzuoli, le cap Misène, les îles d'Ischia et de Capri, la péninsule Sorrentine auraient baissé de plus d'un mètre. La ville de Pestum, par suite d'un bradyséisme descendant, était déjà devenue inhabitable. Les variations ne se sont pas suivies d'une manière continue ; on parle d'une baisse au vi^e siècle, d'une hausse au moyen âge, etc. On a des renseignements certains sur les soulèvements qui eurent lieu à Pozzuoli pendant l'éruption du Monte Nuovo (1538), à Torre del Greco pendant l'éruption vésuvienne (1861), à Pantelleria pendant l'éruption sous-marine (1892).

Les travaux de Nicolini, Lyell, Issel, Suess, Gunther, de Stefani, de Lorenzo et d'Érasme ont intéressé au plus haut degré les savants, le public et les autorités. C'est à ces écrits que l'on doit que notre Conseil national des recherches ait conçu un programme d'étude des variations de nos plages et

en ait confié la charge au Comité national pour la géographie, et plus particulièrement à l'Institut de géographie générale de l'Université de Pise. On procédera à des recherches locales, plage par plage, et les monographies correspondantes seront reliées par littoral¹.

Une première recherche, faite avec les plus grands soins, bien que préliminaire, a paru en 1933, sous le nom du Dr Dina Albani², sur la variation des plages de la Ligurie, de la Toscane, du Latium, de la Campanie, de la Calabre et de la Sicile, des Abruzzes, des Marches, de l'Émilie et de la Vénétie, pendant le dernier siècle. L'étude a été précédée par la publication d'un guide questionnaire largement distribué aux techniciens, en particulier aux ingénieurs du Génie civil, par la consultation des chroniques locales et par l'examen des vieilles cartes rapprochées des cartes modernes et comparées à celles-ci.

Les premières conclusions sont que, depuis un siècle, sur 146 plages, 102 (soit 70 %) sont en recul, 14 sont stables, 30 sont en progression, c'est-à-dire qu'ici le sol en général s'abaisse. Surtout près de l'embouchure des fleuves, un certain synchronisme dans le recul indiquerait la prépondérance d'une cause commune.

Cette note n'a pas le but de s'arrêter sur les causes, mais bien de voir si les plages séismiques sont mieux assujetties aux lents bradyséismes que les plages aiséismiques.

Nous connaissons les aires séismiques qui longent nos côtes. Ce sont la riviera ligurienne occidentale, la riviera orientale en face du détroit de Piombino, les monts Albains au sud-est de Rome, Ischia, le versant nord occidental de la Calabre, la riviera orientale de la Sicile, la côte calabraise de Feruzzano à Rossano, la péninsule du Gargano, le littoral entre Ancône et Ferrare, enfin Venise, Cividale et Villaco.

1. On se borne aux bradyséismes des plages, car c'est là qu'il est le plus facile de reporter les variations d'élévation au niveau moyen de la mer.

2. Dina Albani, *Indagine preventiva sulle recenti variazioni della linea di spiaggia delle coste italiane* (Roma, 1933).

Nous connaissons aussi les aires aséismiques. Ce sont la Sardaigne, l'île d'Elbe, la plus grande partie de la Sicile méridionale et de la péninsule Sorrentine.

D'abord nous constatons que la riviera ligurienne occidentale et celle en face du détroit de Piombino montrent le caractère commun du phénomène de bradyséisme descendant. Non loin au sud des monts Albains l'abaissement du sol des Marais Pontins est bien connu. A Ischia, la station maréographique a signalé un abaissement du sol de 6 cm. entre 1890 et 1910. Les versants nord-occidental et sud-oriental de la Calabre et la riviera orientale de la Sicile montrent de lents mouvements locaux de bascule. Enfin, la forte séismicité des littoraux des Marches, de l'Émilie et de Venise s'accouple avec les bradyséismes de ces côtes qui, lentement, s'exhaussent près d'Ancône et s'affaissent dans le reste du littoral septentrional.

Les bradyséismes sont presque inconnus dans la Sardaigne aséismique, dans l'île d'Elbe aséismique, dans la Sicile occidentale aséismique et dans la péninsule Sorrentine aséismique.

Chaque règle a ses exceptions, et je cite la péninsule du Gargano qui est très séismique et pourtant assez stable au point de vue bradyséismique.

Tout cela est très intéressant, mais encore très obscur. Surtout pour les petits bradyséismes, il faudrait voir si la variation ne dépend pas de la sédimentation, de l'érosion, d'une diminution dans les apports fluviaux, de l'action des vents dominants, des lois auxquelles obéissent les sables refoulés par le flux et reflux et les raz de marée ; enfin, si la variation n'est pas apparente, due aux variations séculaires du niveau moyen de la mer. A mon avis, il doit y avoir une étroite relation entre les petits bradyséismes et le niveau de la mer. Ce dernier subit des variations de hauteur d'origine météorique et cosmique, selon des cycles où reviennent les périodes solaires et lunaires de 11, de 18,6 années et de 100 ans à peu près. MM. Ch. Lallemand et E. Prévot, dans

une note à l'Institut de France¹, ont montré que dans la Méditerranée, à Marseille, le niveau moyen de la mer a varié suivant une onde d'environ 93 ans, ayant son minimum en 1875 et son maximum vers 1921. L'amplitude totale fut de 3,4 cm. A cette onde se superpose l'onde de 18,6 ans, qui a des minimums en 1872, 1890 et 1909 et des maximums en 1882, 1900 et 1919. L'amplitude totale fut de 4,5 cm. de 1890 à 1900, c'est-à-dire que durant les dix années ce serait la mer qui se serait exhaussée de 4,5 cm.

Les variations périodiques des littoraux italiens sont assez bien d'accord avec ces données et par là conduisent à se demander si, au lieu d'un mouvement du sol, on aurait affaire à une élévation du niveau moyen de la mer.

Un bradyséisme n'est bien certain que seulement quand le sens et l'amplitude de son mouvement sont en contradiction avec le sens ou l'excursion du lent mouvement de la mer dans la même période à une station maréographique un peu lointaine.

Le maréographe d'Ischia, par exemple, entre 1890 et 1910, signala un abaissement du sol de 6 cm. A Marseille, l'excursion relative dans la même période ne surpassa pas 2 cm. Ce contraste d'excursion nous dit que le sol d'Ischia eut certainement un mouvement descendant de 4 cm. Cette descente participe à l'affaissement phlégréen, qui a son maximum d'excursion à Pozzuoli et étend son action jusqu'à Gaëte et Formia. Il est raisonnable d'attribuer ce bradyséisme au volcanisme et de penser qu'un accroissement du bassin magmatique entraîne un lent exhaussement du sol, alors qu'une diminution dudit bassin provoque un abaissement.

Quand, le long d'une plage, alternent les reculs et les avances de la mer, la probabilité d'avoir affaire à un bradyséisme est assez grande. Pour découvrir ces mouvements de bascule, il ne saurait y avoir de meilleur procédé que les nivellements de précision.

1. *C.-R. Ac. Sc.*, Paris, t. 188, 1929.

L'Italie est très redevable à l'Institut géographique militaire de Florence pour son activité dans cette branche. A Pozzuoli, les nivellements de 1905 furent répétés en 1907, 1919 et 1922. Les premières mesures à Ischia datent de 1913. Pour la péninsule Sorrentine voisine, les dernières mesures datent de 1931. Dans le triennat 1924-1927, l'Institut travailla sur 4000 km. de nouvelles lignes. En Calabre, il a accompli 300 km. de nivellement, avec dérivation sur les endroits où ont le plus sévi les tremblements de terre du 7 septembre 1905 et du 28 décembre 1908. Un autre nivellement de précision, sur un parcours de 390 km., a été fait en Sicile dans les vallées du Belice, du Frattina et du Gela. Pour les Marches, on a à sa disposition 180 km. dans les vallées du Métaure, de l'Aso et du Tronto. Dans le nord de l'Italie, on a les nivellements de 1912, 1924 et 1930. L'année dernière on acheva 350 km. dans la Vénétie, entre les fleuves Brenta et Isonzo.

Pour quelques localités, des comparaisons entre les anciens et les nouveaux nivellements pourraient déjà se faire, mais il vaut mieux attendre et laisser effectuer la recherche par l'Institut, auquel le Conseil national des recherches a fait confiance. Il est à prévoir que le travail durera plusieurs années, mais, quand les différents repères des régions séismiques seront rapportés à la station de référence fondamentale, il sera possible de déduire des conclusions logiques intéressantes sur les lentes oscillations du sol géographique italien dans le temps et dans l'espace.

THE NEW FORDHAM UNIVERSITY SEISMIC VAULT

BY JOS. LYNCH, S. J.

In the early Summer of 1935 through circumstances over which we had no control, we were forced to move the Fordham Seismic Station to a new site some two hundred yards from the old one. In its present location, the station adjoins the Physics Building — the structures being about twenty feet apart. The superstructure was moved as a unit on soap-ed beams. The vault was entirely reconstructed and it has been suggested that a description of the reconstruction may be of interest to any who contemplate a new vault.

