

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG
FACULTÉ DES SCIENCES

ANNALES
de l'Institut de Physique du Globe

Fondées par le Professeur E. ROTHE

Membre correspondant de l'Académie des Sciences

NOUVELLE SÉRIE

TOME V

TROISIÈME PARTIE

GÉOPHYSIQUE

Volume publié avec le concours du Centre National de la Recherche Scientifique

STRASBOURG
IMPRIMERIE ALSACIENNE
1950

TABLE DES MATIERES

	Page
B. GUTENBERG et C. F. RICHTER, Géographie des tremblements de terre et Dynamique de la croûte terrestre	3
J. P. ROTHÉ et E. PETERSCHMITT, Etude séismique des explosions d'Haslach	13
H. BAULIG, Les Inondations de Décembre 1947	39

GÉOGRAPHIE DES TREMBLEMENTS DE TERRE

ET

DYNAMIQUE DE LA CROUTE TERRESTRE

PAR
Beno GUTENBERG et C. F. RICHTER
California Institute of Technology, Pasadena.

Nous sommes heureux de présenter avec l'autorisation des auteurs la traduction d'un article publié par eux dans la revue « Naturwissenschaften » ; nous souhaitons ainsi participer à la diffusion, parmi nos collègues géographes et géologues de langue française, des intéressantes recherches des deux savants américains. — (J. P. Rothé et E. Peterschmitt).

Les anciennes cartes représentant la répartition des foyers séismiques sur le globe ont été établies soit d'après les renseignements fournis par la localisation des dégâts ou par les modifications d'ordre géologique survenues à la surface, soit d'après les observations microséismiques (observations instrumentales). L'image donnée par les premières est fonction des possibilités d'observations humaines et de la densité de la population¹⁾. Les secondes traduisent, si on fait abstraction de l'énergie des séismes, l'influence de la répartition des observatoires²⁾.

L'introduction par C. F. Richter de la notion de magnitude d'un séisme a permis un progrès notable (3). La magnitude est définie comme une fonction de l'amplitude maximum du mouvement du sol à une distance donnée, amplitude lue sur les enregistrements. Dans une série de publications (4), Gutenberg et Richter ont donné des tableaux et des nomogrammes qui permettent de déterminer la magnitude d'un séisme d'après les amplitudes des ondes préliminaires et aussi des ondes superficielles pour les séismes dont les foyers sont à moins de 40 km. de profondeur. La magnitude zéro correspond à des tremblements de terre qui, à de très faibles distances, seraient tout juste enregistrés sur les appareils les plus sensibles ; un séisme de magnitude 3 est ressenti dans une zone peu étendue, ceux de magnitude $4\frac{1}{2}$ peuvent causer de légers dégâts. Les « grands séismes » de magnitude 7 sont enregistrés dans toutes les stations du globe. Jusqu'ici la magnitude la plus élevée qu'on ait pu déterminer d'après les inscriptions n'a pas dépassé 8,6. Il est probable que même le séisme de Lisbonne (1755), qui est souvent considéré comme la plus importante secousse connue jusqu'ici, n'a pas dépassé la magnitude 9.

Les magnitudes des séismes profonds restent inférieures aux plus hautes valeurs calculées pour les séismes superficiels (« normaux »). Le tableau suivant donne pour chaque groupe de profondeurs la liste des plus importants séismes inscrits de 1904 à 1948.

Date	Région épiscopentrale	Profondeur du foyer	Magnitude
a) Séismes normaux (foyer inférieur à 60 km. de profondeur):			
31 janvier 1906	Colombie	—	8,6
17 août 1906	Chili	—	8,4
3 janvier 1911	Tien-Schan	—	8,4
16 décembre 1920	Kansou	—	8,5
2 mars 1933	Japon	—	8,4
b) séismes « intermédiaires » (profondeur du foyer comprise entre 70 et 300 km):			
16 juin 1910	Nouvelles Hébrides	100	8,1
15 juin 1911	Iles Riou-Kiou	160	8,2
24 novembre 1914	Mariannes	110	8,1
26 juin 1926	Rhodes	100	7,9
21 décembre 1939	Célèbes	150	8,0
c) Séismes très profonds (profondeur du foyer comprise entre 300 et 720 km.):			
21 janvier 1906	Japon	340	8,0
26 mai 1932	Iles Kermadec	600	$7\frac{3}{4}$
16 avril 1937	Iles Tonga	400	$7\frac{3}{4}$

¹⁾ Par exemple les cartes de Montessus de Ballore ; voir A. Sieberg (1).

²⁾ Voir les cartes sur lesquelles sont reportés les séismes étudiés dans l'International Seismological Summary et qui font ressortir une fallacieuse concentration des séismes en Europe. Une discussion critique en a été donnée par E. Tams (2).

(1) Les chiffres en caractères gras renvoient à la bibliographie à la fin de l'article.

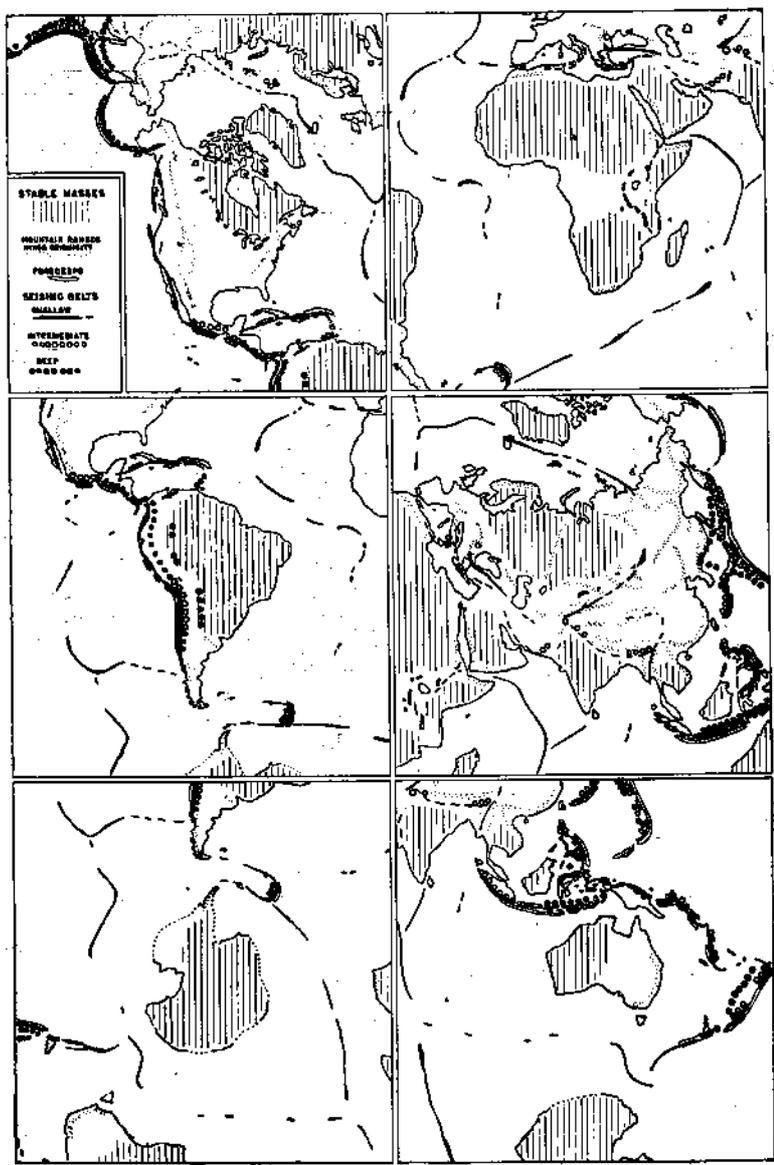


Fig. 1.

Blocs stables et zones sismiques

(points blancs : foyers intermédiaires ; points noirs : foyers profonds ;
traits noirs irréguliers : zones de séismes normaux ;
hachures : masses continentales stables).

Depuis plus de 10 ans, les auteurs ont préparé une liste de tremblements établie en fonction de leur magnitude (et, par conséquent, de leur énergie). Les premiers résultats (5) furent si encourageants qu'un travail plus complet fut entrepris en utilisant toutes les données microsismiques possibles de façon à déterminer à nouveau l'épicentre, la profondeur de foyer et la magnitude des séismes appartenant aux groupes suivants :

- 1) Tous les séismes de magnitude $7\frac{3}{4}$ ou plus, pour la période 1904-1947 (avant 1904 il n'y avait pas assez de bonnes stations sismologiques pour qu'on puisse étendre la liste en-deçà) ;
- 2) tous les séismes de magnitude 7 à $7\frac{3}{4}$ pour la période 1918-1946 (avant 1918, les observations sont trop incomplètes pour qu'on puisse repérer et étudier tous les séismes de ce groupe) ;
- 3) tous les séismes de magnitude 6 à 7 pour la période 1932 à juin 1935 (cette liste a été établie surtout dans un but statistique) ;

4) pour la période 1904-1945 tous les séismes profonds pour lesquels les données paraissent certaines et tous les séismes profonds de magnitude 7 et plus pour 1946;

5) en dehors des principales zones sismiques, tous les séismes de magnitude supérieure à 5 1/4, pour lesquels les bulletins des stations permettent une détermination d'épicentre.

Ce travail constitue la base d'un livre (6) dont les conclusions sont résumées ici et qui contient des tableaux rassemblant les caractéristiques de plus de 3.000 tremblements de terre.

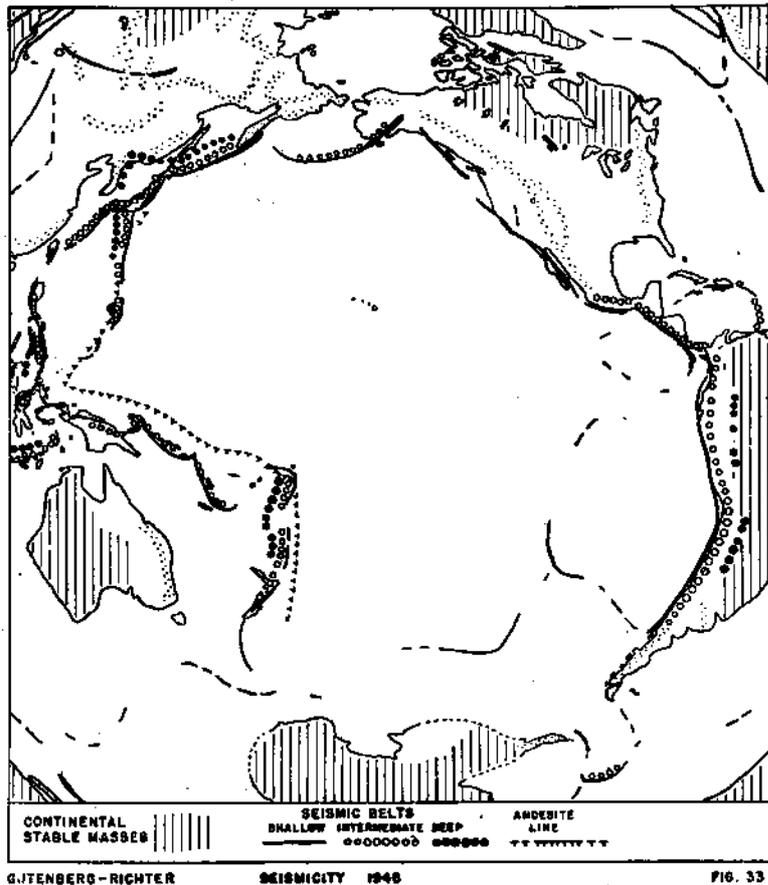


Fig. 2

Ceinture sismique circumpacifique

(traits noirs irréguliers : zones de foyers normaux ; points blancs : foyers intermédiaires ; points noirs : foyers profonds ; hachures : masses continentales stables).

Cette étude montre que la surface du globe se compose de grands blocs relativement « inactifs » et qui sont séparés par 4 groupes de zones sismiques actives (fig. 1).

1) La zone circumpacifique (fig. 2) contient environ 40 % des séismes superficiels, environ 90 % des séismes intermédiaires et tous les séismes très profonds. Au Japon, elle se divise en deux branches (fig. 3) qui se rapprochent entre les Célèbes et Halmahera et qui ensuite se continuent dans des directions opposées : la branche occidentale atteint les îles de la Sonde tandis que la branche orientale traverse la Mélanésie en suivant à peu près la « ligne de l'andésite » (7), limite pétrographique, en surface, du bassin pacifique proprement dit. Une digitation analogue en deux branches Nord-Sud s'observe à l'ouest du Mexique, l'une des zones sismiques longeant les Andes et l'autre plus à l'ouest, suivant la crête de l'île de Pâques (fig. 2). Aussi bien dans l'ouest du Pacifique que dans l'est, les régions qui se trouvent comprises entre les deux branches possèdent sans doute un caractère continental bien qu'elles fassent toutes deux partie géographiquement du domaine du Pacifique. Par ailleurs, des couches superficielles à caractère « pacifique » paraissent constituer les régions comprises à l'intérieur des arcs des Antilles (du Nord) et des Antilles australes.

2) A la zone Méditerranéo-transasiatique appartient presque tout le reste des séismes intermédiaires et des grands séismes superficiels. Les foyers se trouvent à l'aplomb des chaînes montagneuses.

3) Dans les Océans Atlantique, Indien et Arctique, des zones étroites de séismes superficiels suivent les crêtes sous-marines les plus importantes.

4) Les zones de fractures (« Rift ») de l'Afrique orientale et de l'archipel Hawaï présentent une activité sismique modérée.

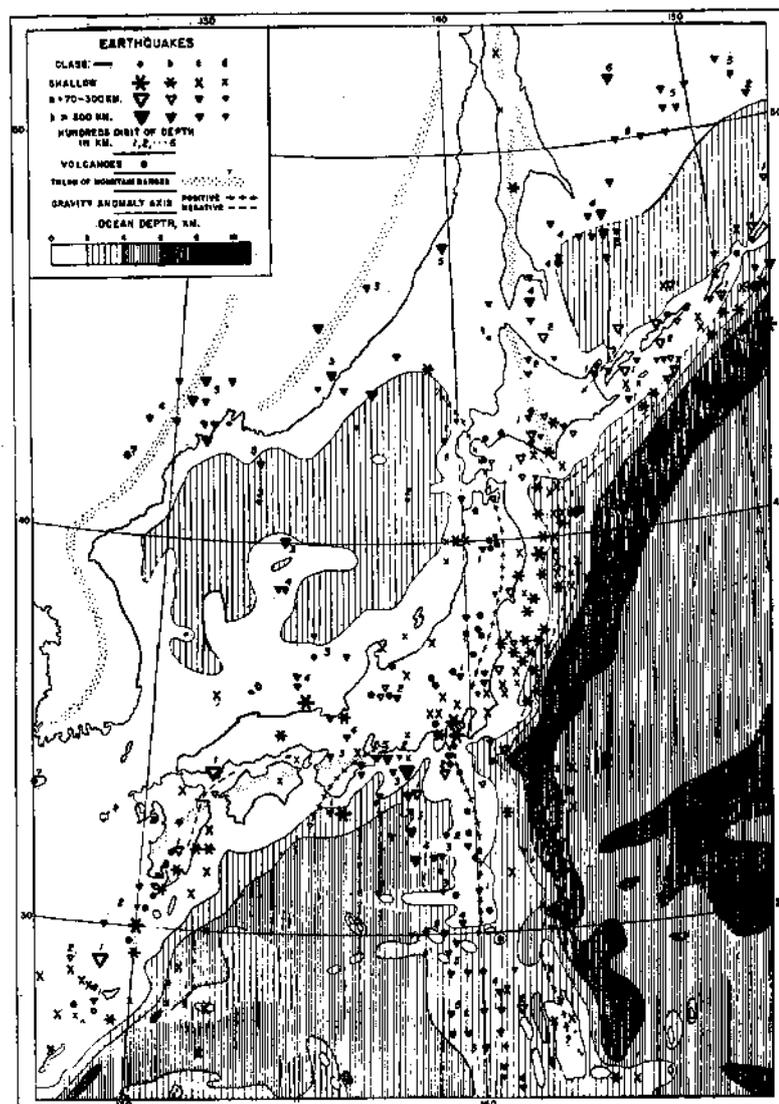


Fig. 3.

Foyers séismiques au Japon et dans les régions voisines.

(Étoiles ou croix : foyers séismiques normaux ;
triangles blancs ou noirs : foyers séismiques intermédiaires ou profonds ;
points noirs : volcans.)

A l'exception de l'archipel Hawaï, le bassin pacifique proprement dit est pratiquement aséismique de même que les noyaux continentaux. Entre les blocs stables et les zones séismiques se trouvent des régions présentant une activité faible ou modérée et où ne se produisent qu'occasionnellement de « grands séismes ». Enfin, les séismes de magnitude inférieure à $5\frac{1}{4}$ peuvent se produire sur tout le globe.

Les « grands séismes » libèrent la plus grande partie de l'énergie séismique totale (environ 10^{27} ergs par an, soit 10^9 kilowatt). En moyenne, chaque année, depuis 1904, il s'est produit deux séismes de magnitude $7\frac{3}{4}$ et plus, 17 « grands séismes » plus faibles (dont 5 intermédiaires et deux très profonds) et, en tout, au moins 1.000.000 de séismes tectoniques. Les variations d'années en années sont notables : en 1906, l'énergie libérée fut 5 fois supérieure à la normale ; au cours d'autres années, au contraire, l'énergie n'atteint pas le dixième de la normale.

L'activité séismique la plus grande se manifeste dans certaines parties des arcs pacifiques (Japon, Mexique, Mélanésie ; les grands séismes sont relativement fréquents en Amérique du Sud). Dans différentes régions de la zone circumpacifique, par exemple en Californie, Nouvelle-Zélande et Sumatra, où il n'y a pas de structures en arcs, les mouvements sont principalement liés à des cisaillements et pour une plus faible part aux plissements.

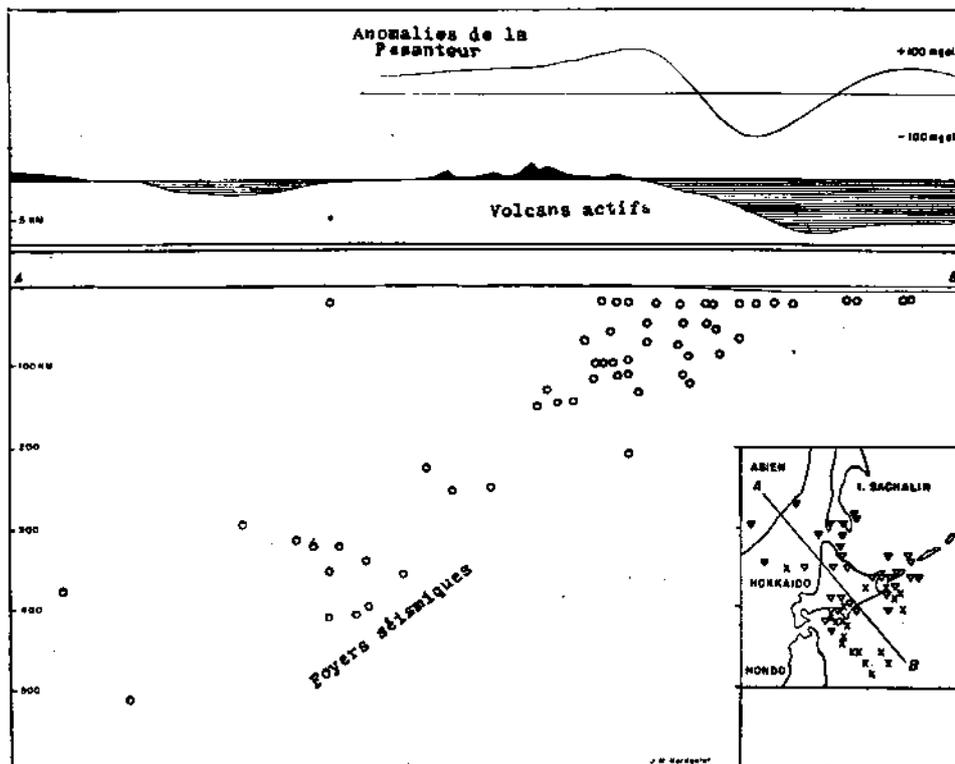


Fig. 4.
Position des foyers séismiques en coupe suivant le profil A B (voir le carton)
à travers l'arc actif du Nord du Japon (Hokkaido).