The cavity for the new vault was blasted out of rock — the Fordham gneiss that covers most of this region. The dimensions of the vault are $40 \times 20 \times 12$ feet and the roof is covered by six feet of soil.

A brick wall one-foot thick and separated some six inches from the hewn rock was first built around the proposed dimensions of the vault. The waterproofing, seven-ply tarred paper, was tarred on to this brick and later carried over the outside of the concrete roof and under the inner concrete walls. The purpose of the brick wall was to make the waterproofing easier and more effective. There would not have been enough « elbow-room » for the men to work in had the concrete wall been poured and the waterproofing applied from the outside. The brick wall made both an easier and a more effective waterproofing job possible. Around the outside of the brick wall at the bottom just below floor-level, a concrete joint was made from brick to rock in the form of a grooved channel, graded so as to lead off any seepage water

to one corner of the vault where a pit was sunk with an automatic pump which operates whenever the water reaches just below floor-level, pumping the water to the surface at a safe distance from the vault.

The concrete walls of the vault, eighteen inches thick, were poured flush against the waterproofing. Next, the rock floor of the vault was leveled off with rough concrete, except in the spaces to be occupied by the piers. Around these spaces a concrete ridge or frame was built about six inches thick and about a foot high and joined to the concrete floor. The seven-ply waterproofing was then continued from under the walls over this concrete floor and up over the pier frames. The concrete piers were then poured so as to cover the outside of the pier frames mentioned above, and the finished concrete floor (about a foot thick) laid over the waterproofing. As a further precaution (and not part of the original plan) two inches of waterproof concrete were added over the entire surface of floor, piers and walls.

Before the addition of this waterproof concrete several leaks were noted (after very heavy rainstorms) in the floor and on the sides of the piers. This leakage was in fact the reason for adding the special concrete. Since its addition only one leak has been noticed on the floor near the door. This leak was opened up and patched with the special concrete and since then no further leaks have been noticed.

Considerable trouble was experienced with humidity at first. A central wind-driven vent had been installed in the ceiling of the vault in the hope that the slight circulation of the air plus calcium chloride trays might keep the vault reasonably dry. The results were far from successful and considerable condensation was continually collecting on the walls and ceiling. The vent was stopped up and an automatic dehumidifying unit was installed. The unit is quite small and can be placed in any part of the vault. It dehumidifies the air of the entire vault in an hour. The air is sucked in at the bottom of the unit over freezing coils and then blown out at the top over heating coils. The frozen out moisture drips off the coils into a drip pan which must be emptied each

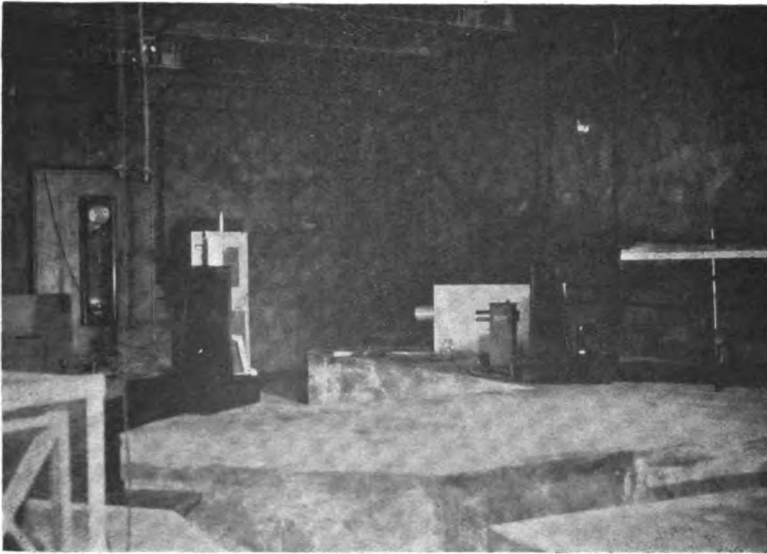
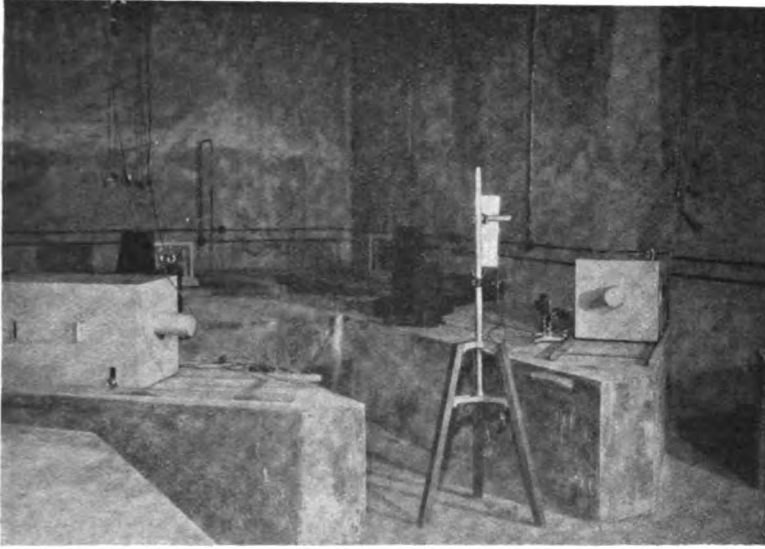
morning. A thermostat and humidistat can be set for any desired temperature and humidity. Actually in practice the automatic part is not used, the unit is turned on and allowed to run for about an hour each day, the heating coils not being used at all. Temperature remains fairly constant and all condensation has disappeared.

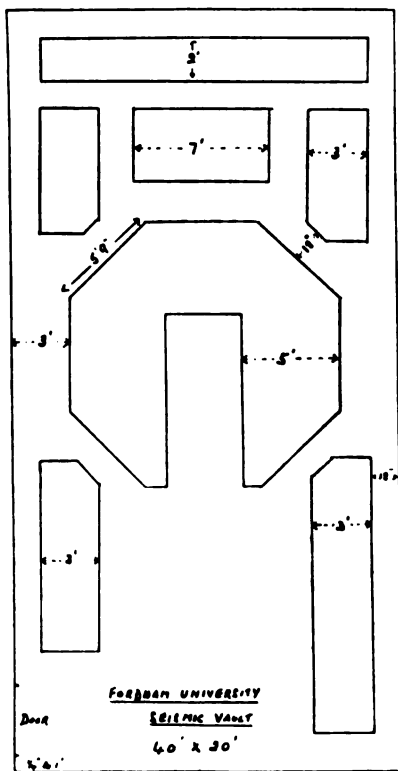
In the old vault electrical receptacles for clock and lighting current were set at the base of each pier. Frequent trouble with short circuiting due to moisture collecting in the receptacles caused the abandonment of any concealed wires in the new vault. All wiring is open and the receptacles are let down to each pier by flexible cables.

There was no special design in the arrangement or number of the piers. As many piers as possible were put in the given floor space, keeping two points in mind — freedom of access to all points of each pier, and plenty of elbow-room for the determination of constants. No piers were attached to the walls as this would render impossible any adjustments from the wall side of the pier, and where two piers were adjacent the gap between them was made large enough for careful passage but small enough to admit of the recorder being placed on one pier and the instrument on the other.

The vault is supplied with gas, 110 volt A. C., 6 and 12 volt D. C. and an air-line pipe (for air conditioning purposes if necessary) from the Physics Building. In addition, 24 spare cables and a spare two-inch conduit are led through a six-inch porcelain pipe for possible telephone connections, remote control recording, etc., etc.

In conclusion, we are unhappy to have to report that the Donor of the Fordham station, Mr. William R. Spain died during the past year in Florida. Mr. Spain donated not only the present superstructure but the three Wilip Galitzins which the station houses. We take this occasion to extend our sympathy to the family of this generous benefactor of seismology.





SUR

LES DIVERSES ÉTUDES DE GÉOPHYSIQUE APPLIQUÉE

EXÉCUTÉES AU MAROC FRANÇAIS DE 1930 A 1935

PAR M. MIGAUX

Ingénieur au Corps des Mines
Directeur du Bureau chérifien de Recherches
et de Participations minières

La science et l'industrie au Maroc français sont bien jeunes, puisque l'ouverture du pays à la pénétration européenne date de vingt-cinq ans à peine. Et pourtant la géophysique, science jeune, elle aussi, a trouvé dans ce pays un champ d'application aussi vaste, déjà, que dans bien des vieux pays. Le but de la présente note est de donner quelques indications précises, quoique nécessairement sommaires, sur les divers travaux de géophysique appliquée qui ont été tentés au Maroc de 1930 à 1935.

Ces applications ont porté essentiellement sur deux grandes catégories de travaux : les recherches minières et les travaux publics.

A) RECHERCHES MINIÈRES

Les diverses méthodes de géophysique ont trouvé et trouvent encore dans les recherches minières, et spécialement dans les recherches de pétrole, un champ d'application très important.