Les arcs pacifiques montrent une succession caractéristique de phénomènes géophysiques. Si on examine en effet un profil perpendiculaire à l'arc, en allant du côté convexe au côté concave, on rencontre successivement :

- A) Une fosse océanique ou une avant-fosse.
- B) Une zone de séismes superficiels associée à des anomalies négatives de pesanteur, et correspondant au côté concave de la fosse ; en plusieurs endroits de cette zone existe une crête sous-marine récente avec parfois des îles non volcaniques.
- C) Des anomalies positives de pesanteur, des foyers séismiques d'environ 60 km. de profondeur avec de « grands séismes » relativement nombreux.
- D) La principale zone montagneuse de l'arc, qui, le plus souvent, s'est formée au crétacé supérieur ou au tertiaire, accompagnée de volcans actifs ou éteints depuis peu ; sous la ligne des volcans se trouvent des foyers séismiques à une profondeur d'environ 100 km. Les anomalies de pesanteur diminuent vers l'intérieur.
- E) Un deuxième arc montagneux fréquemment accompagné de volcans plus anciens et généralement éteints depuis longtemps. Des foyers séismiques entre 200 et 300 km. de profondeur caractérisent cette zone.
- F) Une zone de foyers séismiques à des profondeurs de 300 à 700 km.

La figure 4 schématise en coupe ces phénomènes. Dans les différents arcs, on observe naturellement des variations de détails (cf. fig. 3) : souvent, l'un ou l'autre des groupes de phénomènes ci-dessus est peu net ou manque complètement.

Les arcs sont évidemment liés tectoniquement au domaine « pacifique ». Néanmoins, ils en sont fréquemment séparés par des régions à caractère continental et n'ont par suite aucun rapport direct avec la limite pétrographique actuelle du domaine pacifique ; ils se trouvent dans une zone perturbée qui s'étend largement aux régions continentales limitrophes et qui, peut-être à l'origine, appartenait au bassin pacifique proprement dit. Cette succession caractéristique de phénomènes — avant-fosse, séismes, volcans, anomalies de la pesanteur — ne peut s'expliquer que par des processus permanents qui sont dissymétriques et qui se passent à des profondeurs qui augmentent de l'extérieur vers l'intérieur des arcs. Cette succession de phénomènes est déterminée par le sens de la courbure des arcs et non par leur direction par rapport au Pacifique. Toutefois, la plupart de ces arcs sont convexes par rapport au Pacifique, mais quelques-uns, par exemple dans les Nouvelles-Hébrides, sont concaves ; d'autres ont leur front dirigé vers des régions n'ayant pas la structure du domaine pacifique. Le domaine pacifique proprement dit paraît donc jouer un rôle passif dans le développement de ces arcs. Les avant-fosses forment dans la majeure partie des cas la limite extérieure de la zone active ; abstraction faite de très rares séismes peu importants, il n'y a aucune indication de perturbation dans la croûte terrestre au delà des avant-fosses.

Afin d'entretenir l'avant-fosse et les anomalies négatives de la pesanteur, le mouvement relatif des masses rocheuses superficielles doit être dirigé dans les arcs vers l'extérieur et, au voisinage de l'avant-fosse, vers le bas. On peut imaginer ou bien des forces poussant les couches continentales de la croûte vers l'avant-fosse (avec des courants profonds subcrustaux de compensation) ou bien des forces prenant leur origine en profondeur et engendrant des courants profonds actifs qui eux-mêmes entraînent au voisinage de la surface des courants de compensation dirigés vers et sous l'avant-fosse. La première hypothèse correspond aux théories invoquant le déplacement des continents, la seconde à celle des courants de convection profonds. Dans les deux cas, les tremblements de terre profonds se produisent aux niveaux où les tensions créées par les courants subcrustaux dépassent la limite de rupture ; ces niveaux ne sont pas forcément ceux des courants maxima.

En général, les foyers séismiques sont localisés dans une couche relativement mince qui plonge souvent sous un angle important vers les régions continentales (fig. 4), mais qui parfois aussi est verticale ou qui même, dans les arcs qui sont concaves vers le Pacifique plonge vers lui ; les foyers sont généralement répartis irrégulièrement dans cette couche. En Amérique du Sud par exemple, on ne connaît pas jusqu'ici de foyers compris entre 300 et 500 km. de profondeur. Il semble aussi qu'il existe une différence à établir entre les séismes qui se produisent jusqu'à des profondeurs de 300 km. et ceux dont les foyers sont plus profonds. La classification des foyers séismiques intermédiaires et « très profonds » a été basée sur ce fait comme aussi sur l'absence dans les autres régions du globe de foyers séismiques dépassant des profondeurs de 300 km.

Des foyers séismiques à plus de 720 km. de profondeur n'ont pas été jusqu'ici observés. La fréquence des foyers au delà de 200 km. ne varie pas beaucoup avec la profondeur jusqu'au niveau critique d'environ 700 km. On ne s'explique pas l'existence de ce niveau critique ; il se peut qu'une forte augmentation de la fluidité ou une diminution rapide des tensions à cette profondeur joue un rôle dans la disparition des foyers séismiques. Apparemment, c'est à peu près à cette profondeur que la conductibilité électrique augmente rapidement (8). Il est possible que la conductibilité thermique devienne notablement plus élevée si bien qu'à des profondeurs plus grandes les tensions thermodynamiques produites s'affaiblissent.

Des arcs structuraux analogues à ceux qui s'observent sur le pourtour du Pacifique existent aussi dans la zone alpine, mais les différentes particularités se détachent moins nettement. On n'y a pas constaté jusqu'à présent de séismes très profonds. Dans les trois arcs principaux (Birmanie, Himalaya et Baloutchistan) dont la convexité est tournée vers le bloc indien, il y a des séismes intermédiaires et des anomalies de pesanteur ; en Méditerranée, les volcans se trouvent dans les régions où se produisent aussi des séismes intermédiaires relativement fréquents et parfois très violents et où existent des anomalies de pesanteur positives bien caractérisées. Toute la zone alpine paraît néanmoins se trouver dans un état d'activité relativement plus ancien, de sorte que les différents phénomènes géophysiques n'apparaissent pas si clairement et disparaissent progressivement.

Dans les zones de blocs cisailés et plissés qui forment certaines parties de la zone circumpacifique un mécanisme d'une autre sorte doit jouer, mécanisme qui peut-être n'a pas de relations étroites avec les phénomènes de tensions dans les arcs actifs. La Californie en est un exemple typique. Au voisinage de la côte en particulier, il y a des plissements récents et des failles actives ; en général cependant, les forces qui ont soulevé les chaînes côtières (Coast Range) ont disparu ou bien ont changé de direction. La région est morcelée en blocs par des cassures dont la direction recoupe en général les lignes structurales plus anciennes. Dans le Sud de la Californie, un grand nombre des mouvements observés, y compris ceux qui se produisent le long de la faille St-André (San Andreas Rift), peuvent s'expliquer par un système de forces dirigées nord-sud.

Sur la côte pacifique des États-Unis les mouvements le long des principales zones faillées correspondent à un déplacement, dirigé vers le sud, du continent par rapport à la région pacifique. Les quelques données que l'on peut posséder sur la direction des plissements au Japon et aux Philippines indiquent également un déplacement relatif du côté continental vers le sud. Fréquemment, les enregistrements séismiques indiquent des mouvements dans le même sens pour des régions déterminées au cours de la période relativement courte pour laquelle ces observations sont valables (rarement plus de 30 ans). Dans maintes régions, par exemple en Californie, la persistance de cette même direction de déplacement se retrouve dans l'histoire géologique antérieure ; cependant, il y a quelques cas où, dans d'autres régions, la direction de déplacement s'est inversée au cours d'un intervalle de temps assez court, géologiquement parlant.

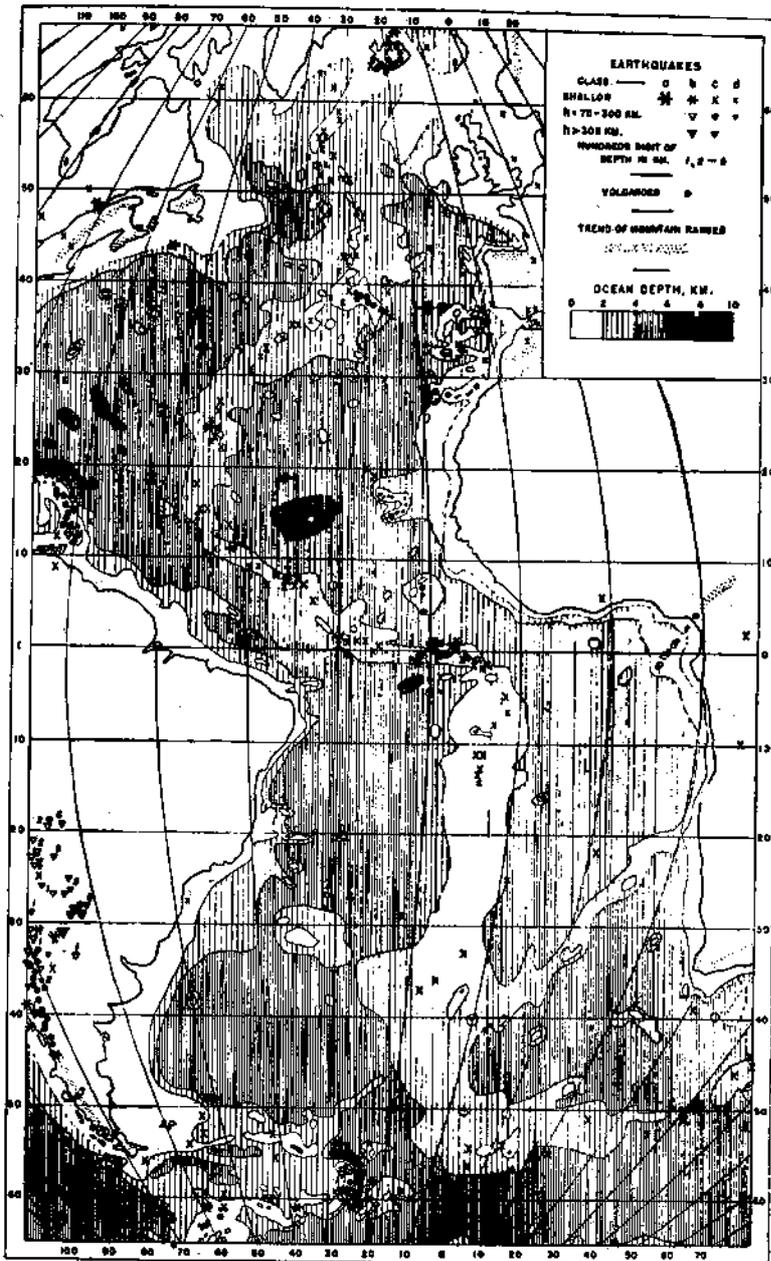


Fig. 5.
Séismicité de l'Atlantique
(Triangles ou étoiles : foyers séismiques ; points noirs : volcans.)

La crête médiane de l'Atlantique fournit le meilleur exemple des processus qui, en dehors de l'Océan Pacifique, lient l'activité séismique aux rides et aux crêtes sous-marines : la plupart des phénomènes qui caractérisent les arcs actifs et qui avaient été décrits comme indices de courants magmatiques actuels manquent, comme ils manquent aussi dans les autres crêtes sous-marines séismiquement actives. Il n'y a pas de fosse ; les anomalies de pesanteur sont négligeables. Les foyers séismiques ne dépassent pas 60 km. de profondeur. On peut en conclure que les tensions à des profondeurs plus grandes sont relativement faibles. Les séismes superficiels et l'activité volcanique n'indiquent pas nécessairement que les processus qui ont produit les crêtes sont encore actuellement actifs. Il s'agit peut-être de mouvements orogéniques plus anciens (de l'époque ter-

taire ?) dans lesquels les plissements se sont arrêtés du moins pour le moment et qui s'exercent actuellement le long de failles récentes ou rajeunies. Malheureusement, sous l'Océan indien la plupart des crêtes ne sont pas encore suffisamment connues.

Les zones de « Rift » — celle qui existe en Afrique orientale est particulièrement caractéristique — montrent une activité sismique dont le mécanisme est probablement différent de celui étudié dans les deux groupes précédents.

Les zones actives qui découpent la croûte terrestre en blocs (fig. 1) correspondent en général aux lignes orogéniques de Kober. Elles suivent les chaînes montagneuses (y compris les crêtes sous-marines). Cette concordance n'est pas nécessairement une confirmation de la théorie de Kober : cet auteur n'a pas en particulier fait la distinction entre les blocs continentaux et le domaine pacifique dont la constitution est différente ; par ailleurs, il suppose une ligne orogénique traversant le Pacifique central, ligne que ne justifie aucun indice géophysique ; il y a aussi dans le détail des divergences notables. (9)

Il convient d'expliquer les rapports existant entre les séismes et les volcans. Les séismes proprement volcaniques sont presque toujours insignifiants ; leurs foyers généralement proches de la surface peuvent même parfois se localiser dans la cheminée du volcan, au-dessus du niveau moyen du sol. Parfois certains séismes tectoniques superficiels peuvent se produire au voisinage des lignes de volcans ; ils sont sans doute alors une conséquence des tensions qui sont en relation avec l'activité volcanique ; des séismes tectoniques accompagnent parfois de fortes éruptions ou les suivent, par exemple au Mauna-Loa en 1868 et au Sakurajima en 1914. Dans d'autres cas (Katmai en 1912 ; Paricutin en 1943), les séismes qui se sont produits après les éruptions de volcans circum-pacifiques n'ont pas eu leurs foyers au voisinage immédiat des volcans en question, mais dans la ceinture sismique circum-pacifique aux points les plus proches. C'est une coïncidence fréquente que de trouver des régions à séismes intermédiaires et en même temps à zones volcaniques, mais il n'y a probablement pas là de relation directe de cause à effet ; sans doute le même et unique système de tensions est-il responsable à la fois des secousses et des éruptions. Dans les régions où se rencontrent aussi bien des foyers sismiques « intermédiaires » (100 à 150 km. de profondeur) que des volcans actifs les zones correspondantes se recouvrent ; toutefois, il y a des exceptions, on ne connaît pas de séismes intermédiaires dans les régions volcaniques de la crête médiane atlantique, de l'Islande et de Jan Mayen ; en revanche, des séismes intermédiaires se produisent dans le Nord du Pérou dans une portion des Andes où il n'y a pas de volcans actifs.

On observe de même une concordance entre les zones de séismes ayant leurs foyers à 200 km. de profondeur environ et les chaînes de volcans plus anciens ; ces zones — sismique et volcanique — sont toutes deux à l'intérieur des arcs actifs ; cette seconde zone de volcans est particulièrement bien développée au Kamtchatka et en Amérique du Sud.

Le mécanisme des tremblements de terre profonds est apparemment semblable à celui des séismes superficiels. Malheureusement, ce que nous savons sur les propriétés physiques de la matière et sur les températures à ces grandes profondeurs est encore très réduit. Des calculs basés sur le soulèvement post-glaciaire conduisent à une valeur de 10^{22} poises (gr./cm. sec.) pour la viscosité à une profondeur d'au moins quelques centaines de km. L'ordre de grandeur du temps de relaxation est supérieur à 1.000 ans. Tant que les tensions à l'intérieur de la croûte augmentent assez vite pour atteindre le coefficient de rupture dans un délai ne dépassant pas plusieurs siècles les processus plastiques aux profondeurs en question ne jouent qu'un rôle secondaire. Par suite, la présence de foyers profonds n'exclut en aucune façon la possibilité de phénomènes de plasticité aux profondeurs considérées et il n'y a pas de contradiction entre l'existence des foyers profonds et la théorie de l'Isostasie. D'après cette théorie cependant, il faut que la résistance au mouvement fluide diminue très fortement à une profondeur un peu inférieure à 100 km. La possibilité que le point de fusion du magma y soit dépassé existe (10) et n'entraîne pas de difficultés théoriques dans l'explication des autres données géophysiques. Les séismes profonds ne peuvent pas être dus à un mécanisme analogue à celui d'une explosion provoquée par un rapide changement d'état local. Les inscriptions des observations sismologiques indiquent à l'arrivée des premières ondes longitudinales une répartition systématique des mouvements de compression et de dilatation en fonction de la direction du rayon sismique issu du foyer. Pour des séismes originaires d'une même région, il y a dans un observatoire déterminé prédominance du même sens, compression ou dilatation, sans que la profondeur du foyer joue un rôle. Ces faits comme aussi la présence d'ondes de cisaillements importantes parlent en faveur d'un mécanisme dynamique analogue dans les séismes profonds et dans les séismes superficiels. Des recherches théoriques montrent qu'un déplacement élastique superficiel s'atténue très lentement avec la profondeur.

En moyenne, l'énergie totale qui se trouve libérée dans les séismes à l'intérieur d'un intervalle déterminé de magnitude augmente avec la magnitude croissante ; naturellement, il y a une énergie maxima qui, dans une région déterminée, peut être accumulée sans entraîner de secousse. Comme on l'a vu, cette énergie maxima est plus grande dans les séismes normaux que dans les séismes profonds. Apparemment, l'ensemble des « grands séismes » contribue plus à une détente que les petits séismes. Dans la plupart des régions sismiques, les nombreux petits séismes ne jouent pas le rôle de « soupape de sûreté » qu'on leur attribue généralement ; cette croyance

ne vaut pas non plus pour les éruptions volcaniques qui peuvent au contraire augmenter les tensions tectoniques au voisinage de la surface.

Les « grands séismes » sont en général liés aux lignes de failles principales qui forment des zones faibles à l'intérieur de structures tectoniques plus résistantes. Dans les régions où la croûte est plus faible dans l'ensemble ou bien découpée plus fortement par des lignes de failles moins importantes et moins profondes, on ne peut s'attendre qu'à des séismes plus faibles. D'autre part, les « grands séismes » ne peuvent se produire fréquemment qu'en des régions où les mécanismes tectoniques sont assez rapides pour produire des tensions notables en des temps relativement courts.

Le Docteur Benioff a commencé à utiliser les nouveaux catalogues de magnitude des tremblements de terre pour étudier, sur la base de la succession dans le temps des séismes de régions déterminées, la dynamique de ces séries de secousses (y compris les répliques) aux différentes profondeurs. Ses résultats provisoires donnent l'impression que les séismes de chaque série se succèdent liés par un processus mécanique dû à un écoulement ou plastique ou élastique (flow creep ou elastic creep), ou bien encore à la superposition des deux. Malheureusement, la période 1904-1949 pour laquelle on possède seulement des observations suffisantes est trop courte pour qu'on puisse déterminer les phénomènes qui engendrent les tensions dans les différentes régions.

BIBLIOGRAPHIE

1. A. SIEBERG. — Erdbebengeographie, *Handbuch der Geophysik*, Band 4, pp. 687-1005, Berlin, 1932.
2. E. TAMS. — Die Seismizität der Erde, *Handbuch der Experimentalphysik*, Band 25, 2. Teil, pp. 361-437, Leipzig, 1931.
3. C. F. RICHTER. — An instrumental earthquake magnitude scale, *Bull. Seismol. Soc. of America*, vol. 25, pp. 1-32, 1935.
4. B. GUTENBERG et C. F. RICHTER. — *Bull. Seismol. Soc. of America*, vol. 32, pp. 163-191, 1942; vol. 35, pp. 3-12, 57-69 et 117-130, 1945.
5. B. GUTENBERG and C. F. RICHTER. — Seismicity of the earth, *Geol. Soc. of America*, Spec. Paper 34, 1941; Supplementary paper, *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 56, pp. 603-668, 1945.
6. B. GUTENBERG and C. F. RICHTER. — Seismicity of the earth and related phenomena, *Princeton University Press*, un volume, 1949.
7. A. BORN. — *Handbuch der Geophysik*, Band 2, fig. 306, Berlin, 1933.
8. S. CHAPMAN (and others). — *Royal Soc. London, Philos. Transact. (A)*, t. 229, p. 427-460, 1930; *Proc. (A)*, t. 165 pp. 555-556, 1938.
9. KOBER. — *Die Orogenese*, Berlin, 1933.
10. B. GUTENBERG. — *Bull. Seismol. Soc. of America*, vol. 38, p. 121, 1948.

ÉTUDE SÉISMIQUE DES EXPLOSIONS D'HASLACH

par

J. P. ROTHE et E. PETERSCHMITT

Institut de Physique du Globe de Strasbourg.

SUMMARY

In April 1948 the « Institut de Physique du Globe, Strasbourg » has been carrying out a program of seismic work on important explosions in the Black Forest. Seismic waves were recorded by 21 stations mainly along the profile between Strasbourg and the Alps across the Black Forest and the « Schwäbische Alb ».

The authors describe the explosive charges (nature, position, etc.), the instruments and techniques utilized, the regional geology and the complete readings of the records.

Evidence for the existence of four layers is shown:

gneiss-granit	h1 = 2.4 km	v1 = 5.63 km/s
deep-granit	h2 = 17.7 km	v2 = 5.97 »
gabbro-basalt	h3 = 10.1 km	v3 = 6.54 »
peridotit		v4 = 8.15 »

The basaltic layer is very well defined: the P. impulses are very clearly shown, also the reflections on the upper part of the intermediate layer. It appears that this layer formerly supplied the lava of the old volcanoes in southern Germany; in this area the Mohorovicic discontinuity is at a depth of about 30 kilometers.

These results and the different wave-velocities obtained are discussed and compared with the previous ones. The studies of natural earthquakes in southern Germany differ partly from our results: the problem of « calculated depth of focus » requires further research work. A large bibliography concludes the paper.

RÉSUMÉ

Profitant d'importantes explosions en Forêt-Noire, l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg a organisé en avril 1948 un programme d'expériences séismiques. 21 stations ont enregistré les ondes séismiques, en particulier le long d'un profil allant de Strasbourg aux Alpes.

Les auteurs décrivent la composition et l'emplacement des charges explosives, l'appareillage séismique utilisé, la structure géologique de la région, le dépouillement complet des séismogrammes obtenus.

Quatre couches ont été mises en évidence:

granito-gneiss	h1 = 2.4 km	v1 = 5.63 km/s
granit profond	h2 = 17.7 km	v2 = 5.97 »
basalte-gabbro	h3 = 10.1 km	v3 = 6.54 »
peridotite		v4 = 8.15 »

L'existence d'une couche basaltique, réservoir des éruptions volcaniques de l'Allemagne du Sud, est démontrée par la netteté des ondes qui s'y sont propagées et par les réflexions auxquelles sa surface supérieure donne lieu.

La profondeur de la surface de Mohorovicic est d'environ 30 kilomètres sous l'Allemagne du Sud.

Ces résultats — et les vitesses trouvées pour les différentes ondes — sont discutés et comparés avec les résultats antérieurs. L'étude des séismes naturels de Souabe a conduit à des résultats qui s'opposent en partie aux nôtres: la question de la profondeur des foyers appelle en particulier de nouvelles recherches. Une importante bibliographie termine le mémoire.

I.

LES EXPLOSIONS

INTRODUCTION.

Le 14 novembre 1947, les stations séismologiques du réseau suisse, de Stuttgart et de Strasbourg inscrivirent un tremblement de terre rapproché: l'étude des phases, très nettes, permettait de fixer pour épicerentre un point voisin de Haslach, dans la Forêt-Noire. M. P. Stahl, alors détaché au service du C. N. R. S. à Gengenbach fit faire l'enquête habituelle par questionnaires pour tenter de définir la zone macroséismique et apprit ainsi que la secousse avait eu pour cause l'explosion provoquée de 70 tonnes d'explosifs dans une carrière souterraine des environs d'Haslach. Il apprit aussi que les services français du désarmement poursuivraient la destruction de cette carrière en provoquant de nouvelles explosions importantes.

L'Institut de Physique du Globe de Strasbourg décida alors de profiter de ces nouvelles explosions pour tenter une étude scientifique. Le docteur R. Fraser du service scientifique de contrôle en zone britannique d'occupation (Scientific adviser Research Branch) fut prévenu par nos soins et invita l'Institut géophysique

de Göttingen — qui venait d'étudier l'explosion d'Heligoland — à participer à nos expériences. En outre, les stations sismologiques permanentes furent prévenues et un programme d'écoute des ondes sonores fut préparé.

Le général de division Humbert, Directeur Général du Contrôle du désarmement, voulut bien nous autoriser à entreprendre ces expériences et chargea le colonel d'Anselme de se tenir en liaison avec notre Institut.

Nous tenons à remercier spécialement le lieutenant Degianpetro, chef de l'équipe de destruction, qui vint à Strasbourg s'entretenir avec nous de la préparation des expériences et qui veilla à ce que ces expériences — qui eurent lieu les 28 et 29 avril 1948 — puissent permettre toute la précision scientifique désirable.

Les copies des enregistrements obtenus par les équipes allemandes nous ont été de suite communiquées par les Docteurs Bartels et Schulze ; nous les en remercions ici. Le présent mémoire comporte l'étude de tout le matériel rassemblé et en particulier des séismogrammes qu'ont bien voulu nous faire parvenir les Directeurs des stations de Bâle, Coire, Stuttgart et Zürich.

LES CARRIÈRES D'HASLACH.

Les carrières souterraines d'Haslach se trouvent à environ 2.000 m. au SE de la localité du même nom au flanc du massif montagneux du Urenkopf, entre les vallées de la Kinzig et de Mühlenbach (fig. 6). Elles comportaient, d'une part, l'Usine « Vulkan », ensemble de quatre étages de galeries longues de plus de 400 mètres destinées à exploiter un filon d'amphibolite au milieu d'une masse de gneiss et, d'autre part, les galeries annexes du Schlehdorn. Dans ces galeries transformées en usine de guerre vers la fin des hostilités 1939-1945, de nombreux déportés trouvèrent la mort et la destruction de ces usines fut décidée par les autorités françaises d'occupation. L'usine Vulkan fut détruite les 14 novembre 1947 et 28 avril 1948, l'annexe du Schlehdorn le 29 avril 1948.

M. N. Théobald, professeur de géologie à l'Université de Hombourg, a bien voulu rédiger pour notre mémoire la note qu'on lira plus loin sur la structure géologique de la région de Haslach. Nous l'en remercions bien vivement.

LES CHARGES EXPLOSIVES MISES EN ŒUVRE.

Il nous paraît intéressant de donner avec quelques détails la composition et le poids total des charges explosives employées. On pourra ainsi avoir une idée de l'énergie dégagée.

I. — L'explosion du 14 novembre 1947 avait été provoquée par 2 charges de 33.000 kg et de 34.000 kg. placées à l'intérieur des galeries souterraines et à environ 130 mètres de leur entrée (voir fig. 1) :

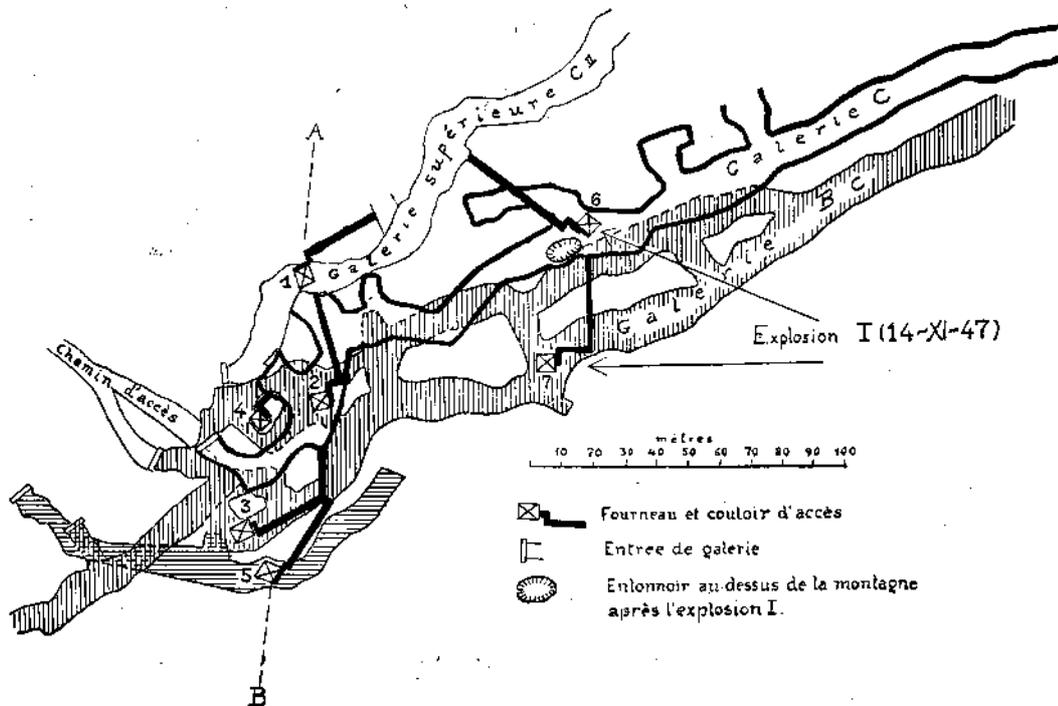


Fig. 1.

Schéma des galeries de l'usine Vulkan et emplacement des charges.

les charges étaient placées au fond de petits couloirs creusés par le génie et de façon à se trouver à quelques mètres au-dessus des galeries principales BC et C. La composition des charges était la suivante :

Fourneau	Plastic	Donarit gelatine	Total
6.....	23.000	10.000	33.000
7.....	34.000	—	34.000
aux. 6.....	125	—	125
aux. 4 et 5.....	2.000	—	2.000
Total général.....			69.125 kg.

Les charges principales étaient placées au toit du filon d'amphibolite, à 50 mètres sous la surface et à 9 mètres au-dessus des galeries à détruire ; température de la roche : 6° ; distance des charges : 44 mètres ; altitude du point moyen des charges : 470 mètres.

II. — L'explosion du 28 avril 1948 comportait 5 fourneaux placés comme les précédents au fond de petits couloirs d'accès et situés au-dessus des galeries principales. Les charges étaient cette fois à proximité même de l'entrée des galeries (20 à 50 mètres) (fig. 1 et coupe fig. 2).

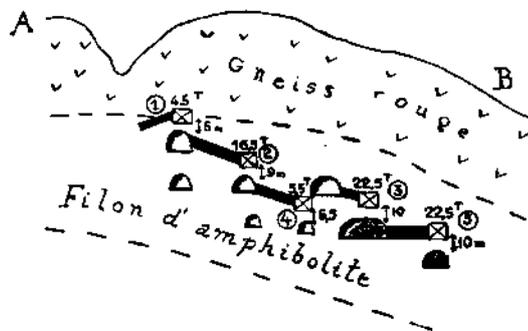


Fig. 2.
Coupe verticale de l'usine Vulkan et emplacement des charges.
(Voir l'emplacement du profil AB sur le plan fig. 1)

La composition des charges était la suivante :

Fourneau	Plastic	Mines	Obus	Bombes	Panzerfaust	Bengalors	Amatol	Total
N° 1...	4496	—	—	—	—	—	—	4496
» 2...	7504	9000	—	—	—	—	—	16504
» 3...	6608	—	—	9376	—	6600	—	22584
» 4...	3040	1775	—	—	720	—	—	5535
» 5...	4320	—	4591	1440	—	6360	5780	22491
Filier I.	1600	—	—	—	—	—	—	1600
Total (en kg.)								73210

Les fourneaux étaient également placés au toit du filon d'amphibolite et entre 4 et 11 mètres au-dessus des galeries (schéma fig. 2). La température de la roche était de 9°. Les fourneaux les plus éloignés étaient distants de 100 mètres ; l'altitude du point moyen des charges était de 463 mètres.

III. — Destruction de Schlehdorn (29 avril 1948).

2 fourneaux SI et SII comportaient l'un 3.500 kg. d'explosif T. N. T. et 515 kg. de mines, le deuxième 6.500 kg. de T. N. T. et 480 kg. de mines ; au total 10.995 kgs. Distance des 2 fourneaux : 53 mètres ; altitude moyenne 413 mètres.

II.

STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE HASLACH

par

N. THÉOBALD.

LE CADRE GÉOLOGIQUE.

Les carrières de Haslach se trouvent dans la partie centrale du massif primaire du Schwarzwald ou Forêt-Noire.

Le massif du Schwarzwald est constitué par un socle cristallin formé essentiellement de gneiss, de granites et de roches associées.

Cette zone cristalline s'étend en direction sensiblement Sud-Nord depuis le bassin permien ennoyé sous le Jura de la région de Säckingen au Sud jusqu'au bassin permien de Baden-Baden au Nord.

La dépression Badenweiler-Schönau-Lenzkirch de direction générale WE, où affleurent les roches dévono-dinantiennes, permet de séparer une partie méridionale caractérisée par la grande extension des massifs granitiques d'âge hercynien.

Le bassin carbonifère réduit de Berghaupten au Sud-Est d'Offenburg permet, d'autre part, de séparer une partie septentrionale où affleurent les granites de Forbach.

La région de Haslach se trouve donc placée vers l'extrémité septentrionale de la partie centrale du massif schwarzwaldien essentiellement formée de gneiss et de roches associées telles les amphibolites. L'usine souterraine de Haslach avait été aménagée dans une carrière exploitant une lentille d'amphibolite, tandis que la carrière du Schlehborn, située à quelques centaines de mètres en contre-bas et à l'Ouest de la précédente, se trouvait implantée dans les gneiss.

Ce complexe gneissique est bordé à l'Est par des massifs de granite dont le granite de Triberg au N et celui de Eisenbach-Bärhalde plus au Sud.

La région gneissique de Haslach est donc comprise entre le massif des granites de Forbach au NW et celui des granites de Triberg au SE. Elle se prolonge vers le Sud jusqu'au delà du Schauinsland et du Feldberg où le Schwarzwald culmine vers 1493 m.

Vers l'Est et vers le Nord, la couverture sédimentaire permienne et triasique vient recouvrir progressivement le socle ancien. Ainsi le sommet de la Hornisgründe (1164 m.) est couvert de grès triasique.

A l'Est du Schwarzwald au delà de Villingen les grès, calcaires et marnes triasiques forment une zone déprimée, la Baar, que dominent plus à l'Est encore les replats de calcaires jurassiques du Jura souabe ou Alb. En direction Sud-Est, on trouverait les volcans du Hégau et le bassin mollassique suisse de la dépression périalpine (v. coupe fig. 4).

Vers l'Ouest, le Schwarzwald retombe brusquement sur le fossé rhénan, énorme dépression subméridienne, formée à l'époque tertiaire, large de 50 à 100 km., affaissée par failles dont le rejet total est de l'ordre de 2 à 3.000 mètres.

Entre le massif ancien et le fossé rhénan comblé de sédiments oligocènes et quaternaires, s'étend une zone de collines où affleurent en une mosaïque des plus variées les roches sédimentaires triasiques, jurassiques et tertiaires. Elles sont groupées en compartiments monoclinaux dont le champ de fractures s'étendant entre Emmendingen et Offenburg offre un exemple typique.

Les dislocations tertiaires ont aussi affecté le vieux socle hercynien. Dans le Sud du Schwarzwald, c'est le fossé de Bonndorf dont le parcours est jalonné par des venues éruptives d'âge miocène, les plus importantes étant les volcans du Hégau au SE, le massif volcanique du Kaiserstuhl au NW. Dans les environs de Haslach, il faut citer la faille de l'Elz, longue ligne de dislocation de direction varisque suivant la vallée de l'Elz et d'un rejet total dépassant 700 m. Dans la région de Triberg une importante faille de direction hercynienne SE-NW affaisse les grès permien contre les gneiss et les granites.

Le cadre géologique dans lequel eut lieu l'explosion de Haslach étant ainsi esquissé, il convient de préciser encore la nature des roches formant le sous-sol de la région.

LA NATURE DU SOUS-SOL.

Le sous-sol de la région de Haslach est formé de gneiss renfermant à l'état de lentilles des roches associées diverses, telles les amphibolites.

La structure de ces gneiss est excessivement variée et l'on peut en distinguer de nombreux types dont l'origine est d'ailleurs compliquée.

Rosenbusch a établi dans cette région (1889-1903) deux types extrêmes de gneiss, les paragneiss et les orthogneiss.

Les paragneiss ou *Renchgneiss* varient considérablement tant dans leur structure, la grosseur du grain que dans leur composition minéralogique. On peut les observer aux environs immédiats de la carrière de

l'Urenkopf et dans le Mühlenbachtal débouchant au Sud de Haslach ; ils affleurent largement au Nord de la Kinzig. Ils sont très riches en mica, renferment de la sillimanite, de la cordiérite et ont toujours un aspect nettement feuilleté. Ces gneiss, peu résistants, se décomposent facilement en feuillets et se délitent en une arène riche en mica. On les considère comme dérivant par métamorphisme des roches sédimentaires préexistantes : grauwackes, quartzites, arkoses, schistes argileux que l'on trouve encore parfois à l'état de résidus incomplètement assimilés à l'intérieur des massifs gneissiques.