Les recherches de pétrole au Maroc ont été poursuivies, depuis 1929, principalement par des organismes ou des sociétés qui sont les filiales du Bureau de recherches et de

participations minières (B. R. P. M.), organisme officiel chérifien associé à l'Office national des combustibles liquides -- organisme officiel français, -- à la Compagnie française des pétroles et à diverses sociétés privées françaises ou belges. La Société chérifienne des pétroles est la principale de ses filiales.

Les recherches de cette Société portent essentiellement sur un gros niveau calcaire qui forme normalement la base du lias, et qui semble, pour l'instant, devoir être le principal niveau magasin du Nord marocain. Dans une petite partie de la zone pétrolifère (entre Fès et Petitjean) existent des reliefs où le jurassique est apparent et où, par conséquent, la recherche est du domaine de la seule géologie. La plupart des chantiers actuels sont établis sur de tels plis. Les applications des mesures géophysiques faites de la surface y ont été, évidemment, peu nombreuses ; nous n'avons guère à y citer qu'une petite exploration superficielle du pli du Tselfat, dans le but de préciser les failles qui, recoupant les marnes toarciennes, affleurent en surface. Le problème a été traité électriquement, par la méthode des profils de résistivité en lignes courtes (100 mètres)¹ ; l'interprétation des mesures a été gênée par la présence d'éboulis de pente d'épaisseur très variable. Cette zone, par contre, grâce à ses chantiers assez nombreux, a été un champ d'application fort intéressant pour les mesures géophysiques souterraines. La plupart des sondages ont été carottés électriquement, quelques-uns ont fait l'objet de mesures électriques de la déviation et de l'orientation du trou de sonde, ainsi que de détermination électrique d'orientation des pendages.

Les températures ont été mesurées (électriquement) dans les sondages profonds. Les résultats ont été assez cohérents pour qu'on ait pu supprimer en grande partie le carottage mécanique et la Société chérifienne des pétroles conserve à sa disposition constante une équipe² munie d'un appareillage

1. Exécutés par la Société générale de Géophysique.
2. De la Société de Prospection électrique.

de carottage — d'un pendagemètre, inclinomètre — et d'un thermomètre électrique.

Mais, en dehors de la zone dont il vient d'être question — c'est-à-dire dans la plus grande partie de la zone des suintements — le jurassique n'est plus visible. Il est, s'il existe, recouvert de terrains marneux et essentiellement plastiques, dont la tectonique paraît être sérieusement discordante de celle de leur substratum. Ces terrains se limitent, en général, au crétacé et au nummulitique; vers l'ouest, cependant (Rharb occidental, région de Souk-el-Arba), ils sont à leur tour recouverts, en discordance stratigraphique, par les marnes du miocène supérieur. Dans la basse vallée du Sebou, un manteau d'alluvions horizontales recouvre le tout.

Dans une telle région, la recherche des anticlinaux profonds est une tâche ardue, et la géologie seule y est, en général, impuissante. Aussi a-t-on été amené à utiliser assez largement diverses méthodes géophysiques.

Des essais d'utilisation de la balance de torsion ont été effectués, en 1931 et 1933¹, dans le Rharb occidental, au nord de Souk-el-Arba. Les terrains y sont d'autant plus denses qu'ils sont plus profonds. 900 stations environ ont été exécutées sur près de 13 000 hectares. Mais la région, sans être d'une topographie très tourmentée, est cependant assez accidentée pour que l'incertitude sur les densités des terrains affleurants affecte assez sérieusement certains résultats. Ces essais seront repris dès que se posera la question de l'exploration de la plaine horizontale du Sebou.

La méthode des profils de résistivité² s'est montrée mieux adaptée aux conditions locales. Des lignes de 400 m., 2000 m., 5000 m. ont été successivement essayées, et ce sont ces dernières qui paraissent devoir être seules susceptibles de donner des renseignements sur la tectonique du substratum du crétacé. Aussi les études en lignes de 5000 m. ont-elles été assez développées. Elles couvrent actuellement une surface

1. Société de Prospection géophysique.
2. Compagnie générale de Géophysique.

d'environ 70 000 hectares, tant dans le Rharb qu'aux environs du Tselfat, et la Société chérifienne des pétroles a l'intention de les généraliser le plus possible. Le succès de la méthode repose sur la forte différenciation électrique des divers terrains : pliocène, 50 ohms m^2/m . ; miocène, 0,5 à 0,6 ohms m^2/m ; nummulitique, 0,8 à 2 ohms m^2/m . ; crétaqué, 2 à 3 ohms m^2/m . ; marnes du lias, 10 ohms ; marnes calcaires du lias, 50 à 100 ohms ; calcaire domérien, 300 à 1000 ohms ; sel, 50 ohms.

Il est intéressant de constater que, dans les zones qui ont été étudiées à la fois par la balance et par les lignes de résistivité, les résultats des deux méthodes concordent en gros (sauf dans quelques régions où les corrections topographiques faites aux vecteurs mesurés ont été exagérées, du fait d'une incertitude sur la densité). Les vérifications par sondages sont malheureusement encore très incomplètes. Les principaux travaux effectués dans le Rharb, jusqu'en 1934, l'ont été dans une région où le jurassique apparaît maintenant comme pratiquement hors d'atteinte, et il faut attendre la conclusion des nouveaux sondages actuellement en cours.

On peut signaler, toutefois, qu'à côté des études générales dont il vient d'être question, certains problèmes de détail ont été traités par la méthode des profils de résistivité à lignes courtes ou moyennes¹, qui ont donné lieu à de bonnes vérifications. Nous citerons, notamment, une étude en lignes de 100 m., et par sondages électriques, de contact entre des cailloutis pliocènes et des marnes du miocène supérieur, et une étude en lignes de 2000 m., et par sondages électriques, de la forme de la surface de contact entre les marnes du miocène supérieur et leur substratum, également marneux, mais crétaqué ou nummulitique. L'accord entre les profondeurs réelles et les profondeurs prédites a été vérifié, dans divers sondages, à 10 % près.

1. Compagnie générale de Géophysique.

Enfin, des essais de la méthode sismique (réfraction)¹ furent tentés dans le Rharb en 1930-1931. Il s'agissait de déterminer l'extension en profondeur des grès miocènes connus à l'affleurement. Mais les grès furent trouvés lenticulaires faisant place latéralement à des marnes et ne purent être suivis très loin. La sismique a été reprise en 1935, par la méthode de la réflexion (reflection shooting)², dans le but de suivre, en profondeur, des horizons jurassiques et liasiques connus à l'affleurement. Une très bonne coupe a pu être obtenue entre deux reliefs de la zone dont il a été question au début de la présente note ; elle a été publiée dans le numéro du 7 décembre 1935 de la *Revue pétrolière*. Il faut noter, ici encore, que l'accord des données sismiques avec les données électriques est assez bon dans les quelques zones qui, jusqu'ici, ont été étudiées par les deux méthodes : les minima électriques coïncident bien avec les synclinaux sismiques, et les maxima avec les anticlinaux.

Nous mentionnerons également ici, sans y insister, qu'une courte étude électrique a été également exécutée dans le Rharb³ pour un particulier, indépendant du B. R. P. M., et qu'à l'autre extrémité de la région riffaine, vers Taza, quelques essais électriques ont été effectués⁴ pour une autre filiale du B. R. P. M., la Société d'études minières de Tizeroutine.

A l'occasion des *recherches de charbon* effectuées dans le Sous par une autre filiale du B. R. P. M. (Société d'études des charbonnages de Tirkou), la question fut incidemment posée d'évaluer l'épaisseur des dépôts récents qui forment, au pied sud du haut Atlas, la plaine du Sous. Ce problème fut traité en 1932 par profils de résistivité en lignes de 5000 m. et sondages électriques verticaux. D'après leurs résultats, les alluvions (résistivité 30 ohms) remplissent une fosse, dont la paroi nord, formée par la montagne, est sub-

1, 2, 3, 4. Compagnie générale de Géophysique.

verticale, ou même parfois légèrement renversée, et dont la profondeur varie entre 200 et 800 mètres.

On peut distinguer le fond paléozoïque (résistivité, 100 à 200 ohms) du fond calcaire crétacé (résistivité supérieure à 300 ohms). Aucune vérification complète par sondage, trop coûteuse, n'a été tentée, mais un puits de recherches de 100 m. de profondeur a vérifié, entre autres choses, l'exactitude des résultats en ce qui concerne la forme de la paroi nord.

Nous ne ferons que signaler, enfin, divers essais *sur des gisements métalliques* :

Étude d'un gisement de molybdénite dans le Haut Atlas (électricité)¹.

Études de gisements de manganèse dans le Maroc oriental et le Maroc méridional (électricité)².

Essais sur un gisement de manganèse dans le Maroc méridional (électricité)³.