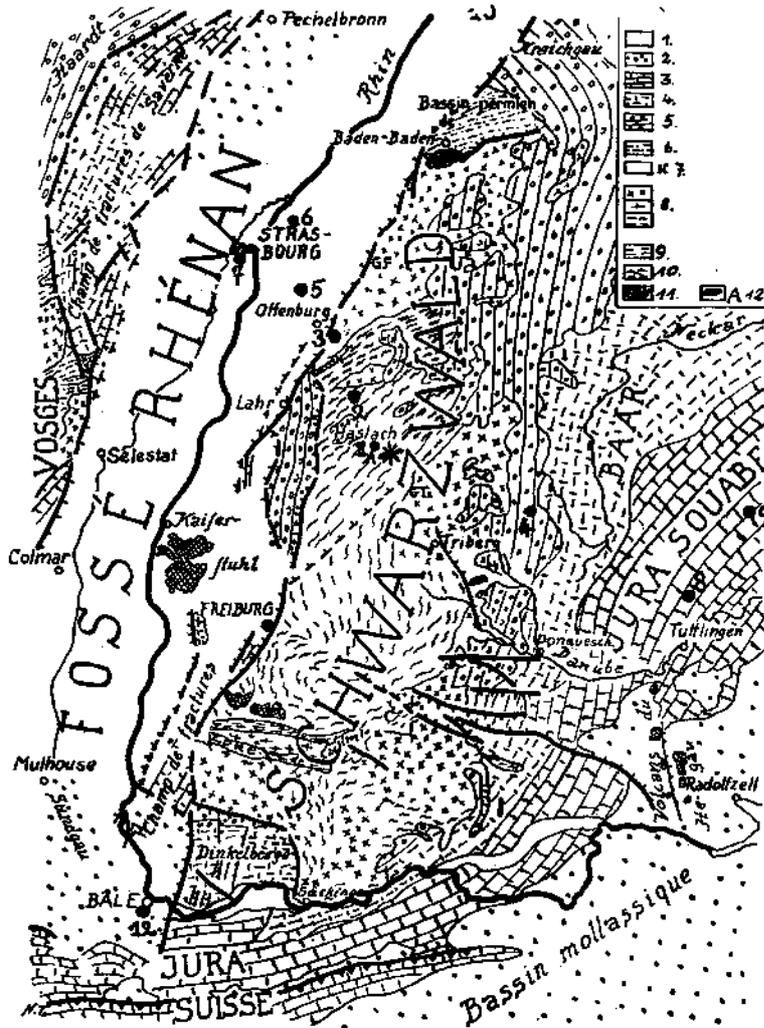


Fig. 3.
Carte géologique de la Forêt-Noire.

1.: quaternaire ; 2.: tertiaire ; 3.: jurassique ; 4.: trias supérieur et moyen ; 5.: Bundsandstein et permien supérieur ; 6.: permien inférieur ; 7.: houiller ; 8.: granites ; 9.: schistes, grauwackes, etc... ; 10.: gneiss ; 11.: roches volcaniques ; 12.: filon d'amphibolite.

Les points noirs numérotés marquent les emplacements d'une partie des stations sismiques.

Les orthogneiss ou Schapbachgneiss¹⁾ sont plus uniformes, de teinte généralement claire, d'aspect feuilleté peu apparent passant souvent à une structure granitoïde. Ils renferment moins de mica et plus de feldspath que les Renghneiss, se décomposent en blocs à la manière des granites et forment souvent des chaos de rochers. On les considère comme dérivant des roches éruptives ; la texture litée leur aurait été imprimée par la pression des mouvements orogéniques.

¹⁾ Le type en a été pris à la carrière du Vogelsberg dans la vallée de Schapbach.

Les gneiss se sont formés à des époques très reculées, il y a plus de 500 millions d'années, à l'époque précambrienne. Lors de ce premier métamorphisme, des magmas granitiques et des magmas basiques se sont introduits dans les séries sédimentaires.

Les séries sédimentaires ont donné naissance aux paragneiss. Des magmas granitiques dérivent les orthogneiss. Quant aux intrusions basiques, on les trouve à l'heure actuelle sous forme de gabbros, de lherzolites et d'amphibolites.

Les *amphibolites*, de teinte verdâtre en général, sont des roches cristallines à structure grenue excessivement compactes, essentiellement formées de hornblende associée à du feldspath oligoclase, du quartz, du mica noir, de l'augite, du grenat, etc. A cause de leur dureté, elles étaient activement exploitées pour l'empierrement des routes. La structure des amphibolites de l'Urenkopf montre des déformations de texture dues à des recristallisations partielles sous l'influence de phénomènes anatexiques ultérieurs. La lentille, longue d'environ 1 km., plonge de 75° vers le SSE. Au contact des gneiss s'est développée une zone de mylonitisation, témoignage d'importants efforts tectoniques. Notons encore qu'au contact de la zone de dislocation on rencontre de nombreux minerais de néoformation hydrothermale tels que: la chlorite ($Mg^4Al^2(OH)^6/Al^2Si^2O^{10} + Mg^6(OH)^6/Si^4O^{10} + Fe II^4Al^2(OH)^6/Al^2Si^2O^{10} + Fe II^6(OH)^6/Si^4O^{10}$), la calcite (CO^2Ca), la datolite ($Ca(OH/B Si O^4)$), la pectolite ($Ca^2 Na Si^3 O^8 OH$ ou $(Ca, Na, Mn)^3 Si^3 (O, OH)^9$), l'apophyllite ($K Ca^4 F / (Si^4 O^{10})^2 \cdot 8 H^2O$), la préhnite ($H^2 Ca^2 Al^2 (Si O^4)^3$), la thaumasite ($2 Ca CO^2 \cdot 2 Ca SO^4 \cdot 2 (Ca Si O^4 (OH)^2) \cdot 27 H^2O$).

En réalité, les magmas granitiques et basiques se sont plus ou moins mélangés avec les roches sédimentaires transformées en paragneiss en donnant naissance à des *migmatites* (Mischgesteine). Comme les intrusions ont eu lieu au cours de mouvements orogéniques, toutes ces roches sont plus ou moins déformées tectoniquement.

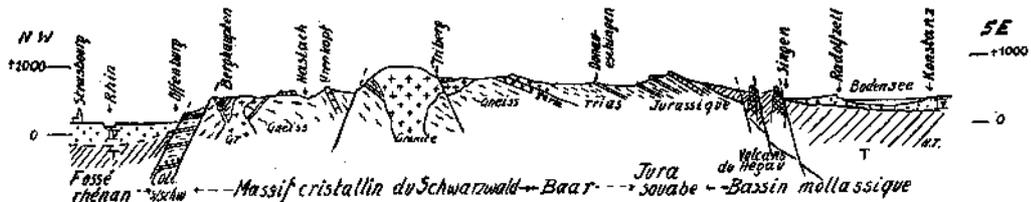


Fig. 4. Coupe géologique à travers la Forêt-Noire de Strasbourg au lac de Constance (N. THEOBALD).

Ainsi qu'il a été dit plus haut pour les amphibolites, toutes ces roches, paragneiss, orthogneiss et migmatites ont subi ultérieurement d'importantes modifications de structure dues à une remobilisation plus ou moins complète de leurs éléments. Ce phénomène de mobilisation, désignée sous le nom d'anatexie, a donné naissance à ces types nouveaux de gneiss dits gneiss anatexiques ou *anatexites*.

Ce phénomène de mobilisation a pu se faire sous l'influence de facteurs divers — tels que l'élévation de température, de pression ou l'apport de fumerolles magmatiques — et par des mécanismes variés. Il a pu être réalisé à des degrés divers.

Certains gneiss n'ont subi qu'une anatexie partielle s'exprimant surtout par la mobilisation des éléments blancs (quartz et feldspath). La roche prend un aspect nettement lité avec grosses veines blanches de quartz et de feldspath et une trame de veines foncées formées de mica et de hornblende. C'est le cas de la plupart des gneiss environnant la lentille d'amphibolite, notamment des gneiss affleurant dans la carrière de Schleichdorn à quelques centaines de mètres en contrebas de l'ancienne usine souterraine. Il s'agit ici d'une migmatite plus ou moins homogène entourée de paragneiss à cordiérite, sillimanite et disthène, les deux partiellement recristallisés anatexiquement (5). Par endroits on observe le développement de larges plages de mica.

A la carrière du Hechtsberg, 9,5 km. à l'E de Haslach dans la vallée de la Kinzig, on peut aussi observer une migmatite anatexique assez homogène où l'on reconnaît le magma ancien formé de bandes à cristaux orientés parallèlement et les bandes à cristaux non orientés provenant de l'anatexie ultérieure.

Les gneiss ont pu subir une mobilisation plus complète allant jusqu'à la remise en mouvement des éléments noirs. Toute la masse de la roche recristallise en prenant une orientation quelconque. Les veines perdent leur structure litée et prennent un aspect grenu. La mobilisation peut s'accompagner de mouvements de brassage provoquant l'homogénéisation de la masse, la disparition de la stratification initiale et la formation de roches d'aspect granitoïde. Cette mobilisation aboutit à la formation de roches cristallines d'origine métamorphique. C'est la palingénèse des auteurs allemands. L'anatexie très complète est qualifiée de *Diatexie*. La palingénèse serait l'origine de la plupart des roches désignées autrefois sous le nom de syénites et de diorites. Les syénites du Baslibühl sur la rive droite de la Kinzig à l'aval du confluent de la Gutach et de la Kinzig, à l'amont de Haslach, pourraient avoir cette origine.

Mais d'une façon générale, il faut noter que les gneiss des environs de Haslach appartiennent à la série des anatexites. Les diatexites totalement recristallisées, formant transition vers les roches cristallines, se sont

sans doute localisées à un étage plus profond. Elles n'affleurent guère dans la région de Haslach, mais sont beaucoup plus développées dans la partie méridionale du massif gneissique. Il apparaît ainsi que la partie septentrionale du massif gneissique, la région de Haslach, appartient à une zone moins profonde que la partie méridionale du massif gneissique, la région du Schauinsland-Feldberg. La région de Haslach semble donc avoir été moins fortement relevée par les mouvements tectoniques que ne l'a été cette dernière.

En profondeur existent certainement des granites. Ces derniers ont percé à jour lors des mouvements hercyniens.

Au NW c'est le massif des granites de Forbach formé de granites à deux micas, à gros grain, présentant par endroits des faciès porphyroïdes et des bandes de granite où abondent le mica blanc et la cordiérite.

Au SE c'est le granite de Triberg, masse homogène de granite à mica noir, à feldspath orthose et oligoclase, renfermant comme minéraux accessoires l'apatite, la magnétite, le zircon. Il présente plusieurs variations locales et s'accompagne de nombreuses roches de filons.

Le massif d'Eisenbach, situé plus au Sud, est formé de granites à deux micas présentant souvent un faciès porphyroïde.

Tous ces massifs granitiques ont des contours discordants, les classant parmi les massifs posttectoniques du type classique. Ils ont été mis en place après les plissements hercyniens de la zone du Culm du Schwarzwald méridional.

CONCLUSIONS.

En résumé, la région de Haslach appartient à un socle très ancien formé de gneiss divers renfermant des inclusions basiques telles les amphibolites. Le tout a été fortement déformé par les mouvements tectoniques et par des phénomènes anatexiques. Ces complexes gneissiques d'âge indéterminé en partie précambriens ont été affectés par les mouvements hercyniens et traversés par des magmas granitiques et des filons en dérivant. La tectonique hercynienne donne la clef de la structure profonde du massif. Mais ce dernier a été ultérieurement soumis à des phénomènes d'érosion ou a servi d'aire de sédimentation avant d'être définitivement exondé lors des mouvements d'âge alpin qui lui ont imprimé sa structure définitive.

Son aspect morphologique actuel est la résultante de cette tectonique ancienne et du travail sculptural des agents d'érosion.

BIBLIOGRAPHIE.

1. W. DIECKE. — Geologie von Baden, Berlin, 1916.
2. I. EIGENFELD-MENDE. — Metamorphe Umwandlungerscheinungen an Metabasiten des Südschwarzwaldes. *Mitt. Bad. Geol. L. A.*, N. F. H. 1, 1948.
3. O. H. ERDMANNSDÖRFFER. — Magmatische und metasomatische Prozesse in Graniten, insbesondere Zweiglimmergraniten. *Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie*, Bd. I, H. 2/3, 1948, p. 213-250.
4. D. HORNES. — Aufbau des südlichen Schwarzwaldes. *Führer zu petrographisch-geologischen Excursionen im Schwarzwald und Kaiserstuhl*, Stuttgart, 1949.
5. K. R. MEHNERT. — Aufbau des mittleren Schwarzwaldes, *ibid.*
6. N. THÉOBALD. — Structure géologique de la partie Sud du Pays de Bade. *Livret-guide, publié à l'occasion de l'excursion géol. interuniversitaire*, Offenbourg, 1947.
7. N. THÉOBALD. — Que savons-nous actuellement sur l'histoire géologique de la Forêt-Noire. *Réalités allemandes*, N° 5, mai 1949.

N. THÉOBALD.

III.

ÉTUDE SÉISMIQUE

par

J. P. ROTHÉ et E. PETERSCHMITT.

LES STATIONS SÉISMQUES.

L'Institut de Physique du Globe de Strasbourg installa à Biberach, Ortenberg et Griesheim 3 stations provisoires le long d'un profil reliant la station permanente de Strasbourg aux points d'explosions ; ce profil, destiné à l'étude de la propagation à travers le massif de la Forêt-Noire et la plaine rhénane, fut complété par une station installée à Zierolshofen et mise à notre disposition par l'Institut Géophysique de Goettingen. Par ailleurs, ce même Institut installa 9 stations provisoires le long d'un profil orienté en sens inverse du profil précédent et s'étendant en direction Sud-Est d'Haslach aux contreforts des Alpes suivant une ligne jalonnée approximativement par les localités de Rottweil, Ravensbourg et Kempten.

Enfin, une station fut installée à Haslach même à moins de deux kilomètres des points d'explosion.
 Les stations de Haslach (villa Sonnenhof), Biberach (école), Ortenberg (vieille tour au N. du château) et Griesheim (villa Kempff sur la route de Windschläg) à 2, 10, 22 et 30 km. des points d'explosion étaient reliées par un réseau téléphonique spécialisé représentant plus de 100 km. de lignes ; ce réseau avait pu être constitué grâce à la bienveillance de la Direction des P. T. T. en zone française d'occupation et avec l'aide d'une équipe fournie par le 42^e Régiment de Transmissions. Le schéma des liaisons téléphoniques est représenté fig. 5.

Le circuit destiné à enregistrer l'instant de l'explosion était enroulé dans l'une des charges et était rompu au moment de l'explosion ; ce circuit passait par les stations d'Haslach et de Biberach ; à Haslach la rupture du courant déclenchait un ressort dont les vibrations étaient enregistrées ; à Biberach était installé un tableau de commutation auquel étaient reliés une source de courant (accumulateurs 40 v.), le circuit d'explosion, les marqueurs de temps des trois séismographes de Biberach, Ortenberg et Griesheim et le circuit d'une pendulette Leroy donnant des contacts toutes les secondes ; ces contacts et l'instant de l'explosion étaient donc enregistrés simultanément dans les 3 stations.

Ces stations pouvaient jusqu'au dernier moment rester en liaison téléphonique avec le P. C. installé sur le sommet de la crête boisée (cote 529,1) au Sud de Haslach, et d'où était commandée la mise de feu.

Les séismographes de l'Institut Géophysique de Göttingen inscrivaient par l'intermédiaire de postes récepteurs les signaux horaires émis spécialement par Radio-Munich suivant un dispositif déjà mis à l'épreuve dans l'expérience d'Héligoland : de 16 h. 29 à 16 h. 32, chaque seconde, un top d'une durée de $1/10^{\text{e}}$ de seconde était émis ; ce signal était fourni par une horloge à quartz Rhode et Schwartz et s'inscrivait sur les enregistreurs des séismographes.

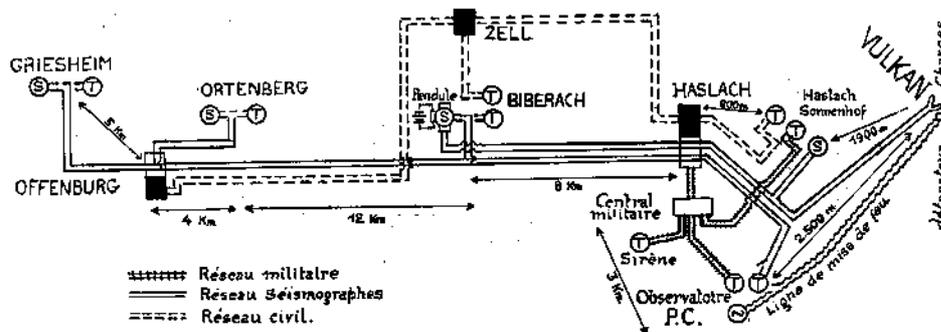


Fig. 5.
 Schéma des liaisons téléphoniques.

A Biberach, à Ortenberg et à Griesheim étaient installés des séismographes mécano-optiques Askania Schweydar dont le grandissement statique est de l'ordre de 20.000 enregistrant la composante verticale et la composante horizontale longitudinale. La période propre est d'environ 0,07 s. pour les deux composantes. La vitesse de déroulement est comprise suivant l'appareil entre 5 et 6 centimètres par seconde. Les lectures sur les bandes d'enregistrement sont donc possibles au $1 : 500^{\text{e}}$ de seconde. Un marqueur de temps monté dans l'appareil enregistreur inscrit des éclairs espacés de 0,177 seconde. A Griesheim fut également installée une composante horizontale Mintrop.

Aux autres stations provisoires, l'Institut Géophysique de Göttingen utilisa de petits séismographes portatifs construits par cet Institut (types Wiechert et Angenheister) enregistrant la composante verticale du mouvement du sol ; en outre, en deux de ces stations furent installés également 2 séismographes horizontaux inscrivant les mouvements dans la direction du profil et dans la direction perpendiculaire. L'enregistrement sur film était partout mécano-optique ; la vitesse de déroulement du papier était en général comprise entre 12 et 16 mm/sec. ; les dépouillements des temps d'arrivée des phases pouvaient donc être faits au $1 : 100^{\text{e}}$ de seconde. Le grandissement des mouvements du sol était de 20.000 à 25.000 aux stations proches, de 40.000 à 50.000 aux stations plus éloignées ; la période propre, de l'ordre de 0 s 3.

Les observatoires permanents enregistrèrent les explosions avec leurs dispositifs habituels.

COORDONNÉES GÉOGRAPHIQUES DES STATIONS ET DISTANCES.

Le tableau I suivant contient les coordonnées des points d'explosion et des différentes stations séismiques ainsi que les distances de ces stations aux points d'explosion du 28 avril 1948 (explosion II) et du 29 avril (explosion III).

Les coordonnées Lambert et Gauss-Krüger qu'on trouvera au tableau II ont été déterminées par une équipe du Service Géographique des T. O. A. Le commandant Hugoniot voudra bien trouver ici l'expression de nos remerciements.

Les distances ont été calculées par la formule $D^2 = \Delta X^2 + \Delta Y^2$ (pour les stations figurant au tableau II) et par la formule de Wiechert $D^2 = (\varphi - \varphi_0)^2 r_1^2 + (\lambda - \lambda_0)^2 r_2^2 \cos \varphi \cos \varphi_0$ pour les autres stations.

TABLEAU I.