B) TRAVAUX PUBLICS

L'application la plus importante de la géophysique en matière de travaux publics a été, jusqu'ici, l'étude faite en 1932-1933 du bassin d'alimentation des sources qui alimentent à la fois les trois villes de Casablanca, Rabat et Port-Lyautey. Ces sources viennent au jour au point le plus bas et le plus septentrional d'une très vaste cuvette, dont le sol est composé de sables pliocènes plus ou moins argileux, d'ailleurs à peu près entièrement couverte par une forêt de chênes-lièges — la plus grande de l'Afrique du Nord (forêt de la Mamma). Ce complexe sableux, supposé perméable, passe, en profondeur, à une formation marneuse imperméable d'âge miocène supérieur ou sahélien, qui, plongeant doucement vers le Nord, affleure sur la lisière sud de la forêt. Peu épaisse à l'affleurement, cette formation repose en discordance sur

1. Compagnie générale de Géophysique.
2. Société suédoise.
3. Compagnie générale de Géophysique.

un substratum paléozoïque ; son épaisseur augmente rapidement vers le Nord. La résistivité du paléozoïque est forte, celle des marnes franches est faible (quelques ohms $m^2/m.$), celle du complexe argilo-sableux qui les surmonte varie entre quelques dizaines et quelques centaines d'ohms $m^2/m.$

Les conditions étaient ainsi très favorables à une étude électrique de la forme de contact sables-marnes. Cette étude a été poursuivie par sondages électriques verticaux¹ : 300 sondages ont été ainsi répartis sur près de 1000 kilomètres carrés.

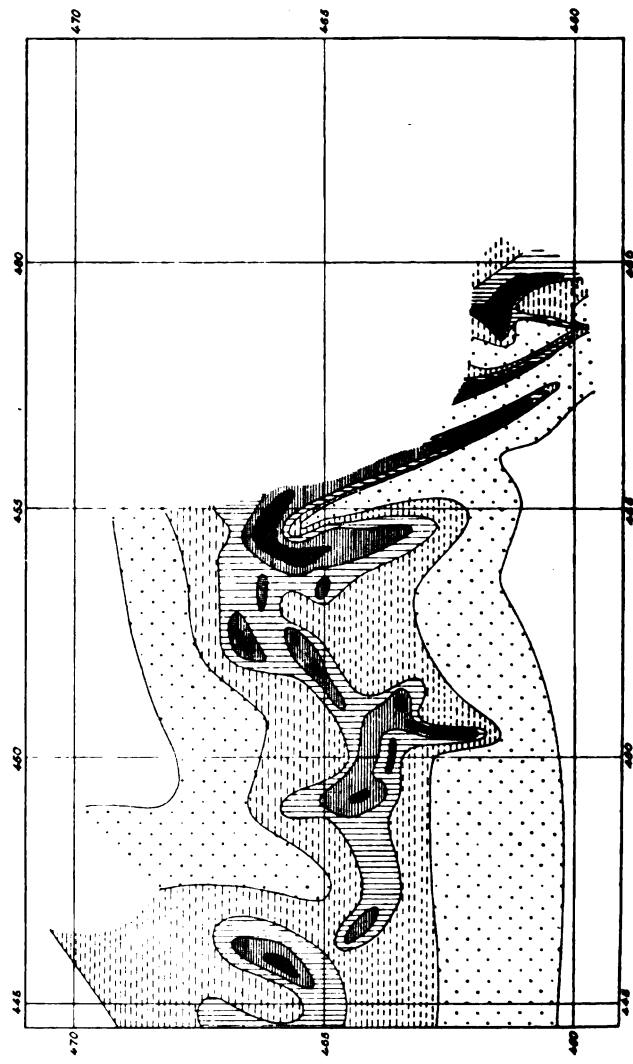
Les résultats pratiques n'ont pas été aussi importants qu'on aurait pu l'espérer. Le passage des sables aux marnes n'est pas brusque, il est progressif. La porosité du complexe argilo-sableux supérieur est très capricieuse ; de nombreuses petites lentilles argileuses intercalées drainent irrégulièrement les eaux d'infiltration. L'étude électrique, qui donne sans doute une bonne image d'ensemble de la forme des terrains, est à peu près impuissante à atteindre ces détails malheureusement déterminants pour la répartition des eaux dans le sous-sol.

Un autre travail intéressant a été effectué à propos des études d'avant-projet d'un barrage sur la basse Moulouya, en 1932². Il s'agissait, d'une part, de déterminer l'épaisseur d'alluvions le long du thalweg de la rivière, en amont d'une gorge ; d'autre part, d'élucider les conditions de contact de marno-calcaires jurassiques avec un calcaire massif également jurassique. Les alluvions se composaient d'une couche supérieure sableuse, peu épaisse, de résistivité 100 à 200 ohms, et d'une couche inférieure d'argiles (résistivité 5 à 10 ohms). Une partie des marno-calcaires (résistivité 40 ohms) se distinguait franchement du calcaire massif (300 ohms). L'étude a été effectuée par 73 sondages électriques verticaux répartis sur 70 hectares environ et semble avoir donné des résultats nets.

1, 2. Compagnie générale de Géophysique.

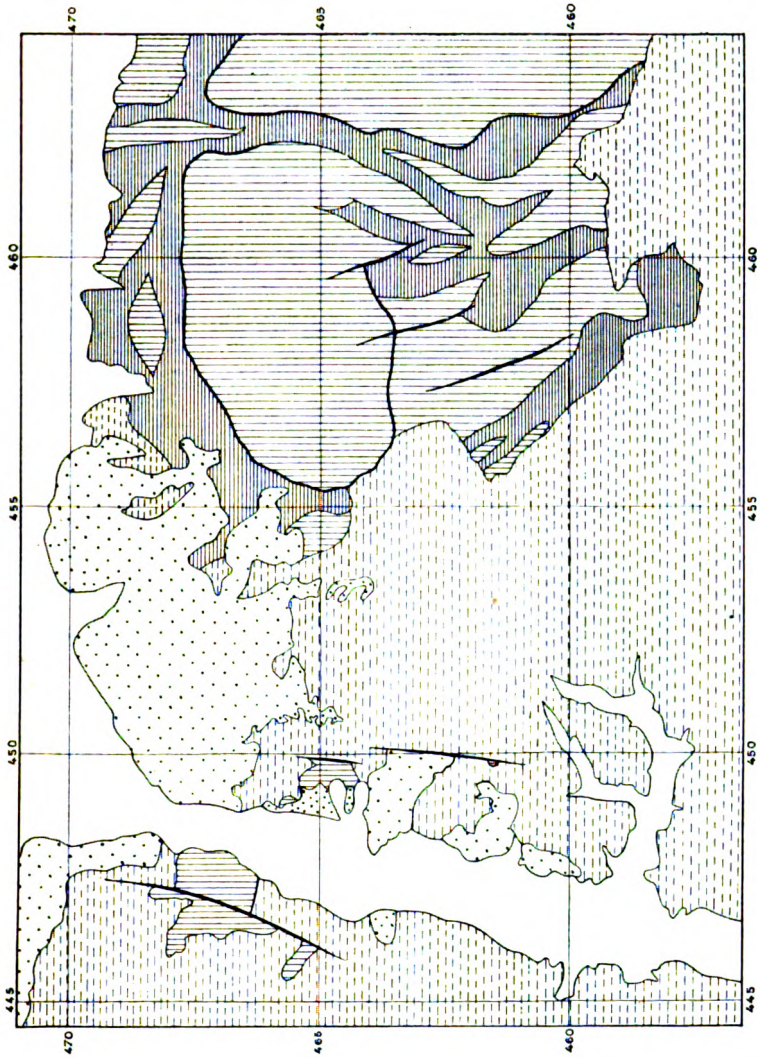
ESSAI D'INTERPRÉTATION DES MESURES GRAVIMÉTRIQUES DANS LA ZONE DES TRAVAUX DANS LE RHARB