N° de la Station	STATION	COORDONNÉES			DISTANCES	
		Latitude	Longitude	Altitude	D II km	D III km
	Explosion II (Vulkan)	48°15',970	8°07',072	463 m	—	—
	Explosion III (Schledhorn)	48°16',059	8°06',750	413	—	—
1	Haslach	48°16',48	8°05',71	230	1,928	1,501
2	Biberach	48°20',47	8°01',69	190	10,686	10,312
3	Ortenberg	48°26',68	7°58',42	220	22,564	22,232
4	Mariazell	48°11',149	8°27',434	715	26,75	27,16
5	Griesheim	48°30',47	7°55',86	146	30,357	30,029
6	Zierolshofen	48°36',68	7°54',75	135	41,192	40,891
7	Strasbourg	48°35',1	7°45',9	135	43,95	43,58
8	Dürbheim	48°03',564	8°47',497	725	55,13	55,56
9	Messstetten	48°10',9	8°57',7	905	63,36	—
10	Forchheim	48°58',729	8°20',521	116	80,78	—
11	Ringgenbach	47°59',554	9°09',855	600	83,61	84,03
12	Bâle	47°32',4	7°35',0	309	90,1	90,0
13	Stuttgart	48°46',25	9°11',60	375	97,3	97,6
14	Jettkofen	47°58',130	9°22',167	605	98,88	99,30
15	Zürich	47°22',1	8°34',8	604	105,6	105,9
16	Wolpertschwende	47°53',657	9°36',689	580	118,70	119,13
17	Mannheim	49°27',242	8°27',063	92	134,50	—
18	Immenried	47°50',006	9°52',575	680	139,57	140,00
19	Unterkürnach	47°44',700	10°09',887	825	163,32	163,76
20	Neuchâtel	46°59',8	6°57',4	487	165,95	—
21	Unterschwarzenberg ..	47°40',089	10°27',975	920	187,50	187,94
22	Coire	46°51',0	9°32',2	630	190,2	—
23	Schwangau	47°34',949	10°44',056	790	209,79	210,20
24	Iena	50°56',1	11°35',0	195	388,0	—

TABLEAU II.

	Gauss-Krüger (9°)		Lambert Nord de guerre	
	Recht	Hoch	X	Y
Explosion II	34518,7	47853,9	628309,8	162913,2
Explosion III	34121,7	48024,0	627910,2	163076,6
Haslach	32850,7	48822,6	626626,8	163853,6
Biberach	27096,6	56319,0	621651,9	171264,6
Ortenberg	24087,4	67862,1	617554,7	182734,9
Griesheim	20993,2	75031,1	614344,2	189847,5
Zierolshofen	19703,5	86288,6	612869,4	201075,0
Strasbourg	09025,(0)	83663,(0)	602225,(0)	198275,(0)

DÉTERMINATION DES HEURES ORIGINES DES EXPLOSIONS II ET III.

La détermination des heures origines des 2 explosions II et III a été faite d'après les inscriptions obtenues à Haslach (Sonnenhof) par le docteur Schulze où les signaux horaires étaient enregistrés en même temps que les instants des explosions. Les chiffres obtenus sont :

Explosion II (28 avril 1948) : 14 h. 29 m. 48s,66 (T. M. G.),
Explosion III (29 avril 1948) : 14 h. 30 m. 05s,29 (T. M. G.).

SITUATION GÉOLOGIQUE DES STATIONS SÉISMQUES SUIVANT LE PROFIL STRASBOURG-HASLACH-ALPES.

Les stations de Strasbourg, Zierolshofen et Griesheim sont situées dans la plaine alluviale du Rhin : en l'absence de sondages profonds l'épaisseur des alluvions et les terrains tertiaires et secondaires qui remplissent le fossé rhénan n'est pas connue exactement : on peut l'estimer à 300 mètres pour les alluvions et à 1.500 ou 2.000 mètres pour les terrains sédimentaires (le forage de Kutzenhausen sur le bord ouest du fossé rhénan, a rencontré du granit à 1.573 m. de profondeur).

La station d'Ortenberg est située sur une butte de terrains granitiques immédiatement à l'est de la faille bordière de la Forêt-Noire. A Biberach, la couche d'alluvions de la vallée de Kinzig est certainement mince et repose directement sur le socle granito-gneissique. Il en est de même à Haslach.

La situation géologique des autres stations du profil a été décrite par H. Reich (19) et sera résumée ici.

Mariazell, au SE de Schramberg, est situé sur le grès vosgien : l'épaisseur des terrains sédimentaires (grès vosgien et permien) y est inférieure à 300 mètres. A Dürbheim, il y a environ 800 mètres de terrains secondaires (grès vosgien : 150 m. ; Muschelkalk : 200 m. ; Keuper : 150 m. ; Lias : 100 m. ; Jurassique moyen : 200 m.). A Ringgenbach, près de Messkirch, le jurassique (Jura blanc = jurassique supérieur) est déjà recouvert par une mince couche de terrains tertiaires et d'alluvions ; l'épaisseur totale des terrains sédimentaires ne doit cependant pas dépasser 1.000 mètres.

A Jettkofen, les mesures de réfraction sismique effectuées par le Reichsamt für Bodenforschung (Henrici) fixent à la Molasse une épaisseur d'environ 500 mètres ; comme l'épaisseur des terrains mésozoïques doit avoir diminué, il est probable que le socle cristallin doit se trouver vers 1.200 m. de profondeur. La station de Wolpertschwende se trouve sur le miocène supérieur ; le tertiaire y a une épaisseur d'environ 1.000 m. et le mésozoïque 500 m.

A Immenried, situé sur la molasse d'eau douce supérieure, des mesures de réflexion sismique conduisent à attribuer aux couches sédimentaires une épaisseur de 2.500 mètres. Cette épaisseur augmente progressivement vers le Sud-Est et doit atteindre 3.000 m. à Unterkürnach, 3.500 m. à Unterschwarzenberg. La dernière station du profil, Schwangau, est située sur les cailloutis de la vallée de la Lech, cailloutis qui reposent sans doute sur du Flysch alpin.

DÉPOUILLEMENT DES SÉISMOGRAMMES. — TEMPS DE PROPAGATION.

On trouvera ci-dessous le dépouillement complet des séismogrammes. Les lectures des phases ont été faites indépendamment par E. Peterschmitt (P), J. Rothé (R) et par l'Institut Géophysique de Göttingen (G) ; les lectures indiquées par les lettres S et Z ont été extraites des bulletins sismiques de Stuttgart et de Zürich ; z, H, N, etc... désignent des phases lues respectivement sur une composante verticale, horizontale, Nord, etc...

HASLACH III		BIBERACH III		BIBERACH II	
D = 1,501 km.		D = 10,31 km.		D = 10,69 km.	
i P ₁	{ 0,36 R	i z P ₁	{ 1,989 P	i z P ₁	{ 2,062 P
	{ 0,37 P		{ 1,992 R		{ 2,064 R
i (S ₁)	{ 0,77 P	i z	{ 2,122 P	i H	{ 2,817 R
		i H	{ 2,202 R		{ 2,818 P
		i	{ 2,598 R		{ 3,177 R
		i z	{ 3,322 R		{ 3,188 P
			{ 3,325 P	i H S ₁	{ 3,629 R
HASLACH II		i ! S ₁	{ 3,535 P	i z	{ 3,710 R
D = 1,928 km.			{ 3,538 R		{ 3,717 P
i P ₁	{ 0,45 R	i H	{ 4,283 P		{ 4,010 R
	{ 0,46 G		{ 4,737 P		{ 4,017 P
	{ 0,47 P	i ! P ₁ P ₁	{ 5,904 P	i z H	{ 4,540 R
i (S ₁)	{ 0,85 P		{ 5,907 R	i	{ 4,575 P
		i z	{ 7,155 R		{ 5,050 R
		e H	{ 7,157 P	L ?	{ 5,065 P
		e H z	{ 7,367 P	e H	{ 5,245 P
			{ 7,385 R	(crochet isolé)	
				Max. z	6,12
				Début des	
				grandes pé-	6,72
				riodes	
				Max. des	
				grandes pé-	7,92
				riodes	
ORTENBERG II		MARIAZELL II		GRIESHEIM III	
D = 22,56 km.		D = 26,75 km.		D = 30,03 km.	
i z P ₁	{ 4,112 P	i P ₁	{ 4,80 G, P	i P ₁	{ 5,721 R
	{ 4,128 R		{ 4,90 R		{ 5,723 P
e z	{ 4,376 P	e	{ 5,59 P	i H	{ 6,164 P
	{ 4,386 R	e	{ 6,00 P		{ 6,173 R
e P ₁ P ₁	{ 6,559 R	i P ₁ P ₁	{ 7,64 P, R	e H	{ 7,001 R
	{ 6,561 P	e S ₁	{ 8,34 G, R	e z P ₁ P ₁	{ 8,074 P
e	{ 6,745 P		{ 8,44 P		{ 8,082 R
	{ 6,750 R	e	{ 9,04	e z	{ 8,474 P
e Hz S ₁	{ 7,123 P		(période plus longue)		{ 8,478 R
	{ 7,149 R			i ! H S ₁	{ 10,164 R
i H	{ 8,138 R				{ 10,165 P
i L ?	{ 8,54 P			e z	{ 10,39 P
	{ 8,55 R			i H	{ 11,173 R
				(crochet isolé)	
				M	17,25 P

ZIEROLSHOFEN III

D = 40,89 km.

i P ₁	{	7,81 R
		7,82 P
i		8,13 P
i		8,35 P
i		8,69 P
i		9,32 P
i!		9,49 P, R
i	{	10,97 R
		11,03 P
i S ₁		12,92 R
		12,95 P

ZIEROLSHOFEN II

D = 41,19 km.

i! P ₁	{	7,81 R
		7,82 P
i		7,84 G
i		8,21 P
	{	8,70 P
		8,71 R
i		9,27 R
		9,29 P
		10,05 P
i		10,71 P
		10,72 R
i		11,7 P
	{	14,51 R
		14,53 P
i		15,11 R
		15,21 P

STRASBOURG III

D = 43,58 km.

e?	8, (7) P (Cp)
e!	16, (7) P (Cp)

inscription très faible sur les autres appareils.
Cp: appareil à courte période Peterschmitt.
GPE: Grand pendule, composante Est.
GPN: grand pendule, composante Nord.

STRASBOURG II

D = 43,95 km.

i P ₁	8,2 P, R (Cp)
e	11,4 P (Cp)
i S ₁	13,8 P, R (GPN)
i	14,8 P (Cp)
o	22,0 P (Cp)
(e)	24,9 R G P E
	onde longue
c	25,7 R G P N
	onde longue
e	28,2 R G P E
	onde longue
i!	28,5 PR G P N
	onde longue
e	31,4 P Cp
e!	49 P, R G P E
	et N Max. à grande période.
e	51,7 P (Cp)
e	54,8 P (Cp)

DURBHEIM III

D = 55,56 km.

i P ₁	{	9,84 G
		9,86 R
e P ₁		10,07 P
e		11,08 R
e P ₁ P ₁	{	11,75 R
		11,89 G
i!		12,13 R
e? (S)		16,3 R

MESSTETTEN II

D = 63,36 km.

(bulletin de Stuttgart)

e S ₁	19,15
e	20,35
M (R)	30,3 (T = 1*5)

FORCHHEIM II

D = 80,78 km.

e P ₁	14,79 G
	14,85 R
	15,63 G
	15,69 R

RINGGENBACH II

D = 83,61 km.

i z P ₁	{	14,62 R
		14,65 G, P
i H		15,02 R, P
i z!	P ₂	{
		15,86 G
		15,87 R
		15,92 P
i H		16,14 P
		16,15 R
i		16,87 P
i S ₁		25,30 R
i S ₂	{	26,23 R
		26,24 P
i		28,05 R
		28,08 P

RINGGENBACH III

D = 84,03 km.

i z P ₁	14,75 P, R	
i	15,17 P, R	
i!	P ₂ {	
		15,86 P
		15,89 R
e		16,0 P
		16,15 R
e S ₁		25,38 R
i		26,03 P
e S ₂		26,51 R
i		26,96 P

BALE III

D = 90,00 km.

e	18,0 Z
e	28,7 Z

BALE II

D = 90,1 km.

e N	(16,4) R	
	(dans l'inter. minute)	
e N	16,85 Z	
e N S ₁	{	
		26,95 P
		27,05 R
e		27,35 Z
i! N	{	
		29,35 P
		29,45 R
e L		42,05 P, R

STUTTART II

D = 97,3 km.

(e)	(16,35) S
i z	P ₁ 17,35 S, R
i	P ₁ 17,85 S, R
i	21,15 S
i! NW	S ₁ ? 28,35 S, R
e	29,85 S
i! NE, NW	S ₂ 30,75 S, R
i z	32,15 S
i z	34,85 S
i	LR 38,4 S, R
	MR 40,0 P

(période plus faible sur compos. NE, longues périodes sur compos. NW). La première émergence est douteuse (interruption de minute).

STUTTART III

D = 97,6 km.

e	17,7 S
e	18,1 S
e	30,2 S
e	30,7 S

JETTKOFEN II

D = 98,88 km.

P ₁	17,26 G
P ₂	18,24 G

ZURICH II

D = 105,6 km.

i z P ₁	18,45 P, R, Z	
i z P ₂	19,05 P, R, Z	
i N S ₁	30,45 P, R	
i z	{	
		32,15 P
		32,25 R
i! N S ₁	32,85 P, R, Z	
i z	33,75 P, R	
L N	41,5 R	
L N	46,95 R	

ZURICH III

D = 105,9 km.

e	18,4 Z
e	19,0 Z
e	32,7 Z

WOLPERTSCHWENDE II

D = 118,70 km.

(e) ?	20,11	P
i P ₁	20,58	R
	20,61	G
	20,65	P
i P ₂	21,28	G
	21,31	R
	21,34	P
e	25,28	R
i S ₁	35,93	R
	35,97	P
i S ₂	36,54	P
	36,58	R
e	45,3	P
	45,47	R

WOLPERTSCHWENDE III

D = 119,13 km.

(e) ?	20,96	P
i P ₂	21,45	P
	21,49	R
i !	21,62	R
e	22,38	R
	22,40	P
i !	23,11	P
	23,13	R
e ?	24,11	P
i S ₂	36,66	R
	36,68	P
i	37,51	P
	37,53	R
e	43,80	P

MANNHEIM II

D = 134,50 km.

i	22,54	R, G
i	24,00	R
i	24,36	R

IMMENRIED II

D = 139,57 km.

e P ₂	24,06	G
	très peu net	
e (P ₃)	24,14	P, R
e	24,35	G
i ! P ₂	24,59	P, R
	24,62	G
e	24,94	R
	24,95	P
e	26,20	
e	26,9	
e S ₂	42,4	

UNTERKURNACH II

D = 163,32 km.

i P ₂	27,00	G
	27,03	P
	27,05	R
i ! P ₂	28,33	R
	28,34	P
	28,39	G
i (P ₁)	28,66	P
e	29,10	P
e	29,50	P
e	30,38	P
i	32,37	P
e	32,67	P
e	33,34	P
e	36,66	P
e	47,59	P
i	48,74	P
i ! S ₂	49,14	P
i	49,98	P
e	51,94	P

UNTERKURNACH III

D = 163,76 km.

e P ₂	27,11	P
	27,13	R
i ! P ₂	28,44	R
	28,46	P
e	28,91	P, R
e	29,55	R
	29,59	P
e	32,96	R
	33,06	P
e	48,61	P
e	48,66	R
e S ₂	49,51	P
e	49,9	P
e	51,13	R

NEUCHÂTEL II

D = 165,95 km.

e ?	25,7	Z
e	48,1	Z

UNTERSCHWARZENBERG II

D = 187,50 km.

e ?	29,87	G
(e) P ₂	30,00	P
e	30,46	P, R
i P ₂	32,07	G
	32,13	P, R
e (P ₁)	33,09	P
i	34,00	P, R
i	34,55	P, R
e	35,46	P
	35,50	R
e	36,05	R
	36,10	P
e	55,09	P
	55,10	R
i ! S ₂	55,86	P
	55,90	R
i	57,57	R
	57,61	P

UNTERSCHWARZENBERG III

D = 187,94 km.

e P ₂	32,15	P
	32,17	R
e	34,50	P
i	34,59	R
e	36,08	P, R
i	55,15	P, R
e	56,47	P
	56,55	R

COIRE II

D = 190,2 km.

e z P ₂	30,45	P
	30,55	R
	30,75	Z
i z	37,15	R
	37,25	P
i y	55,35	R
	55,45	P
i x z	55,85	R
i y S ₂ ?	55,95	P, Z
	56,05	R
e	58,15	P
	58,35	P

SCHWANGAU II

D = 209,79 km.

P ₂	32,56	G
P ₂	35,61	G

Pas de marques de temps.

SCHWANGAU III

D = 210,20 km.

e	37,22	P
	37,28	R
e	37,80	P
e	38,3	P
	38,38	R
e	39,0	P
	39,07	R

Autres crochets d'origine
sismique douteuse.

LENA II

D = 388,0 km.

e	108,3	
---	-------	--



Fig. 6.

Les carrières d'Haslach après l'explosion du 28 avril 1948. (Vue aérienne.)
On trouvera une abondante documentation photographique et cartographique
dans l'ouvrage intitulé "Destruction de l'Usine souterraine Vulkan", publié
par la Direction des Travaux du Génie de Bade, Commandement supérieur
des Troupes d'Occupation en Allemagne (Imprimerie Nationale, 1949).

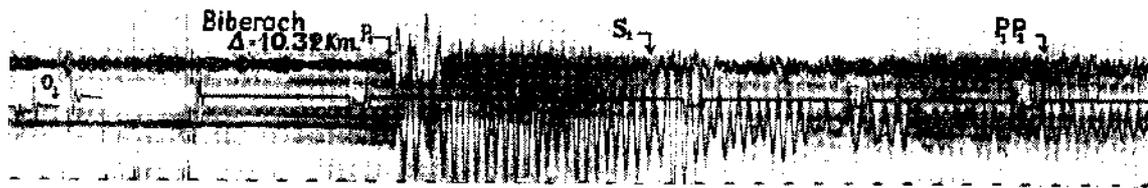


Fig. 7.

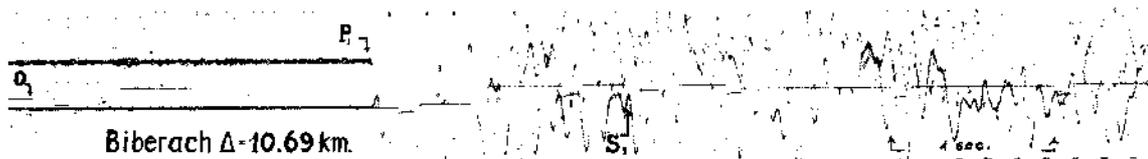


Fig. 8.

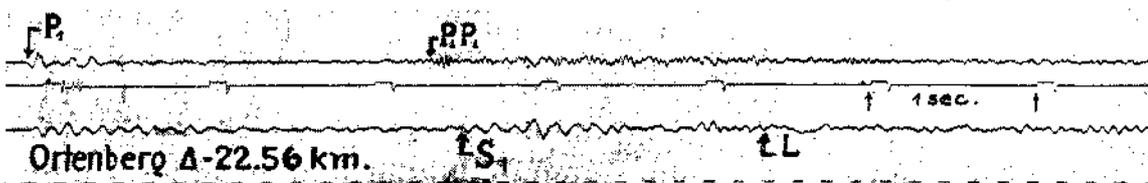


Fig. 9.

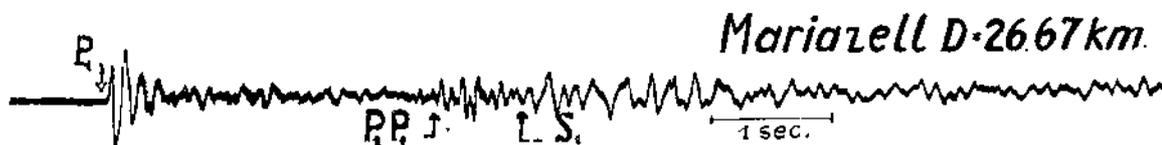


Fig. 10.