Echelle : 1:100.000



CARTE GÉOLOGIQUE SCHEMATIQUE DE LA ZONE DES TRAVAUX DANS LE RHARB

Échelle : 1:100.000*



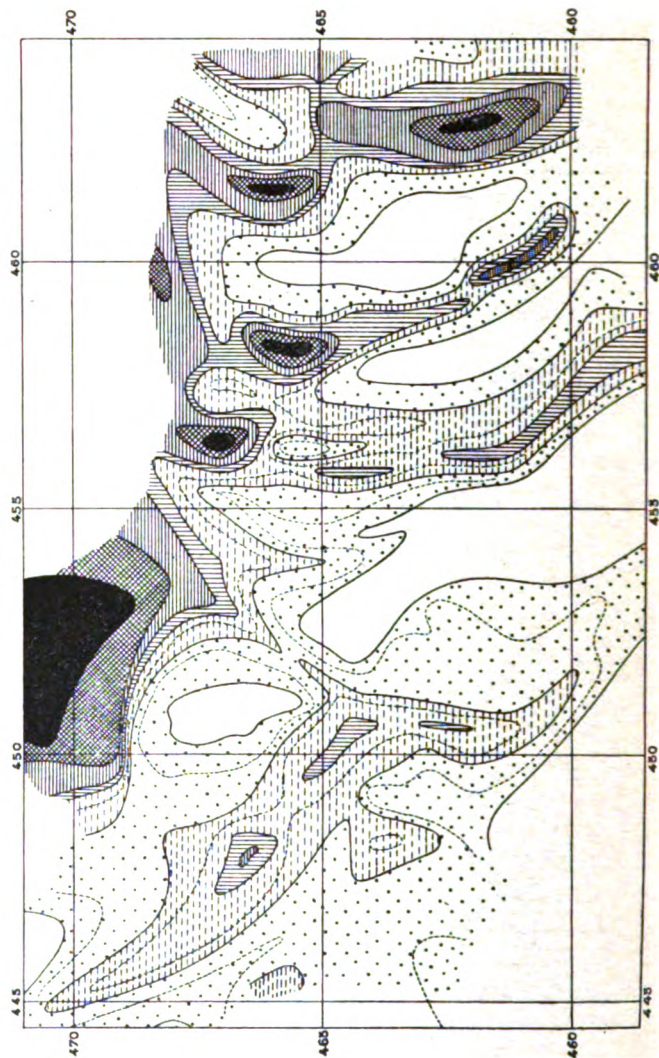
Légende

- Quaternaire
- Phocène
- Miocène sup
- Eocène-Burdigalien
- Crétacé sup

d'après les travaux de la Société Chérifienne des Pétroles

CARTE SCHEMATIQUE DES RESISTIVITES EN LIGNES DE 5000^m DE LA ZONE DES TRAVAUX DANS LE RHARB

Echelle: 1:100.000^m



Echelle des résistivités

- < 2 w
- 2 à 3 w
- 3 à 4 w
- 4 à 5 w
- 6 à 7 w
- 7 à 10 w
- 10 w

Legend for contour of the ground resistivity in the Rharb area.

SOURCES D'ÉNERGIE SÉISMIQUE DE LA PÉNINSULE BALKANIQUE

PAR J. MIHAÏLOVIC

Directeur de l'Institut séismologique de Beograd

Le territoire de la péninsule des Balkans est animé de mouvements tectoniques importants, et même, de temps à autre, des catastrophes dévastent çà et là des contrées assez étendues. Dans la région des vieilles masses de la péninsule balkanique et de celles de l'Asie Mineure, nous connaissons de nombreuses catastrophes séismiques depuis les temps les plus reculés jusqu'à nos jours. Il est impossible de fixer le nombre des tremblements de terre des diverses régions séismiques de la péninsule ; celui des ébranlements désastreux est aussi bien élevé. Si l'on part de l'année 358, c'est-à-dire si l'on ne compte que les 1600 dernières années, on constate 185 dévastations séismiques, dont 119 sur les blocs de la Rhodope et 66 sur les blocs de l'Anadolie. Pour donner une idée des phénomènes séismiques désastreux, nous nous bornerons à citer quelques exemples de tremblements de terre récents survenus dans les territoires mentionnés et dont la plupart ont été éprouvés et étudiés par nous-même. A la fin, nous donnerons nos conclusions sur les causes mêmes de ces cataclysmes modernes, considérés comme sources d'énergie séismique de la péninsule.

Pendant les dernières trente-cinq années, toute une série de secousses désastreuses successives ont eu leur hypocentre dans le domaine de ces deux masses cristallines. Leur succession bien frappante nous a conduit à une étude détaillée

destinée à jeter quelque lumière sur la dynamique des blocs séismogènes de la Rhodope et de l'Anadolie. Les deux systèmes de blocs qui, formant jadis un massif unique, ont été mis dans un état de déséquilibre pendant l'effondrement de l'Égéide et surtout par la formation de la mer Égée, représentent aujourd'hui encore un foyer considérable de rayonnement des énergies séismiques se rapportant à tous les bords de l'Égéide disparue et à tout le territoire de la péninsule balkanique et de l'Asie Mineure.

L'ensemble des événements étudiés fait ressortir, au point de vue dynamique, une caractéristique des blocs correspondants : ils produisent toujours deux secousses désastreuses successives à des intervalles de temps très courts. C'est ce que j'appelle les « chocs jumeaux ». Les intervalles de deux chocs jumeaux ont varié de vingt-deux minutes (1922) à quarante-cinq jours (1865).

QUELQUES CAS PARTICULIERS

Nous allons évoquer quelques cas particuliers survenus depuis le commencement du *xx^e* siècle.

Durant les dernières trente-cinq années, nous avons constaté des mouvements successifs de blocs autour des bords de l'Égéide, avec une migration des épïcêtres nettement accentuée. Nous ne citerons que quelques exemples, malheureusement bien connus.

1902 : le 5 juillet sont entrés en jeu les épïcêtres dans la dépression tectonique des grands lacs de Chalcidique (Lan-gada), sur les bords nord de l'Égéide.

1903 : en août, à l'île de Kytera, sur les bords ouest, et en novembre dans la masse rhodopienne à Rila, sur les bords du nord.

1904 : deux chocs désastreux jumeaux (4 et 10 avril) dans la vallée de Struma, sur les bords du nord.

1905 : trois grands épïcêtres se sont manifestés : en avril, dans les blocs ouest d'Anadolie (Brousse) ; en octobre, une

réplique désastreuse de l'épicentre de l'année 1904 (Struma) ; en novembre, choc destructeur dans le golfe de Hagios Oros (mont Athos) et surtout à travers la Chalcidique.

1907 : en août, chocs endommageant la dépression tectonique de la Yougoslavie méridionale (Valandovo) ; c'était là le fatal précurseur des dévastations séismiques de Valandovo (1931) et de Chalcidique (1932).

1910 : des mouvements extrêmement forts ont surgi sur les blocs ouest de vieilles masses pélagoniennes (dans la vallée de Bitolj ou Monastir) ; détachement des masses rhodopiennes.

1911 (11 février) : chocs désastreux, suivis d'une série de secousses modérées, sur le bord sud du lac d'Ohrid, comme une continuation des mouvements des blocs pélagoniens.

1912 (août et septembre) : mouvements désastreux de la Thrace et de la mer de Marmara. Le 9 août 1912 (1 h. 31 m. 16 s. T. M. G.) se manifesta un grand tremblement de terre sur les rives ouest de la mer de Marmara et dans les Dardanelles. De fortes secousses se sont renouvelées le 10 août (à 9 h. 24 m. 25 s. et à 18 h. 32 m. 42 s.). Tous ces séismes ont été enregistrés par les sismographes du monde entier. Après cela une accalmie se produisit dans cet épicentre, jusqu'au moment où l'équilibre des couches terrestres y fut de nouveau dérangé, le 13 septembre, par un terrible choc, puis encore par deux autres. Tous ces mouvements constituent une période séismique nettement accentuée de 314 chocs ; les chocs catastrophiques se renouvelèrent durant trente-neuf jours. D'après la grandeur de l'énergie, cette catastrophe dépasse celle de Messine (du 28 décembre 1908).

1913 et 1914 : les blocs séismogènes en Grèce, surtout dans les environs de Naupacte, ont été animés de mouvements.

1917 : mouvements ruineux des blocs nord de Rhodope dans la dépression tectonique de Sofia (Bulgarie).

1923 (5 décembre) : sur le bord nord de l'Égée est entré en jeu l'épicentre ruineux de la presqu'île de Kassandra (Valta-Pinakia), déjà connu par un grand tremblement de

terre de l'année 479 avant J.-C. détruisant la ville de Potidée chassant même l'armée des Perses du territoire de la Grèce.

1928 : l'énergie séismique, débutant par le mouvement ruineux des blocs anadoliens dans les environs de Smyrne en février, se manifesta en pleine activité en avril par des mouvements désastreux dans la vallée de la Marica, dans la Bulgarie méridionale, sur les bords nord des masses rhodopiennes.

Deux grandes catastrophes séismiques successives : la première le 14 avril (à 9 h. 1 m. 0 s., 1. T. M. G.), l'autre le 18 avril (à 19 h. 23 m. 55 s., 6). Une troisième secousse extrêmement forte les a suivies le 24 avril (à 0 h. 14 m. 59 s., 7) et une quatrième le 25 avril (à 9 h. 27 m. 2 s., 9).

La secousse du 14 avril a éclaté avec des bruits séismiques d'une intensité formidable, pareils au tonnerre ou à des explosions.

La surface atteinte a été bouleversée par nombre de grandes crevasses de 5 à 10 mètres de profondeur et de 0^m50 à 2 mètres de largeur. Simultanément, nombre de nappes d'eau sablonneuse ont jailli à la hauteur de 1 à 2 mètres pendant quelques minutes. Panique soudaine. Les villages ont été envahis par des eaux souterraines jusqu'à une hauteur de 0^m70. Production de nombreux cratères et de cônes sablonneux d'une hauteur de 1^m50. Bruits presque continus durant le reste du jour et durant la nuit suivante. Les secousses et les bruits d'intensités différentes se succédèrent à des intervalles très courts. Jusqu'à l'aube suivante, on en a noté plus de 160. Leur fréquence durant les jours suivants était de 20 à 30 en vingt-quatre heures. Sur une surface polygonale de 250 km. carrés, tous les villages sont tombés en ruines.