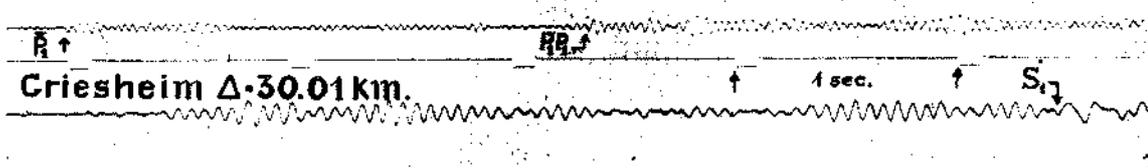


Fig. 11.

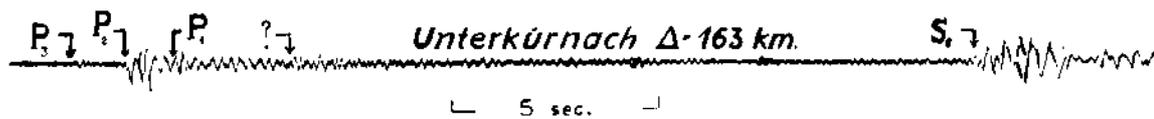


Fig. 12.

IDENTIFICATION DES ONDES ET INTERPRÉTATION.

Nous avons reporté sur un graphique « temps-distances » toutes les lectures des tableaux précédents et essayé d'identifier les ondes correspondantes.

A) LES ONDES LONGITUDINALES.

1) L'onde P I.

Les stations de Haslach, Biberach, Ortenberg et Mariazzell occupant une situation géologique analogue sur — ou immédiatement au voisinage — du socle préhercynien, il n'y a pas lieu d'apporter aux lectures faites dans ces stations des corrections complémentaires. Les premiers impetus sont particulièrement nets (fig. 7 à 11) et définissent une onde ayant une vitesse moyenne de 5630 m./sec.

	D km	t obs. (O)	t calculé (C)	O-C
		s	s	s
Haslach III	1,50	0,36	0,41	— 0,05
Haslach II	1,93	0,46	0,48	— 0,02
Biberach III	10,31	1,99	1,97	+ 0,02
Biberach II	10,69	2,06	2,04	+ 0,02
Ortenberg II	22,56	4,12	4,15	— 0,03
Mariazzell II	26,76	4,89	4,91	— 0,02

L'équation de la droite reliant sur l'hodochrone les différents points s'écrit :

$$t_1 = \frac{D}{5,63} + 0,14 (r)$$

Les temps d'arrivée calculés (C) d'après cette formule figurent dans le tableau ci-dessus. L'ordonnée à l'origine (0,14) peut être due à un effet d'altitude ou au fait que l'onde séismique ne s'est pas en réalité propagée rigoureusement au voisinage de la surface, mais en dessous d'une couche superficielle à vitesse légèrement moindre.

Dans les stations situées à l'ouest de la faille limite de la Forêt-Noire, l'onde P I arrive avec un retard qui est dû au remplissage du fossé rhénan par des terrains tertiaires et quaternaires. Ce retard figure dans le tableau suivant.

	D km	t O	t C	O-C
		s	s	s
Griesheim III	30,03	5,72	5,47	+ 0,25
Zierolsboffen III	40,89	7,82	7,40	+ 0,42
Zierolsboffen II	41,19	7,83	7,47	+ 0,36
Strasbourg II	43,95	8,2	7,95	+ 0,25

On remarquera que, à Strasbourg en particulier, ces corrections ne sont pas aussi élevées qu'on aurait pu l'attendre. Il semble donc que le socle ne soit pas très profondément affaissé sous la plaine rhénane ou que la vitesse dans les couches sédimentaires y soit peu inférieure à celle de l'onde P I.

2) L'onde P' I.

Sur le profil oriental et à partir d'une cinquantaine de kilomètres, les heures d'arrivée des premiers impetus sont en avance croissante sur les temps calculés d'après l'équation I. Par ailleurs, comme on l'a vu plus haut, les terrains sédimentaires ont une épaisseur croissante avec la distance : les temps lus sont en réalité trop élevés et doivent donc, pour être comparables, être corrigés en fonction de cette épaisseur. D'après les données géologiques, nous avons calculé les corrections suivantes :

Dürbheim : 800 m. de terrains à vitesse 4.500 m./s.

Correction : — 0,17 s.

Ringgenbach : 1.000 m. de terrains à vitesse 4.500 m./s.

Correction : — 0,20 s.

Wolpertschwende : 1.000 m. de terrains à vitesse 3.000 m./s. et 500 m. de terrains à vitesse 5.000 m./s.

Correction : — 0,33 s.

Unterscharzenberg : 500 m. de terrains à vitesse 2.000 m./s. ; 2.000 m. de terrains à vitesse 4.000 m./s. et 1.000 m. de terrains à vitesse ; 5.000 m./s.

Correction : — 0,60 s.

Les temps ainsi corrigés sont reportés dans la colonne O'.

	D km	t lu O	t calc. C	O-C	t corrigé O'	O'-C
Dürbheim	55,56	9,85	10,01	- 0,16	9,68	- 0,33
Ringgenbach II ..	83,61	14,05	14,99	- 0,34	14,45	- 0,54
Ringgenbach III ..	84,03	14,75	15,06	- 0,31	14,55	- 0,51
Stuttgart II ..	97,3	17,35	17,42	- 0,07	17,10	- 0,32
Jettkofen II ..	98,88	17,26	17,56	- 0,30	17,01	- 0,55
Zürich II ..	105,6	18,45	18,89	- 0,44	18,24	- 0,65
Wolpertschwende II ..	118,70	20,60	21,22	- 0,62	20,27	- 0,95

Le tableau précédent montre que le premier impetus (temps corrigé O') observé entre 50 et 120 km. se propage à une vitesse comprise entre 5,9 et 6,0 km./s. Nous appellerons cette onde l'onde P' r. Sa propagation peut être définie par l'équation :

$$t'_1 = \frac{D}{5,97} + 0,42 \text{ (II)}$$

Les valeurs de la vitesse (5970 km./sec.) et de l'ordonnée à l'origine (0,42) ont été calculées par la méthode des « moindres carrés ». Les corrections dues aux terrains sédimentaires étant elles-mêmes incertaines, la vitesse ainsi déterminée ne saurait être connue avec une précision dépassant 0,05 km./sec.

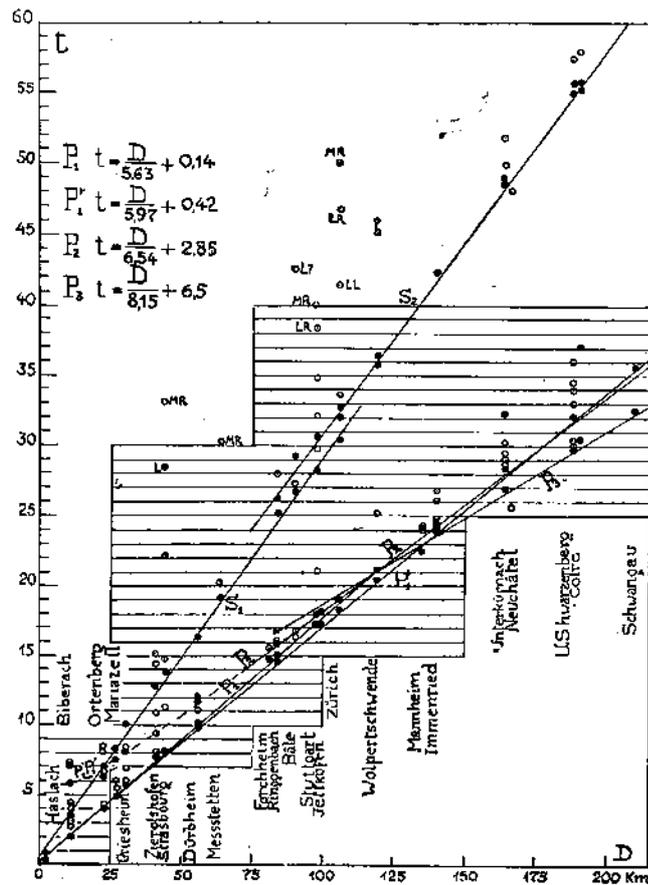


Fig. 13.
Courbes Hodochrones.

Le tableau suivant indique pour les différentes stations les valeurs de $\frac{D}{5,97}$ et les valeurs de T_0 (ordonnée à l'origine).

		D km	O'	D/5,97	To
Dürbheim	III ..	55,56	9,68	9,31	0,37
Ringgenbach	II ..	83,61	14,45	14,00	0,45
Ringgenbach	III ..	84,03	14,55	14,08	0,47
Stuttgart	II ..	97,3	17,10	16,30	0,80
Jettkofen	II ..	98,88	17,01	16,56	0,45
Zürich	II ..	103,6	18,24	17,69	0,55
Wolpertschwende	II ..	118,70	20,27	19,88	0,39

La vitesse qu'on lirait sur l'hodochrone sans tenir compte des corrections serait une vitesse « apparente » : on peut considérer que la surface de contact entre les terrains sédimentaires et les terrains anciens est un plan incliné faisant avec l'horizontale un angle de 1° environ. Dans ce cas, la vitesse apparente « aval-pendage » que nous mesurons graphiquement est trop faible d'environ 0,2 km./s. (Voir 71 p. 336.)

En présence des résultats précédents, on peut, pour expliquer la coexistence de 2 phases P 1 et P' 1, faire les hypothèses suivantes :

a) il existe deux couches superposées, l'une de vitesse 5,63 km./s. et l'autre où la vitesse est comprise entre 5,9 et 6,0 km./s. : la première correspondrait à la partie supérieure du massif granito-gneissique, la seconde au granit profond ;

b) la couche de vitesse 5,63 n'existe que dans le massif même de la Forêt-Noire là où le batholite granitique est soulevé ; la vitesse 5,97-6,0 km./s. caractérise la couche « granitique » sous le plateau souabe ;

c) la vitesse croît depuis 5.600 m./s. à la surface jusqu'à 6.000 m./s., valeur atteinte à la base de la couche granitique.

3) L'onde P 2.

Cette onde n'arrive nulle part comme premier impetus, mais elle se reconnaît facilement sur les enregistrements *car elle s'inscrit partout avec les amplitudes les plus grandes.*

L'équation provisoire que nous avons proposée (22) était

$$t_2 = \frac{D}{6,41} + 2,80$$

Tenant compte de corrections analogues à celles que nous avons calculées plus haut, cette équation devient

$$t_2 = \frac{D}{6,54} + 2,85 \text{ (III)}$$

Le professeur Reich et ses collaborateurs (19) ont indiqué une valeur tout à fait analogue (6,55).

Cette phase caractérise la couche séismique dite couche « basaltique » ou couche du « gabbro ».

Le tableau suivant est relatif à la phase P 2.

		D km	t obs. O	t corrigé O'	D/6,54	To
Ringgenbach	II ..	83,61	15,86	15,66	12,79	2,87
Ringgenbach	III ..	84,03	15,88	15,68	12,86	2,82
Stuttgart	II ..	97,3	17,85	17,65	14,89	2,76
Jettkofen	II ..	98,88	18,24	18,04	15,13	2,91
Zürich	II ..	103,6	19,05	19,00	16,16	2,84
Wolpertschwende	II ..	118,70	21,30	20,97	18,16	2,81
Wolpertschwende	III ..	119,13	21,47	21,14	18,23	2,91
Immenried	II ..	139,57	24,60	24,20	21,35	2,85
Unterkürnach	II ..	163,32	28,34	27,84	24,99	2,85
Unterkürnach	III ..	163,76	28,45	27,95	25,06	2,89
Unterschwarz.	II ..	187,50	32,13	31,53	28,69	2,84
Unterschwarz.	III ..	187,94	32,16	31,56	28,75	2,81

4) L'onde P 3.

Aux stations de Immenried, Unterkürnach, Unterschwarzenberg et Coire, les premiers impetus, d'ailleurs en général faibles, définissent une onde à vitesse notablement plus grande.

Compte tenu des corrections de terrains sédimentaires, l'équation représentant sa propagation est :

$$t_a = \frac{D}{8,15} + 6,5 \text{ (IV)}$$

Pour cette même onde Reich indique une vitesse de 8,2 km./s. Cette onde s'est propagée sous la surface de discontinuité de Mohorovicic et caractérise la couche ultra-basique ou couche de la péridotite.

		D km	t obs. O	t corrigé O'	D/8,15	To
			s	s	s	s
Immenried	II ..	139,57	24,06	23,66	17,12	6,54
Unterkürnach	II ..	163,32	27,03	26,53	20,04	6,49
Unterkürnach	III ..	163,76	27,12	26,62	20,09	6,53
U.-Schwarzenberg	II ..	187,50	30,00	29,40	23,01	6,39
Coire	II ..	190,2	30,45	(29,85)	23,34	(6,51)

Pour la station de Coire, on a calculé une correction de 0,6 s. qui comprend à la fois l'influence des terrains sédimentaires de surface et celle de la « racine » granitique des Alpes. Cette correction est relativement faible.

Calcul de l'épaisseur moyenne des différentes couches.

L'application des formules utilisées en prospection sismique par réfraction permet de calculer l'épaisseur moyenne des différentes couches. On sait que si v_1, v_2, v_3, v_4 sont les vitesses des ondes longitudinales dans quatre couches horizontales superposées, les épaisseurs h_1, h_2, h_3 des trois premières couches sont données par les formules :

$$h_1 = \frac{\Delta_{12}}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} = \frac{\Delta_{12}}{2} \frac{(1 - \sin i_1)}{\cos i_1}$$

$$h_2 = \frac{V_1 T_3 - x_3 \sin \alpha_1 - 2 h_1 \times \cos \alpha_1}{2 \sin i_1 \cos i_2}$$

$$h_3 = \frac{V_1 T_4 - x_4 \sin \alpha_2 - 2 h_1 \cos \alpha_2 - 2 h_2 \sin i_1 \cos \beta_1}{2 \sin \alpha_1 \cos i_3}$$

avec $\sin i_1 = \frac{V_1}{V_2}$; $\sin i_2 = \frac{V_2}{V_3}$; $\sin i_3 = \frac{V_3}{V_4}$; $\sin \alpha_1 = \frac{V_1}{V_3}$; $\sin \alpha_2 = \frac{V_1}{V_4}$; $\sin \beta_1 = \frac{V_2}{V_4}$

Δ_{12} , point de brisure des droites d'équation I et II étant ici de 27,7 km., l'application numérique aux quatre équations I, II, III, IV fournit les résultats suivants :

$h_1 = 2,4$ km.	granito-gneiss $V_1 = 5,63$ km./s.
$h_2 = 17,7$ km.	granit profond $V_2 = 5,97 \pm 0,05$ km./s.
$h_3 = 10,1$ km.	basalte gabbro $V_3 = 6,54$ km./s.
	Péridotite $V_4 = 8,15$ km./s.
<hr/>	
$= 30,2$ km.	profondeur de la surface de Mohorovicic.

L'application des mêmes formules aux équations provisoires de notre note préliminaire (22) fournissait les résultats suivants :

$h_1 + h_2 = 15,8$	granit $V = 5,63$ km./s.
$h_3 = 15,2$	basalte $V = 6,41$ km./s.
<hr/>	
$= 31$ km.	profondeur de la surface de Mohorovicic.

L'interprétation donnée par Reich (19) des mêmes mesures conduisait aux valeurs suivantes :

$h_1 + h_2 = 21$ km. (en moyenne)	$v = 5,9-6,0$ km./s.
$h_3 = 10$ km. (en moyenne)	$v = 6,55$ km./s.
<hr/>	
$= 31$ km.	profondeur de la surface de Mohorovicic.

Quelles que soient les hypothèses adoptées, la profondeur de la surface de Mohorovicic sous l'Allemagne du Sud s'établit entre 30 et 31 km. de profondeur en moyenne. C'est un résultat qu'on peut considérer comme acquis. D'autre part, une division schématique de la croûte en 20 kilomètres de granit et 10 kilomètres de basalte est certainement proche de la vérité.

B) ÉTUDE DES RÉFLEXIONS.

On peut essayer de préciser l'épaisseur de la couche granitique ($h_1 + h_2$). En effet, un certain nombre d'impetus peuvent, dans les stations rapprochées, être attribués à des réflexions sur la surface supérieure de la couche de gabbro-basalte : ils se distinguent par des périodes plus faibles que celles des ondes au milieu desquelles ils apparaissent (fig. 7, (Biberach III), fig. 9 (Ortenberg II), fig. 10 (Mariazell II), fig. 11 (Griesheim III)).

Cette onde sera désignée par le symbole $P_1 P_1$.

	D km	t $P_1 P_1$ s	h km
Ortenberg II	22,56	6,56	15,7
Biberach III	10,31	5,90	16,4
Mariazell II	26,75	7,64	18,1
Dürbheim III	55,56	11,75	21,0
Griesheim III	30,03	8,08	17,0

En prenant une vitesse moyenne $v = 5,9$ km./sec. pour l'ensemble de la masse granitique, on peut appliquer la formule

$$h = \frac{1}{2} \sqrt{v^2 t^2 - \Delta^2}$$

pour déterminer la profondeur du miroir de réflexion.

Les quatre premières stations du tableau étant rangées d'Ouest en Est, on constate que — si l'identification de l'onde $P_1 P_1$ est exacte — l'épaisseur de la couche de granit augmente vers le Sud-Est et la profondeur de la surface basaltique passe de 15 km. dans la partie occidentale de la Forêt-Noire à 21 km. sous le plateau Souabe.

L'onde $P_1 P_1$ qui parvient à Griesheim, situé dans le fossé rhénan, a dû se réfléchir en un point encore situé à l'Est de la faille bordière de la Forêt-Noire. Le calcul de la profondeur — compte tenu d'une correction de 0° 25 dû à la propagation dans la couche (de 3 km. environ d'épaisseur) de terrains sédimentaires du fossé rhénan conduit au chiffre de 17,0 km. Cette valeur paraît cependant un peu trop élevée.

C) LES ONDES TRANSVERSALES.

La détermination précise des temps de propagation des phases transversales est difficile parce que les impetus sont peu marqués, troublés par les trains d'ondes précédents.

Cependant comme la phase P_2 , la phase S_1 reste bien visible dans un certain nombre de stations où elle s'inscrit avec de grandes amplitudes.

	D km	O t obs.	D/3,57	To	O' t corrigé	D/3,65	To
Ringgenbach II ..	83,61	26,23	23,42	2,81	25,88	22,90	2,98
Stuttgart II ..	97,3	30,75	27,25	3,50	30,35	26,60	3,70
Zürich II ..	105,6	32,85	29,58	3,27	32,55	28,85	3,70
Wolpertschwende II ..	118,70	36,56	33,25	3,31	36,00	32,42	3,58
Wolpertschwende III ..	119,13	36,67	33,37	3,29	36,10	32,50	3,60
Immenried II ..	139,57	42,4	39,1	3,3	41,7	38,00	3,70
Unterkörnach II ..	163,34	49,14	45,75	3,39	48,34	44,75	3,59
U.-Schwarzenberg II ..	187,50	55,88	52,52	3,36	54,84	51,40	3,44

Si on considère seulement les lectures brutes, on trouve une vitesse de 3,57 km./sec. ; en retranchant des temps observés (O) des corrections $\sqrt{3}$ fois plus grandes que celles calculées précédemment pour les ondes P on obtient des temps corrigés (colonne O'), mettant en évidence une vitesse de 3,65 km./sec. et une ordonnée à l'origine $T_0 = 3,6$.

La droite d'équation $t = \frac{D}{3,65} + 3,6$ (V) est représentée sur la fig. 13.

Le rapport des vitesses des ondes P_2 et S_2 s'établit à $\frac{6,54}{3,65} = 1,79$ (au lieu de 1,72, rapport théorique).