La secousse du 18 avril a présenté les mêmes caractères que la précédente, mais avec une violence beaucoup plus grande : nombreuses crevasses dans le sol, éruption d'eaux sablonneuses souterraines en quantités énormes qui causèrent l'inondation des trois villages. De 20 heures à 6 heures le lendemain, on ressentit plus de 200 secousses, avec bruits de

diverses intensités. Même aujourd'hui, leur fréquence est élevée. Les chocs ont eu des directions prépondérantes du sud ou de l'ouest. Il y eut de grandes crevasses, les profondeurs les plus considérables allant de 2 à 6 mètres et les ouvertures de 0^m50 à 10 mètres. Une crevasse dans les environs de Duvandza a été visible de 6 km. de distance. Entre les deux parties d'un village traversé par la grande crevasse s'étendait un lac de 1 km. de long sur 200 mètres de large et 2 à 3 mètres de profondeur. Outre les dites dévastations, de grandes ruines occupent le long de la Marica une étendue de plus de 500 km. carrés, de Plovdive à l'ouest jusqu'à Skobelevo à l'est.

Presque simultanément a éclaté un autre tremblement de terre, le 22 avril (1928), dont l'épicentre désastreux était dans le détroit de Corinthe (20 h. 15 m. 37 s., 2), tremblement suivi d'une série de secousses postérieures de différentes intensités.

1929 (20 décembre) : les chocs désastreux ont passé des blocs du nord de la vallée de Marica à ceux du sud dans le golfe de Hagios Oros ; ils sont dus au mouvement du bloc tertiaire de la dépression tectonique détachant la masse cristalline du mont Athos de celle de Chalcidique proprement dite.

Durant l'hiver 1930-1931, deux catastrophes séismiques ont surgi en Albanie. Les deux grands tremblements de terre albanais constituent comme une période séismique en deux séries bien accusées ; ils ont eu lieu le 21 novembre 1930 dans les environs de Tépéléni et le 28 janvier 1931 dans les environs de Kortcha. Ces séismes ne sont que la prolongation de l'action séismique dévastant çà et là les régions de séismicité très accusée d'Albanie. Ils attestent bien nettement que les mouvements tectoniques dans le territoire d'Albanie, qui y sont presque permanents, s'accroissent de temps à autre.

La ville de Tépéléni, épicentre très caractérisé, a été détruite cinq fois dans l'intervalle de quatre-vingt-dix

années. La dernière dévastation, du 21 novembre 1930 (2 h. 0 m. 25 s., 6), enregistrée dans toutes les stations sismiques de l'Europe, a eu le 2 décembre 1930 (13 h. 29 m. 3 s., 6), une réplique désastreuse suivie de nombre de secousses modérées et légères ; elle a provoqué de grands dégâts et causé des victimes. De grands blocs de terre se sont détachés et ont roulé plus bas, supprimant les communications entre Valone et Canina, en dehors de la surface épicertrale. La zone épicertrale englobant deux villages (Braday et Terbak) s'aligne sur la zone sismogène de Valone, Tépé-léni, Delvino, Suli, se dirigeant vers Janina.

La ville de Kortcha, au point de vue sismique, représente un épicertrale très actif de séismes relativement modérés et légers. On peut indiquer comme exemple les 600 secousses d'intensités différentes signalées en 1883 dans une période sismique de trois mois ; mais les grands tremblements de terre y sont rares. Jusqu'à présent on n'y a noté que deux secousses ruineuses : le 4 février 1916 et le 28 janvier 1931. La ville même se trouve sur une zone sismogène bien accusée, passant par la côte ouest du lac d'Ohrid et sur la ligne Strouga (Yougoslavie), lac de Ventrok, Kortcha (Albanie), et s'allongeant au sud suivant la vallée d'Arta pour prendre fin dans le golfe d'Arta (Grèce). La dernière série sismique a débuté par une secousse désastreuse dans les environs de Kortcha, le 28 janvier 1931 (à 5 h. 55 m. 8 s.), et fut enregistrée dans les stations européennes. Elle fut suivie de nombre de répliques. D'après les sismogrammes inscrits à l'Institut sismologique de Beograd, nous avons évalué la profondeur du foyer à 25 km. au maximum. La série des secousses en question a fini le 20 février 1931. Le choc principal a provoqué de grandes ruines durant 8 à 10 secondes. Toutes les communications, surtout télégraphiques, ont été interrompues. La rupture des câbles électriques, qui amena l'obscurité, a considérablement augmenté la panique soudaine. Nombreuses victimes et grands dégâts. L'aire d'ébranlement macrosismique englobe toute la Yougoslavie méridionale.

Quelques secousses de relais ont éclaté dans des épacentres très éloignés de Kortcha.

L'année 1931 s'est signalée à son tour par la grande catastrophe séismique en Yougoslavie méridionale dans les blocs nord-ouest rhodopiens. Le 8 mars a éclaté un tremblement de terre désastreux causant des victimes dans les environs de Valandovo. Le cataclysme a détruit trente-six villages, nombre d'autres ont été ruinés ou endommagés. C'est le plus violent séisme connu sur le territoire de la Yougoslavie méridionale pendant les quatorze derniers siècles. Le téléseisme a été enregistré par toutes les stations séismiques du monde.

Précédée d'une secousse ruineuse du 7 mars (à 0 h. 16 m. 49 s., 7), suivie d'un grand nombre de secousses moins fortes, la grande catastrophe éclata, après un intervalle de vingt-cinq heures et demie, le 8 mars (à 1 h. 50 m. 25 s., 8), et dura douze secondes. Les communications télégraphiques et téléphoniques ont été interrompues pendant quelques heures, par suite de la chute des supports fixés sur les maisons écroulées. Nombre de crevasses s'ouvrirent, suivant la vallée du Vardar et celles des ruisseaux affluents, dans la zone pléistocène. Des jets d'eau souterraine jaillirent en divers endroits. Dans les environs de Négorci jaillirent encore de grandes quantités d'eau thermale sulfureuse, suivant une nouvelle dislocation. Nombre de sources furent mises à sec, etc.

Les deux premières secousses ruineuses furent suivies de beaucoup d'autres moins violentes, qui se répétaient presque toutes les deux ou trois minutes. Les répliques ont provoqué d'autres dégâts dans les ruines déjà produites. Pour comble de malheur, des pluies abondantes arrosèrent les ruines ; les habitants, consternés, se réfugièrent en plein air sans abris. Le Vardar et ses affluents débordèrent, aggravant la misère,

Les bruits souterrains ont été très forts et très fréquents, ressemblant aux explosions de grenades. Même aujourd'hui, on y entend encore des canonnades produisant l'impression de rafales d'un feu d'artillerie souterraine. Il est impossible d'énumérer tous les bruits qui sont presque permanents. Le

nombre de secousses a varié d'un jour à l'autre de 80 à 200. La terre tremble encore là-bas.

Enfin — conséquence de la perte d'énergie séismique des blocs de la masse rhodopienne du nord de la dépression tectonique de Valandovo — les blocs sud de la même masse, à savoir ceux de Chalcidique, se sont mis à vibrer à leur tour d'une manière violente en septembre 1932. Les bords nord-ouest de l'Égée ont été animés, du 26 septembre au 2 octobre, de mouvements séismiques désastreux, suivis d'un nombre assez élevé de chocs modérés, auxquels une violente secousse a succédé, le 21 décembre 1932, dans la dislocation tertiaire près de l'île d'Amouldjani. Les événements de cette période séismique ont donné des exemples si instructifs qu'on peut, au point de vue scientifique, les déclarer absolument classiques.

A leur tour vinrent les années 1933 à 1935 avec une hystérésis séismique toujours bien accentuée, suivant les bords de l'Égée. Les dommages séismiques dus aux mouvements de blocs correspondants constituent une série bien caractéristique de migration des épacentres, qui ont passé des bords nord de l'Égée (Chalcidique) aux bords ouest (dépression de Thessalie), et à travers les Cyclades jusqu'au bord sud-est aux Sporades du sud.

L'année 1933 a fait ressortir une action des migrations des épacentres, à savoir : en janvier (le 2) ont eu lieu de forts chocs dans la dépression tectonique de Thessalie (Volos) ; en avril (le 23), l'île et les bords du golfe de Kos ont été dévastés ; mai (le 8) amena les dommages sur les blocs nord rhodopiens dans la vallée de Marica, comme réplique de l'année 1928 ; mai (le 11, à 19 h. 10 m.) nous a aussi apporté des dégâts sur les bords nord de la vieille masse de Krusa et de Besik, dans la vallée du Vardar, et quatorze minutes plus tard (à 19 h. 24 m.) les blocs anadoliens ont été animés de mouvements ; des dévastations séismiques ont surgi dans la province de Karia en Asie Mineure et surtout dans la ville de Moughla et les habitations environnantes.