Le début des phases S_1 (et S'_1) est difficile à lire exactement ; les impetus très nets à Stuttgart et à Zürich sont en avance de quelques dixièmes de seconde ; à Strasbourg, Griesheim, Ringgenbach, Bâle, les impetus sont au contraire en retard. La droite moyenne tracée sur la figure a une pente correspondant à une vitesse de 3,45 km./s. ; elle correspond sans doute à la phase S'_1 pour les stations éloignées ; entre les quatre premières stations, la vitesse serait de 3,41 km./s.

Nous avons admis l'équation moyenne : $t = \frac{D}{3,42} + 0,5$ (VI). Les corrections O-C du tableau suivant sont principalement dues aux terrains sédimentaires.

		t observé O	t calculé C (équation VI)	O-C
		s	s	s
Biberach	II ..	3,63	3,63	0,00
Biberach	III ..	3,53	3,52	+ 0,01
Ortenberg	II ..	7,13	7,10	+ 0,03
Mariazell	II ..	8,34	8,33	+ 0,01
Griesheim	III ..	10,16	9,28	+ 0,88
Strasbourg	II ..	13,8	13,3	+ 0,50
Dürbheim	III ..	16,3	16,8	- 0,50
Messstetten	II ..	19,15	19,05	+ 0,10
Ringgenbach	II ..	25,30	24,90	+ 0,40
Bâle	II ..	27,0	26,8	+ 0,2
Stuttgart	II ..	28,35	29,0	- 0,65
Zürich	II ..	30,45	31,30	- 0,85
Wolpertschwende	II ..	35,95	35,25	+ 0,70

Le rapport des vitesses des ondes P_1 et S_1 serait d'environ 1,65.

AMPLITUDE, MAGNITUDE, ÉNERGIE.

Pour calculer ces éléments, nous avons dépouillé les enregistrements de Strasbourg, Stuttgart, Bâle et Zürich relatifs au 28 avril 1948 et déterminé l'amplitude du mouvement horizontal du sol.

	Distance km	Onde	Période	Amplitude maxima du mouvement horizontal (en microns)
Strasbourg	43,95	S	0,3 s—0,4 s	5,4
Strasbourg	43,95	L	1,2 s	3,0
Bâle	90,1	S	—	3,8
Stuttgart	97,3	S	—	3,0
Stuttgart	97,3	L	1,7 s	0,7
Zürich	105,6	S	—	2,1
Zürich	105,6	L	1,7 s	1,2

Les amplitudes calculées sont relativement fortes. A titre de comparaison, notons que Tuve (25) a mesuré des amplitudes de 3,6 microcentimètres à 84 kilomètres de distance pour une charge de 500 kg. environ, tandis que les valeurs calculées pour l'explosion d'Héligoland étaient relativement beaucoup plus faibles : 202 microcentimètres à 103 km. de distance pour 4.000 tonnes d'explosifs (31).

A partir des amplitudes mesurées ci-dessus, il est possible de calculer la magnitude de l'explosion : c'est par définition le logarithme de l'amplitude en microns mesurée à 100 kilomètres de distance sur un appareil standard Wood-Anderson de grandissement statique $V_0 = 2.800$. Le grandissement de l'appareil utilisé à Zürich (105,6 km.) était presque celui de la définition (2.800 sur la composante NS, 3.000 sur la composante EW).

Un nomogramme publié par B. Gutenberg et C. F. Richter (48, p. 164) permet en tenant compte de la distance épicertrale de lire la valeur de la magnitude M cherchée.

		2a	V	$\frac{2 a V_0}{V}$	Moyenne a_0
Strasbourg	NS	7,0 mm	800	24,0	12,0 mm
	EW	7,0	800	24,0	
Bâle	NS	11	2000	15,3	6,1
	EW	7	2100	9,2	
Stuttgart	NE	7,2	1840	11,0	5,4
	NW	7,0	1835	10,6	
Zürich	NS	10	2800	10	4,5
	EW	8,5	3000	8,5	

Les périodes étant très petites, le grandissement à utiliser est très voisin du grandissement statique V. Le nomogramme fournit les résultats suivants: Strasbourg: 3,60; Bâle: 3,78; Stuttgart: 3,72; Zürich: 3,71. Moyenne (pour les 3 stations au voisinage de 100 km.): $M = 3,75$. En utilisant la formule $\log E = 12 + 1,8 M$ (49), on trouve pour l'énergie E mise en jeu:

$$E = 5 \times 10^{18} \text{ ergs.}$$

D'après Duhem (Thermodynamique et Chimie, p. 115, Paris 1910), l'effet mécanique que produirait un explosif dans les conditions les plus favorables (potentiel de l'explosif), représentant la chaleur de combustion de l'explosif à volume constant, serait de 320 kilogrammes-mètres pour 1 gr. d'acide picrique et de 670 kilogrammes-mètres pour 1 gr. de nitroglycerine.

En adoptant ce dernier chiffre et en l'appliquant à 72 tonnes, le travail fourni par l'explosif aurait été de $670 \times 10^8 \times 10^8 \times 72 = 4,8 \times 10^{18}$ ergs.

Comparaison avec l'énergie mise en jeu à Hélioland.

Le rapport des charges dans ces 2 explosions était de $\frac{4000}{72} = 50$ environ; l'énergie mise en jeu à Hélioland aurait donc été de l'ordre de 2,5 à 3×10^{20} ergs, ce chiffre est en effet très voisin de celui que Willmore (31) indique pour l'énergie thermique totale libérée.

Par contre, le calcul basé sur les amplitudes observées et sur l'hypothèse d'une propagation hémisphérique conduit le même auteur à des chiffres bien plus faibles — d'ailleurs très variables compris entre 0,1 et 8×10^{17} ergs (31).

Basée sur la magnitude que nous avons calculée pour l'explosion d'Haslach, celle de l'explosion d'Hélioland peut être chiffrée à 4,7.

Comme, par ailleurs, Gutenberg (7) a calculé que la magnitude de l'explosion de la bombe atomique de Bikini était voisine de 5,5 (soit $E = 10^{22}$ ergs), cette explosion correspondrait donc à une charge 2000 fois plus forte que celle de l'explosion d'Haslach, c'est-à-dire à 140.000 tonnes de l'explosif ordinaire. En fait, les experts officiels considèrent que l'explosion d'une bombe atomique est équivalente à celle de 20.000 tonnes de T. N. T. (soit une énergie de 10^{21} ergs).

INTERPRÉTATION GÉOLOGIQUE :

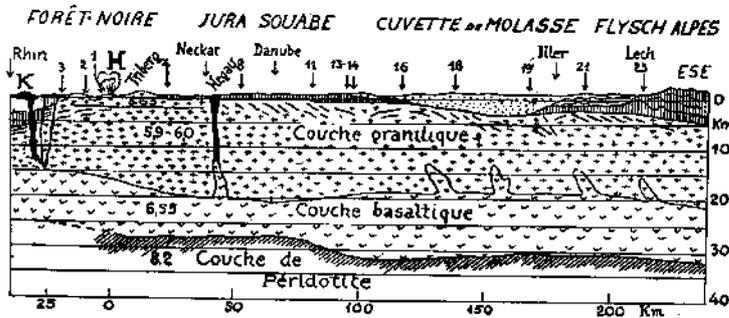


Fig. 14.
Coupe géologique d'après les résultats séismiques et gravimétriques (d'après Reich, complétée pour la partie ouest).

H. Reich et ses collaborateurs (19) ont cherché à interpréter avec plus de détails les petites différences qu'on a pu noter plus haut dans les tables de temps de propagation; ils ont été conduits à dessiner une coupe où les surfaces de contact entre les 3 milieux granit, basalte et péridotite subissent de faibles variations d'altitude qui permettent d'expliquer les différences de durées de trajet constatées. Ces auteurs ont fait remarquer que les différences d'altitudes relatives sont un peu plus certaines que les différences absolues. De fait, il semble bien qu'on soit là à la limite des erreurs expérimentales et qu'il ne faille pas chercher à interpréter de trop petites différences de durées de trajet qui peuvent s'expliquer non seulement par une variation d'altitude, mais encore par une variation dans la composition même des couches. D'autre part, en utilisant un profil gravimétrique qui montre entre Mariazell et Wolpertschwende une augmentation rapide des anomalies négatives de pesanteur, Reich a admis que la couche de basalte s'enfonçait elle aussi, repoussant vers le bas la couche de péridotite plus dense.

Nous avons nous-même complété la coupe de Reich (fig. 14) dans sa partie occidentale d'après les profondeurs que, en utilisant les ondes réfléchies, nous avons calculées pour le toit de la couche basaltique. Ces mesures indiquent, en effet, un relèvement de la couche basaltique vers l'Ouest de la Forêt-Noire. Cette

couche constitue en fait le réservoir qui a alimenté le grand massif volcanique du Kaiserstuhl dans la plaine rhénane, massif où l'on rencontre non seulement du basalte, mais encore de la limburgite (dont le type a justement été pris au château de Limburg, dans le Kaiserstuhl), roche de coulée de la famille des péridotites, par conséquent d'origine encore plus profonde.

Le fait le plus remarquable mis en évidence par l'explosion d'Haslach est certainement l'existence d'une couche gabbro-basalte très puissante formant un excellent miroir de réflexion et se différenciant de la couche granitique par une surface de discontinuité très nette (discontinuité de Conrad).

Un autre point important et décisif est la fixation de la profondeur de la surface de discontinuité de Mohorovicic sous l'Allemagne du Sud. Nous avons trouvé 30 kilomètres en moyenne. Les variations de profondeur calculées par Reich (19) et indiquées sur la coupe fig. 14 sont peu importantes.

COMPARAISON AVEC LES RÉSULTATS FOURNIS PAR L'ÉTUDE DES SÉISMES NATURELS.

La position géographique de Haslach est particulièrement intéressante, car la région explorée est aussi une région sismique assez active et bien étudiée¹⁾. Il paraît donc utile de comparer les résultats indiqués plus haut avec ceux généralement admis.

L'étude des séismes de l'Allemagne du Sud (Jura Souabe et régions limitrophes) avait conduit à admettre deux types d'ondes longitudinales, les Pg (\bar{P}) et les Pn ayant respectivement des vitesses de 5,6 à 5,7 et 8,0 à 8,2 km./s. Nous avons donc identité entre les ondes P₁ et Pg d'une part, Pn et P₂ d'autre part; par contre, l'existence de l'onde P₂, c'est-à-dire l'onde P* de Conrad (Pb dans certaines notations récentes) n'avait pas été clairement mise en évidence jusqu'à présent. Or, on a vu que précisément l'onde P₂ est celle qui apparaît le plus nettement sur les inscriptions de l'explosion de Haslach. Pour expliquer cette divergence on peut proposer plusieurs hypothèses.

L'impetus le plus fort des séismogrammes qui jusqu'à présent avait été rapporté à l'onde Pg (ou \bar{P}) serait en réalité dû à l'onde P₂ qui a cheminé dans la couche basaltique. Mais dans ce cas, on devrait trouver une vitesse apparente de 6,2 à 6,3 km./sec. au moins. Or, dans les séismes naturels la vitesse apparente de l'onde présentant le maximum d'énergie n'atteint jamais cette valeur. A titre de vérification nous avons essayé de redéterminer l'épicentre du séisme du 27 juin 1935 en nous basant sur les chiffres publiés par Hiller (53) et en admettant une vitesse apparente de 6,0 km./sec. Nous avons remarqué d'une part, que dans cette détermination, l'intersection des branches d'hyperboles est bien moins bonne que si l'on utilise une vitesse de 5,7 km./sec., d'autre part, que le point moyen trouvé comme épicentre est pratiquement le même que celui déterminé par W. Hiller.

Il semble donc que contrairement aux faits observés lors de l'explosion d'Haslach, il faille admettre que l'impetus le plus important des séismogrammes dans le cas des séismes naturels soit dû dans cette région à une onde ayant traversé uniquement la couche granitique. Il est certain que le mode de production et la profondeur du séisme (naturel ou artificiel) joue un rôle important dans la répartition de l'énergie dans les différentes couches. Lors des séismes artificiels, en particulier à Haslach où l'explosion avait lieu à proximité du sommet d'une montagne — le mouvement des couches au voisinage non immédiat du foyer devait être dirigé approximativement selon la verticale. Dans le cas de séismes naturels, nous avons au contraire un mouvement des couches dirigé dans une direction quelconque. D'après l'étude de la répartition des compressions et dilatations, il semblerait même que l'on soit en Souabe en présence de mouvements de cisaillements horizontaux au foyer. Il est normal de penser que les couches sont « activées » d'une façon très différente dans les deux cas. En particulier, il se peut que, pour les séismes naturels, la couche basaltique ne transmette que très peu d'énergie dans la direction horizontale.

On pourrait aussi penser que la couche basaltique n'existe que d'une façon lenticulaire au voisinage de Haslach. L'existence d'une onde P₂ à Unterschwarzenberg à près de 200 km. de distance contredit cette deuxième hypothèse.

Comme nous l'avons fait remarquer dans notre note préliminaire, la profondeur que nous avons calculée pour la surface de Mohorovicic est beaucoup plus faible que celle admise généralement par l'étude des séismes naturels. W. Hiller (51) et B. Gutenberg (46) estimaient cette profondeur à 45 kilomètres environ sous le plateau souabe et l'on sait que Mohorovicic a basé les tables de propagation qu'il a publiées sur une profondeur de la surface de discontinuité atteignant 57 kilomètres sous les Dinarides (68). D'ailleurs, les sismologues d'observatoires sont d'accord pour estimer cette détermination difficile et imprécise.

Dans un calcul rapide basé sur les résultats de l'explosion d'Héligoland, nous avons fixé à 26 km. la profondeur de la surface de Mohorovicic sous l'Allemagne du Nord (21). Ce chiffre a été sensiblement confirmé par les travaux plus détaillés de P. L. Willmore (31) et du Naval Ordnance Laboratory (27). Le premier de ces auteurs a indiqué les chiffres de 27,4 et 29,9 km. suivant l'une ou l'autre des hypothèses adoptées; l'équipe navale américaine donne le chiffre moyen de 24,8 km. Ces chiffres de profondeur sont par conséquent un peu plus faibles, mais voisins de ceux trouvés à Haslach pour la profondeur de la discontinuité de Mohorovicic.

¹⁾ On remarquera qu'en particulier le profil passe à proximité immédiate du foyer du séisme de Haute Souabe du 27 juin 1935 (53).

La stratification que nous avons adoptée pour l'Allemagne du Sud 20 km. de couche granitique
10 km. de couche basaltique
se rapproche dans une certaine mesure de celle admise par le Père Joliat et par Jeffreys pour calculer leurs tables de durées de trajet (58, 62) : ces auteurs avaient admis que la surface de Mohorovicic se trouvait bien à 30 km. de profondeur, mais la stratification adoptée par eux était l'inverse de celle que nous proposons : 10 km. de granit, 20 km. de basalte.

Notons que cette valeur de 30 km. a été proposée dès 1926 par H. Jeffreys (54).

L'existence de la couche basaltique a été niée par certains auteurs (Schmerwitz). Douteuse sous l'Allemagne du Nord où l'onde P* n'a pas été mise en évidence de manière très nette, elle a servi au contraire sous l'Allemagne du Sud de réservoir aux éruptions volcaniques de l'Hegau, du Ries de Nördlingen, du Jura Souabe, etc...

Cette présence de la couche basaltique conduit à faire certaines restrictions sur la profondeur hypocentrale des séismes. En effet, *théoriquement*, si un séisme se produit à une profondeur hypocentrale supérieure à 20 km. environ, c'est-à-dire si son foyer est situé dans la couche basaltique, l'onde Pg ne devrait pas apparaître. L'hodochrone devrait révéler seulement une branche hyperbolique se rapprochant de la droite correspondant à l'onde P* (Pb). Néanmoins, il semble possible que cette limitation de la profondeur hypocentrale lorsqu'on observe une onde Pg ne soit que théorique : si le séisme se produit dans la couche basaltique, le point se trouvant à l'aplomb de l'hypocentre sur la surface de séparation granite-basalte joue peut-être le rôle d'un foyer secondaire origine des ondes Pg.

Tenant compte des considérations précédentes et des chiffres de profondeurs hypocentrales calculés jusqu'à présent, nous pensons que la plus grande partie des séismes importants de l'Allemagne du Sud se produisent au voisinage de la surface de séparation granite-basalte, par conséquent à une profondeur de l'ordre de 20 km.

Il est possible que la division de l'écorce en deux couches soit par trop schématique ; certains des impetus que nous avons lu dans le dépouillement des séismogrammes de l'explosion d'Haslach semblent indiquer l'existence au moins lenticulaire de plusieurs zones à l'intérieur de la couche intermédiaire. Reich pense cependant qu'en accord avec les observations géologiques qui montrent une prédominance, soit des magmas gabbro-basaltiques, soit des magmas granitiques, les autres types de magmas doivent se rencontrer en quantités beaucoup moins importantes : les couches granitique et basaltique sont bien les deux couches fondamentales de l'écorce terrestre.

Nous nous proposons d'établir ultérieurement des tables de durées de propagation en partant des hypothèses suivantes déduites des expériences d'Haslach :

- a) Couche granitique, épaisseur 20 kilomètres, vitesse des ondes P : 5,9 km./s. ; vitesse des ondes S : 3,4 km./s.
- b) Couche basaltique, épaisseur 10 kilomètres, vitesse des ondes P : 6,5 km./s. ; vitesse des ondes S : 3,7 km./s.
- c) Couche de péridotite, vitesse des ondes P : 8,2 km./s. ; vitesse des ondes S : 4,4 km./s.
- d) Profondeur des foyers à 0, 10 et 20 kilomètres.

COMPARAISON DES VITESSES MESURÉES A HASLACH AVEC CELLES FOURNIES PAR D'AUTRES ÉTUDES.

1° Les ondes Pg et Sg (Haslach : ondes P₁, S₁, P'₁, S'₁).

Nous avons assemblé dans le tableau ci-dessous, en les classant par vitesses croissantes, les résultats obtenus par différents auteurs.

Région épicentrale	Vitesse km/sec.		Auteur
	Pg	Sg	
Japon.....	5 à 5,5	3,25	Matuzawa (45)
* Héligoland (stations éloignées) ..	5,1	2,9	Reich-Schulze (31)
Garfagnana	5,25	3,06	Rosini (70)
* Apennins	5,3	3,01	Caloi (39)
* New-Mexico	5,4	—	Tuve (25)
* Oppau	5,4	3,5	Jeffreys (33)
Mississippi	5,4	3,3	Joliat (62)
Nouvelle-Zélande	5,4	3,4	Hayes (50)
Angleterre	5,4	3,3	Jeffreys (55)
* Soltau W (permien ?)	5,45	—	Reich-Schulze (31)
* Héligoland (stations éloignées) ..	5,5	—	Rothé (21)
* Héligoland	5,5	3,27	N. O. L. (27)
* Californie (explosions)	5,5	3,21	Wood et Richter (32)

*) L'astérisque indique un séisme artificiel (explosion à foyer par conséquent superficiel).