L'année 1934, après une accalmie provisoire de huit mois,

a fait naître une autre série de séismes ruineux sur les blocs d'Anadolie, à savoir : en janvier (le 22), dans les environs de l'Ankara ; en juin (le 19), pour la deuxième fois, dans la ville et les environs de Moughla ; en décembre (le 15), sur les blocs est de la masse anadolienne.

L'année 1935, résolue à continuer l'action séismique, nous a prouvé d'une manière évidente la grandeur des mouvements séismiques : en janvier (le 4), comme une réplique de la catastrophe du 9 août 1912, dévastations sur les îles sud de la mer de Marmara (Marmara, Afsia, Aloni, atteignant les rives et le golfe d'Artaki et de Péramo) ; le 18 février (à 6 h. 41 m. 29 s.), dans les blocs de Chalcidique ; le 25 février (à 2 h. 53 m. 38 s.), sur les rives nord de la Kréta, formant le bord sud de l'Égée ; le 18 mars (à 8 h. 43 m. 10 s., 7), les blocs de Rhodos ont été animés de mouvements ruineux ; le 3 septembre (à 17 h. 36 m. 51 s., 8), ce fut le tour de ceux d'Épire, etc.

Pendant l'intervalle de temps où les blocs anadoliens ont tremblé, c'est-à-dire entre 1933 et 1935, les blocs rhodopiens se reposaient en accumulant l'énergie séismique pour les chocs ruineux qui éclataient le 8 avril 1936 (4 h. 18 m. 21 s., 4) dans la vallée tectonique du lac Tachino. Les blocs séismogènes déséquilibrés le 8 avril précédent, occupant la surface entre les basses vallées et les bouches de la Struma à l'ouest et de la Mesta à l'est dans la Thrace, comprennent les épicentres ruineux bien connus du passé comme Sérès, Demirhissar, Drama, Cavalla, etc.

Établissant une corrélation séismique, les blocs de la dépression tectonique de Valandovo, mis en mouvement en mars 1931, ont également entraîné ceux de la Chalcidique en septembre 1932 et, en conséquence, ont provoqué des chocs ruineux dans les blocs limitrophes, ceux de Tachino. Les trois systèmes de blocs, Valandovo, Chalcidique et Tachino, ont manifesté une liaison séismique intime suivant les bords nord de l'Égée, c'est-à-dire les trois sources séismiques autour des limites méridionales de la Rhodope démembrée.

Nous trouvons utile, à cette occasion, de rappeler les tra-

gédies séismiques des temps les plus reculés, par exemple les grands mouvements séismiques depuis le xvii^e siècle avant J.-C., qui ravagèrent les habitations de l'Attique et de la Béotie ; au v^e siècle, les dévastations du Péloponèse ; au iv^e et au iii^e siècle, la destruction de Corinthe et des îles des Sporades du Sud ; de même, les dévastations séismiques de l'ère chrétienne, bien connues, de l'archipel Ionien, des Cyclades et des Sporades, de Kréta, du golfe de Corinthe, de Messénie, du golfe de Nauplie, d'Égine, de Pétale, d'Atalante, des rives de l'Eubée occupant les bords ouest de l'Égée.

LES SOURCES SÉISMQUES PROPREMENT DITES

D'après l'état général des circonstances séismiques et de la structure tectonique des vieilles masses cristallines de la péninsule balkanique et de l'Asie Mineure et suivant les faits que nous avons étudiés sur les terrains correspondants, nous sommes conduits aux conceptions suivantes :

1. — Toutes les dépressions tectoniques de la masse de la Rhodope et de l'Anadolie étant formées par l'abaissement des blocs de l'écorce terrestre, suivant de grandes dislocations, sont les sources d'une énorme énergie séismique dévastant les habitations et les régions correspondantes. L'effondrement des grands blocs si disloqués s'accomplit entre les horsts résistants formés en général de vieilles masses cristallines. Leurs mouvements provoquent simultanément, ou à peu d'intervalle, la naissance de secousses de relais dans les dépressions voisines et isolées. Quelquefois les chocs de relais atteignent même l'intensité la plus élevée.

2. — La principale origine des mouvements séismiques très accusés des terrains balkaniques est due aux rapprochements de quatre systèmes différents de formations montagneuses, dont chacun est accompagné de ses accidents tectoniques : 1^o les plissements alpins et surtout la branche sud-est ou le système dinarique ; 2^o les plissements carpatho-bal-

kaniques ; 3^o le vieux continent oriental ou la masse de la Rhodope avec tous ses fragments, qui s'insinue en coin entre les deux autres systèmes, et 4^o les plissements épiro-albanais. Toutes ces formations et les dislocations résultantes fournissent des conditions favorables à une séismicité très élevée.

3. — La masse de la Rhodope est en partie disloquée, même démembrée. Le fractionnement de la masse se continue ; les blocs ainsi formés se meuvent encore. Certains fragments (blocs), par leur mouvement, jouent un rôle séismogénique, c'est-à-dire qu'en poussant les couches disloquées ils provoquent le long de certaines failles et de leurs systèmes des séismes de différentes intensités. Les mêmes phénomènes de démembrement et de percussion sont produits aussi par la masse archéenne d'Anadolie (Asie Mineure). De là les accidents séismogéniques du côté de l'Asie Mineure, comme ceux qui se produisent du côté de la Thrace. On peut, de cette manière, expliquer de fréquentes et grandes catastrophes séismiques dans la péninsule des Balkans, dans le bassin de la mer de Marmara et dans les contrées ouest de l'Asie Mineure. La région la plus agitée est limitée à l'ouest de la Thrace par une dislocation générale du nord-est au sud-ouest, qui, partant de la mer Noire (Midia), passe à l'est d'Adrianople (Jédréné) et descend par le golfe d'Énos dans la mer Égée. L'autre dislocation à l'est dans l'Asie Mineure a une direction parallèle ; partant de la mer Noire (embouchure de la Sakarija), elle passe par Brousse, Smyrne et descend à la mer Égée, près de l'île Samos. La surface ainsi délimitée, formée en général de sédimentations tertiaires, serrée entre les horsts des schistes cristallins, constitue une dépression tectonique que j'appelle la *dépression de la Propontide* ; le bassin de la mer de Marmara y occupe une partie considérable. Durant le mois de février 1928, on a compté une série de grands tremblements de terre, dont quelques-uns désastreux, dans les environs de Smyrne. Les blocs tectoniques faisant partie de la dépression de la Propontide étant plus

Generated at University of California, San Diego on 2023-06-24 19:35 GMT / https://hdl.handle.net/2027/uc1.b4189579
Public Domain in the United States; Google-digitized / http://www.hathitrust.org/access_use#pd-us-google

labiles depuis les grandes catastrophes séismiques de l'année 1912 ont provoqué, dès que l'occasion s'en est présentée dans la dislocation de l'est, les mouvements des fragments de la masse de la Rhodope dans la dislocation de l'Ouest.

4. — Rendus mobiles de cette manière, les fragments de la Rhodope qui entourent le bassin de la Marica ont donné des chocs du sud et d'ouest, même du nord. Nombre de ruines de grands bâtiments isolés dans la vallée de la Marica (épicerie en 1928) sanctionnent cette conclusion. Nombre d'autres chocs postérieurs ont mis en évidence une migration des épiceries séparés d'ouest vers l'est, par exemple ceux des environs de Constantinople (Istanbul) et des Dardanelles. Les catastrophes séismiques (du 2 mai) dans les environs de Jénichéhir et de Kutahia montrent clairement le chancellement de la stabilité des fragments des masses cristallines d'Asie Mineure. Les mouvements séismiques d'une durée de plus de deux mois (mai-juillet) en 1933 suivant les côtés ouest de l'Asie Mineure, dont quelques-uns désastreux à Moughla et Tchivril, doivent être considérés comme une renaissance de l'énergie séismique le long des bords est de la dépression de la Propontide.

5. — La dépression tectonique de Valandovo, branche de la grande zone du Vardar, a servi de surface pléistocène à la grande catastrophe des 7 et 8 mars 1931, étant exposée à la pression constante des masses granitiques mobiles de l'Est (montagnes Belasica et Blagusa) et en même temps à la résistance correspondante des masses diabasiques de l'Ouest (masses pélagoniennes). Relâchées d'une telle manière, les masses granitiques de l'Est, pour rétablir leur état de stabilisation, ont produit un choc désastreux vers l'ouest et vers le sud-ouest le 8 mars. Les blocs de Valandovo, déjà mis en mouvement le 7 mars, se sont avancés, provoquant le mouvement destructeur d'un autre bloc, son voisin au sud. Ainsi les deux blocs ont servi d'aire pléistocène à la grande catastrophe suivant les lignes de leurs bords d'une surface totale de 355 km. carrés. Les relâchements des grands blocs de la

vieille masse cristalline et éruptive ont provoqué, par une impulsion naturelle, les changements d'équilibre des autres blocs séismogènes environnants. Le chancellement de la stabilité d'un grand nombre de grands et de petits blocs a produit les ruines moins graves des habitations sur une grande surface de 11500 km. carrés.

6. — Il faut chercher l'origine de ces grands mouvements dans l'action progressive de démembrement de la vieille masse du système de la Rhodope. Comme nous l'avons indiqué antérieurement, le fractionnement de cette masse se continue et ses blocs se meuvent encore. Quelques exemples font clairement apparaître cette action progressive :

a) Les catastrophes au nord de Thessalonique (1912), à Langada et en Chalcidique (1932) accusent la pression de la part des grands blocs de la Rhodope vers le sud ;

b) La grande catastrophe (1904) dans le Kresna défilé (Struma) montre l'influence de la Rhodope vers l'ouest ;

c) Les séismes destructeurs sur la mer de Marmara à Ganozora (1912) sont produits par les mouvements des fragments de la Rhodope vers le sud-est ;

d) Les télé-séismes destructeurs en Bulgarie méridionale (1928) indiquent la pression de la Rhodope vers le nord ;

e) Les deux catastrophes séismiques en Albanie (1930 et 1931) se sont déclanchées suivant les bords ouest des fragments de la Rhodope arrivés le plus loin vers l'ouest ;

f) Les tremblements de terre désastreux en Yougoslavie méridionale dans les environs de Valandovo (1931) accusent bien nettement la pression des fragments de la Rhodope vers le sud-ouest ;

g) La série des secousses désastreuses (1932) de Chalcidique n'est que la continuation de la poussée de tels blocs vers le sud commencée en mars 1931 à Valandovo ;

h) Les dévastations séismiques dans la dépression tectonique du lac Tachino (le 8 avril 1936) indiquent que le déséquilibre inauguré par les grands tremblements de terre dans l'intervalle de 1928 à 1932, dans le système sud-ouest des

blocs rhodopiens, a provoqué le mouvement des blocs de Tachino vers l'ouest pour atteindre la stabilisation, facilité sans doute même par la pression des fragments rhodopiens du nord ;

i) Quant aux mouvements séismiques dans l'Albanie proprement dite, surtout le long des littoraux, ils proviennent de l'abaissement progressif, parfois accéléré, des grands blocs de l'Adriatique, ou de la pression constante de l'est provenant des grands blocs des Dinarides. Les blocs épiro-albais se mettent en mouvement et se morcellent, leurs blocs changent de stabilité sur les blocs continentaux, descendent et se déplacent dans différentes directions. Ces mouvements se compliquent à leur tour par la descente progressive, d'une part des blocs morcelés adriatiques, et d'autre part des blocs ioniens. L'augmentation ou la diminution de la force des pressions extérieures et inférieures amène indubitablement les déplacements des épicentres, de manière que ce mouvement compliqué produit de nouvelles failles et contribue à la formation de nouveaux petits blocs séismogènes. Les plus grandes catastrophes séismiques survenues dans cette région à Valona, Tépéléni, Delvino, Argirocastro, même les mouvements séismiques destructeurs en Thrace, Bulgarie méridionale, Yougoslavie méridionale et Chalcidique, confirment notre conception sur la mobilité des fragments de la masse du Rhodope et leur influence comme sources d'énergie séismique prépondérante dans les régions séismiques les plus accusées du domaine des vieilles masses rhodopiennes et anadolienne ; c'est ce que nous avons constaté déjà dans l'année 1912.

7. — Les plus grandes catastrophes séismiques dans le domaine des vieilles masses sont dues aux tensions des mouvements de leurs grands blocs, dont les dislocations descendent jusqu'à des profondeurs de 45 km. ; quelquefois elles touchent même à la couche isostatique de l'écorce terrestre.

8. — Le renouvellement des chocs désastreux dans les mêmes épicentres signifie que les lieux correspondants se

trouvent sur les zones des dislocations aussi bien labiles que très profondes. Les grands séismes d'une étendue bornée, dans le même domaine des vieilles masses, sont liés aux tensions de leurs petits blocs, limités par des fractures moins profondes.

9. — Les secousses désastreuses jumelles montrent clairement l'état interne des blocs. Le mouvement dépend de la situation tectonique, à savoir : si la tension en est provoquée sur la dislocation déjà existante, ou si la fracture du bloc tend à se prolonger, ou s'il s'agit d'une fracture toute nouvelle survenue sous l'action des ondes séismiques partant d'une source éloignée.

Le cas d'un mouvement sur la dislocation déjà existante signifie que cette dislocation est très profonde et que la cause du mouvement doit être recherchée dans les événements de la couche isostatique même. Le cas où le maximum de la tension est atteint par le mouvement des blocs sur le prolongement d'une faille ou sur une nouvelle fracture d'un bloc suivant la ligne de moindre résistance signifie que les failles correspondantes ne sont pas profondes ; le mouvement même se manifeste par les chocs les plus forts suivis d'un craquement explosif souterrain. Un tel mouvement provoque le déplacement des blocs environnants, qui provoquent de leur côté un autre choc jumeau. Quelquefois, dans lesdites situations, on a compté même une troisième et une quatrième secousse désastreuse, mais toujours de dimensions plus réduites que la précédente. La deuxième secousse jumelle est toujours la plus forte et est d'une étendue plus grande, étant due aux mouvements de plusieurs blocs environnant le premier comme source première de rayonnement de l'énergie séismique.

10. — Les derniers cataclysmes séismiques (1928-1936) sont dus aux manifestations d'un mouvement général de tous les blocs de l'Égée. Après les mouvements des blocs de la Rhodope du nord (Bulgarie méridionale, 1928), ce sont les blocs du sud-ouest de la Rhodope qui ont produit les

dévastations séismiques (Yougoslavie méridionale, 1931), suivies par une série de catastrophes séismiques dans les blocs méridionaux de la Rhodope (Chalcidique, 1932 ; bassin du lac Tachino, 1936).

D'après la succession de la migration des épacentres, nous devons nous attendre à de nouveaux grands mouvements des blocs d'Anadolie et ensuite des blocs de la Rhodope. En tout cas, nous pouvons constater que, durant l'année 1934, s'est effectué le mouvement de tous les blocs suivant les bords de l'Égée disparue, ébranlant momentanément davantage les blocs anadoliens que les blocs rhodopiens.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
MICROSEISMS IN THE PHILIPPINES, by W. C. REPETTI, S. J.	3
SÉISMICITÉ DE L'ÉTHIOPIE. CRÉATION D'UNE STATION SÉISMIQUE A L'ASMARA (ÉRYTHRÉE), par E. ODDONE.	13
MONTANA EARTHQUAKES OF 1935-1936, by N. H. HECK and W. E. MAUGHAN	15
IMPORTANT NEW ZEALAND EARTHQUAKES (1932-33-34-35).	22
A SUMMARY OF RESULTS OF STUDIES MADE IN JAPAN DURING THE PERIOD 1931-1936 ON DEFORMATIONS OF THE EARTH'S CRUST, prepared by N. MIYABE.	24
Results of re-triangulations	25
Results of re-levellings	26
Studies on crustal deformations.	27
List of papers related to studies of crustal deformations, published during 1931-1936.	31
SEISMOGRAPHIC TILT MEASUREMENTS AT BUFFALO, by John P. DELANEY, S. J.	38
COMPARAISON ENTRE LES ANCIENS ET LES NOUVEAUX NIVELLEMENTS LE LONG DES PLAGES ET AU TRAVERS DES AIRES SÉISMIQUES ITALIENNES, par E. ODDONE.	41
THE NEW FORDHAM UNIVERSITY SEISMIC VAULT, by JOS. LYNCH, S. J.	46

SUR LES DIVERSES ÉTUDES DE GÉOPHYSIQUE APPLIQUÉE	
EXÉCUTÉES AU MAROC FRANÇAIS DE 1930 A 1935,	
par M. MIGAUX.	51
A) Recherches minières.	51
B) Travaux publics.	56
SOURCES D'ÉNERGIE SÉISMIQUE DE LA PÉNINSULE BALKA-	
NIQUE, par J. MIKAÏLOVIC.	
Quelques cas particuliers	62
Les sources séismiques proprement dites	70

Generated at University of California, San Diego on 2023-06-24 19:35 GMT / <https://hdl.handle.net/2027/uc1.b4189579>
Public Domain in the United States, Google-digitized / http://www.hathitrust.org/access_use#pd-us-google

3

Generated at University of California, San Diego on 2023-06-24 19:35 GMT / <https://hdl.handle.net/2027/uc1.b4189579>
Public Domain in the United States, Google-digitized / http://www.hathitrust.org/access_use#pd-us-google

Generated at University of California, San Diego on 2023-06-24 19:35 GMT / <https://hdl.handle.net/2027/uc1.b4189579>
Public Domain in the United States, Google-digitized / http://www.hathitrust.org/access_use#pd-us-google