Région épacentrale	Vitesses km./sec.		Auteur
	Pg	Sg	
Dinarides, tables	5.54 à 5.59	—	Mohorovicic (68)
Isère	5.55	—	Rothé (72)
Bodensee	5.55 à 5.63	3.31 à 3.32	Hiller (52)
Californie (séismes)	5.57	3.27	Gutenberg (47)
Tables	5.57	3.36	Jeffreys (58)
* Schwadorf	5.6	—	Conrad (41)
Soltau SW	5.6	—	Willmore (31)
Allemagne du Sud	5.6	3.2	Gutenberg (45)
Californie Centrale	5.6	3.26	Byerly (36)
* Haslach (stations proches)	5.63	3.33	Rothé et Peterschmitt
Nord Tyrol	5.7	3.5	Gräfe (43)
Cansiglio	5.7	3.36	Caloi (39)
Alpes Carniques	5.7	3.3	Caloi (39)
Brabant	5.7	3.46	Gees (42)
* Héligoland	5.9	—	N. O. L. (27)
Belgique	3.95	3.5	Somville (73)
* Héligoland (stations proches)	5.95	—	Willmore (31)
* Haslach (stations éloignées)	5.97	3.42?	Rothé et Peterschmitt
* Haslach (stations éloignées)	6.02	—	Reich (19)
* Californie (Colton)	6.0	—	Gutenberg (46, p. 480)
* Nouvelle-Angleterre	6.0	3.5	Leet (14)
Hautes-Alpes françaises	6.0	3.5	Rothé (72)
* Est des États-Unis	6.0 à 6.17	—	Tuve (26)
* Allemagne du Nord	6.0	—	Wiechert, Brockamp et Wölcken (2)
* Soltau, profil E	6.0	—	Willmore (31)
* Soltau, profil W	6.3	—	Willmore (31)

* L'astérisque indique un séisme artificiel (explosion à foyer par conséquent superficiel).

L'examen du tableau précédent montre que les valeurs des vitesses mesurées pour l'onde Pg s'échelonnent entre 5,1 et 6,3 km./sec. La dispersion est considérable, mais les résultats paraissent se partager en deux groupes centrés sur les valeurs de 5,5 et 6,0 km./sec.

Dans l'expérience d'Haslach, nous avons mesuré une vitesse de 5,63 km./sec. entre les quatre premières stations : comme les stations sont situées sur le massif granito-gneissique lui-même — sans intercalation de terrains sédimentaires — cette vitesse doit sans ambiguïté caractériser les terrains de ce massif. En utilisant les données des stations plus éloignées et en faisant intervenir des corrections dues aux terrains sédimentaires, Reich a calculé une vitesse de 6,02 km., appartenant par conséquent au deuxième groupe des valeurs du tableau précédent. Nous avons nous-même trouvé une valeur très voisine (5,97).

Devant la dispersion des résultats, on peut se demander quelle est la vitesse des ondes Pg dans la couche granitique. Cette question a fait l'objet de nombreuses discussions. Certains auteurs ont cru observer que les vitesses déterminées se groupaient autour de 5,5 km./sec. dans le cas des séismes naturels et de 6,0 km./sec. dans le cas des explosions. Il ne semble pas pourtant qu'il y ait lieu de distinguer entre les résultats fournis par les explosions ou par les séismes : dans le tableau précédent où les résultats sont indiqués dans l'ordre des vitesses croissantes, explosions et séismes alternent sans loi apparente. L'un de nous (J. P. Rothé) avait déjà signalé l'existence d'une vitesse voisine de 6,0 dans le cas d'un séisme des Alpes françaises (72) et avait attiré l'attention sur la valeur élevée ainsi trouvée.

P. Caloi a noté une diminution graduelle de la vitesse des ondes Pg, Sg, en fonction de la latitude décroissante quand on va du Nord de l'Europe vers l'Italie méridionale en passant par l'Allemagne du Sud et les Alpes (39). Cette remarque n'est peut-être pas complètement justifiée, car certaines des vitesses élevées mesurées en Allemagne du Nord — et en particulier lors de l'explosion de Soltau — sont probablement dues à l'existence de couches permianes salifères peu profondes ; la vitesse des ondes longitudinales directes est plus grande dans ces couches que dans la couche granitique sous-jacente. L'existence de faibles vitesses apparentes dans les Apennins tient peut-être d'autre part à la grande épaisseur des terrains sédimentaires dans lesquels la vitesse serait un peu plus faible, mais voisine de celle des terrains granitiques proprement dits.

Gutenberg pensait que le fait de mettre en évidence des vitesses de 6 km./sec. lors d'explosions ne prouve pas que la couche à vitesse 5,6 km./sec. n'existe pas (46). Si une couche à plus basse vitesse se trouve recouverte par une couche à plus grande vitesse, la méthode de réfraction sismique ne pourra pas mettre en évidence la couche à basse vitesse. Or, dans certains sédiments anciens (ordoviciens) se trouvant à 1.200 mètres de profondeur, une vitesse voisine de 6,1 a été observée ; dans d'autres sédiments anciens on a mesuré jusqu'à 7 km./sec. Des vitesses de 6 km. et plus ont été trouvées dans du gneiss, des quartzites, des dolomites, des domes de sel et dans des roches basiques et ultrabasiques. Lorsque dans des explosions de telles vitesses apparaissent, elles peuvent correspondre à ces types de terrains¹⁾.

¹⁾ Lors d'expériences récentes (octobre 1949), entreprises en collaboration avec l'Institut de Physique du Globe de Paris, nous avons nous-mêmes dans le sud de la France décelé, à 1.100 mètres de profondeur seulement, l'existence d'une couche où la vitesse apparente atteint 6,2 km/sec. Les résultats de ces expériences seront publiés ultérieurement.

Leet (15), de son côté est peu favorable à l'argumentation de B. Gutenberg et pense que le fait d'avoir observé des vitesses de 6,0 km./sec. en Allemagne, en Nouvelle-Angleterre et en Californie dans des régions très différentes au point de vue géologique élimine le rôle que l'on veut faire jouer aux conditions locales; il conclut en estimant que la vitesse des ondes Pg (ondes P₁) est très voisine de 6,0 km./sec.

De fait lorsqu'on étudie en détail les dépouillements d'explosions ou de séismes naturels, on se rend compte de la difficulté de calculer une valeur exacte de la vitesse des ondes P₁ ou Pg. Le pendage des surfaces de discontinuité n'est souvent pas négligeable et ce que l'on mesure alors, c'est une *vitesse apparente* qui peut être différente de 0,1 à 0,2 km./sec. de la *vitesse vraie* caractéristique de la couche.

Les corrections à appliquer pour les terrains sédimentaires sont mal connues et généralement négligées d'où des causes d'erreurs certaines. Il semble bien qu'une partie des résultats qui figurent au tableau précédent soient influencés par l'existence des terrains sédimentaires — primaires en particulier — qui recouvrent sur une épaisseur plus ou moins grande la couche granitique proprement dite. Cette remarque est valable aussi bien pour les explosions que pour les séismes naturels.

Dans l'étude des séismes naturels, l'incertitude sur la profondeur hypocentrale joue un rôle important: il semble bien que la profondeur des foyers séismiques en Europe occidentale (Belgique, Forêt-Noire, Souabe) ait été surestimée. La confusion entre distances épacentrales et distances hypocentrales amène également à calculer des vitesses apparentes. La précision des dépouillements — même au dixième de seconde — n'est pas encore suffisante surtout aux distances (entre 100 et 200 km.) où les ondes Pg, P* et Pn arrivent presque au même moment et peuvent être confondues.

Il ne faut pas oublier non plus que l'hypothèse d'une vitesse constante dans une couche donnée est destinée à simplifier les calculs. En réalité, la vitesse doit dans chaque couche augmenter avec la profondeur, suivant une loi à déterminer, c'est ce qu'avait admis Mohorovicic, pour établir ses tables de propagation (68)¹⁾. Enfin l'interprétation personnelle des phases surtout lorsqu'elles sont peu nettes joue un rôle important et il serait bon que les dépouillements et les interprétations soient menés par plusieurs équipes indépendamment les unes des autres. Il est caractéristique, en effet, qu'avec des données identiques, celles de l'explosion d'Héligoland, les géophysiciens allemands affirment l'existence d'une couche intermédiaire de vitesse 6,5 (18, 24), alors que cette existence est fortement mise en doute par Willmore (31). Les résultats de l'explosion de Soltau dépouillés à Göttingen et à Cambridge sont très différents (31, tableau, page 148).

Pour toutes ces raisons, les méthodes mathématiques qu'on peut employer risquent de conduire à des résultats erronés; nous devons nous montrer très prudents dans le calcul des vitesses et dans leur discussion. Il serait en tout cas infiniment désirable que des explosions comme celle d'Haslach (qui présentent sur les séismes naturels l'immense avantage de la connaissance de l'heure origine et de la profondeur du foyer) puissent être répétées: comme en prospection à petite échelle il faudrait pouvoir envisager de faire des doubles profils avec explosions en amont-pendage et aval-pendage, afin de pouvoir déterminer les vitesses *vraies* dans la croûte terrestre.

2° Les ondes P*, S*. (Haslach: ondes P₂, S₂).

Région épacentrale	P*	S*	Auteur
Japon.....	6 à 6,25	3,75	Gutenberg (45)
Californie.....	6,05 (Py)	3,65	Gutenberg (47)
Allemagne du Sud.....	6,2	?	Gutenberg (45)
Mississippi (tables).....	6,3	3,7	Joliat (62)
Angleterre.....	6,3	3,7	Jeffreys (55)
Héligoland.....	6,4	—	Willmore (31)
Héligoland.....	6,4	3,7	Reich, Schulze (31)
Alpes Carniques.....	6,4	3,5	Caloi (39,40)
Nord-Brabant.....	6,42	3,85	Gees (42)
Schwadorf.....	6,47	—	Conrad (41)
Tables.....	6,50	3,74	Jeffreys (58)
Heligoland.....	6,5	—	Schulze, Mintrop (18,24)
Nouvelle-Zélande.....	6,5	3,8	Hayes (50)
Haslach.....	6,54	3,65	Rothé et Peterschmitt
Haslach.....	6,55	—	Reich, Schulze (19)
Cansiglio.....	6,61	3,64	Caloi (39)
Garfagnana.....	6,63	3,57	Caloi (39)
Allemagne (explosion).....	6,65	—	Brockamp (2,3)
Soltau, profil NW.....	6,65 (Pg)	—	Willmore (31)
Héligoland.....	6,66	3,96	N. O. L. (27)
Est des U. S. A.....	6,7	—	Tuve (25)
Nord Tyrol.....	6,7	3,6	Gräfe (43)
Héligoland (Schleswig).....	6,78 (Pg ou P*)	—	Willmore (31)
Californie.....	6,8	—	Gutenberg (47)
Calabre.....	6,96	4,0	Valle (76)

¹⁾ Dans une communication en date du 7 décembre 1949, le Professeur Gutenberg nous écrit qu'il vient de présenter à la Geological Society of America une nouvelle hypothèse. Il suppose que la vitesse des ondes longitudinales dans la partie supérieure de la couche granitique est d'environ 6 km./sec. et qu'elle augmente avec la profondeur pour atteindre 6,5 km./sec. et même dans certaines régions 6,75 km./sec. à une profondeur d'environ 10 km. Il pense aussi que la vitesse de ces ondes longitudinales peut ensuite décroître considérablement et atteindre son minimum aux profondeurs de 15 à 20 km. Cette décroissance serait due à la transformation du quartz α en quartz β , cette transformation produisant une décroissance considérable des coefficients d'élasticité.

Les valeurs trouvées à Haslach sont voisines de la moyenne admise pour les ondes se propageant dans la couche basaltique. Nous avons déjà dit que ces ondes avaient été particulièrement bien inscrites. Il y a à ce point de vue une différence très nette avec les résultats de l'explosion d'Héligoland. En effet, dans cette expérience, l'existence de l'onde P*, affirmée par certains auteurs, a été mise en doute en ces termes par Willmore :

« In general, the postulate of an additional layer should only be made when the evidence in its favour is strong, and when all the possible phases which could be produced by a simpler structure have been considered. The present explanation of P_x suggests that further readable phases might be produced by greater numbers of reflexions, and waves of this type have been described in short-range seismic work (Bullard, Harland, Gaskell & Kerr-Grant 1940). In view of this and other possibilities it is not considered that the existence of P* is required by the Heligoland results. If, however, the existence of P* is confirmed by other work in the area, the Heligoland data could be used to improve the determination of its travel times. »

On pourra remarquer en comparant les tableaux donnant les vitesses des ondes P_g et P* que les valeurs indiquées se chevauchent. Il apparaît ainsi dans les vitesses mesurées une continuité depuis 5,1 km./sec. pour les ondes P_g jusqu'à 7,0 pour les ondes P*.

Cependant, les inscriptions d'Haslach montrent nettement deux trains d'ondes caractéristiques avec des vitesses bien différenciées.

3° Les ondes P_n, S_n. (Haslach : onde P₃).

Région épiscopale	P _n	S _n	Auteur
Nord-Brabant	7,63	4,59	Gees (42)
(Tables)	7,7 à 7,8	4,2	Mohorovicic (68)
(Tables)	7,76	4,36	Jeffreys (58)
Alpes Carniques	7,81	4,2	Caloi (40)
Apennin	7,86	4,34	Caloi (39)
Calabre	7,9	4,57	Valle (76)
Cansiglio	8,00	4,41	Caloi (39)
Nouvelle Angleterre	8,0	4,6	Leet (14)
Californie Centrale	8,02	—	Byerly (35)
Californie	8,06	4,45	Gutenberg (47)
Héligoland	8,1 à 8,3	4,3	Reich et Schulze (31)
Schwadorf	8,12	4,2	Conrad (41)
Est des U. S. A.	8,15	—	Tuve (26)
Haslach	8,15	—	Rothé et Peterschmitt
Garfagnana	8,16	4,44	Rosini (70)
Héligoland	8,17	4,67	N. O. L. (27)
Héligoland	8,18	—	Willmore (31)
Jersey	8,18	4,38	Jeffreys (56)
Allemagne du Sud	8,2	4,4	Gutenberg (45)
Haslach	8,2	—	Reich, Schulze (19)
Héligoland	8,2	—	Rothé (21)
Hautes Alpes françaises	8,2	—	Rothé (72)
Ontario	8,2	—	Hodgson (10)
Tyrol	8,23	4,45	Jeffreys (56)
Nouvelle-Zélande	8,3	4,5	Hayes (50)
Nord-Tyrol	8,3	4,4	Gräfe (43)
New-Hampshire	8,44	4,43	Leet et Linehan (64)

La phase S₃ trop faible n'a pu être décelée dans l'expérience d'Haslach. Par contre, la vitesse trouvée pour l'onde P_n (P₃) s'accorde bien avec les valeurs indiquées précédemment par d'autres chercheurs ainsi que l'un de nous a eu l'occasion de le montrer au cours des séances de l'Assemblée tenue à Oslo en 1948 par l'Association internationale de séismologie (23). La vitesse de l'onde P_n s'établit aux environs de 8,15 km./sec. C'est un résultat qui peut désormais être considéré comme définitif. Le professeur Jeffreys qui avait autrefois admis une vitesse notablement moindre (7,77) — valeur également utilisée par Joliat pour ses tables — a également été conduit à proposer ce chiffre à la suite de l'étude qu'il a faite de l'explosion de Burton-on-Trent (11). Une vitesse voisine de 8,2 km./sec. avait été déjà indiquée par Hayes (50), J. P. Rothé (72), Rosini (70), Gutenberg (45), etc...

BIBLIOGRAPHIE.

A) SÉISMES ARTIFICIELS.

1. ANONYME. — Crustal investigations by seismic methods (Notes). *Journal of Geophysical Research*, vol. 54, N° 2, p. 202, 1949.
2. BROCKAMP (B.) and WÖLCKEN (K.). — Bemerkungen zu den Beobachtungen bei Steinbruchsprengungen. *Z. für Geophysik*, vol. 5, pp. 163-171, 1929.
3. BROCKAMP (B.). — Seismische Beobachtungen bei Steinbruchsprengungen. *Z. für Geophysik*, vol. 7, pp. 295-319, 1931.
4. BULLARD (E. C.), HARLAND (W. B.), GASKELL (T. F.) and KERR-GRANT (C.). — Seismic investigations in East Anglia. *Philosophical Transactions, A*, vol. 239, pp. 29-94, 1940.
5. BYERLY (P.). — The Seismic Waves from the Port Chicago Explosion. *Bull. Seis. Soc. Am.*, vol. 36, pp. 331-348, 1946.

6. CHARLIER (Ch.). — Deuxième rapport sur l'explosion d'Héligoland, *Public. du service sismologique et gravimétrique, Obs. royal de Belgique*, série S, N° 3, 28 pages, 1947.
7. GUTENBERG (B.) and RICHTER (C. F.). — Seismic waves from atomic bombs tests, *Transactions Amer. Geophys. Union*, vol. 27, pp. 776, 1946.
8. GUTENBERG (B.). — Interpretation of records obtained from the New-Mexico atomic bomb test, July 16, 1945, *Bull. Seismol. Soc. of America*, vol. 36, pp. 327-329, 1946.
9. HECKER (O.). — Die Explosions-Katastrophe von Oppau, *Veröff. der Hauptstation für Erdbebenforschung, Jena*, 1922, Heft 2.
10. HODGSON (J. H.). — Analysis of travel times from Rockbursts at Kirkland Lake, Ontario, *Bull. Seismol. Soc. of America*, vol. 37, pp. 5-17, 1947.
11. JEFFREYS (H.). — On the Burton-on-Trent Explosion of 1944 November 27, *Royal Astron. Soc., Monthly Notices, Geophysical Supplement*, vol. 5, pp. 99-104, 1947.
12. LEET (L. Don) and EWING (Maurice). — Velocity of explosion-generated longitudinal waves in a nepheline syenite, *Transactions American Geophysical Union*, pp. 61-65, 1931.
13. LEET (L. Don) and EWING (Maurice W.). — Velocity of elastic waves in granite, *Physics*, vol. 2, N° 3, pp. 160-173, 1932.
14. LEET (L. Don). — Seismological Data on surface layers in New England, *Bull. Seismol. Soc. of America*, vol. 26, pp. 129-145, 1936.
15. LEET (L. D.). — The velocity of P in the granitic layer, *Transactions Amer. Geophys. Union*, vol. 27, pp. 631-640, 1946.
16. LEHMANN (I.). — On two explosions in danish waters in the autumn of 1946, *Geofisica pura e applicata*, vol. XII, pp. 145-167, 1948.
17. MAURAIN (Ch.), EBLÉ (L.) et LABROUSTE (H.). — Sur les ondes sismiques des explosions de la Courtine, *Journal de Physique et le Radium, Série VI*, t. VI, pp. 65-78, 1925.
18. MINTROP (L.). — On the Stratification of the Earth's Crust According to Seismic Studies of a large Explosion and of Earthquakes, *Geophysics*, vol. XIV, pp. 321-336, 1949.
19. REICH (H.), SCHULZE (G. A.) und FÖRTSCH (O.). — Das geophysikalische Ergebnis der Sprengung von Haslach im Südlichen Schwarzwald, *Geologische Rundschau*, vol. 36, pp. 85-96, 5 figures, 1948.
20. ROTHÉ (E.) et collaborateurs. — Étude de la propagation de l'ébranlement des explosions de la Courtine, comparaison avec l'explosion d'Oppau, *Publ. Bureau Central sismologique international, série A*, fasc. 1, pp. 82-98, 1924.
21. ROTHÉ (J. P.). — L'enregistrement dans les stations françaises des ondes sismiques de l'explosion d'Héligoland, *C. R. Ac. Sc.*, t. 224, pp. 1572-1574, Paris, 2 juin 1947 et note complémentaire ronéotypée.
22. ROTHÉ (J. P.), PETERSCHMITT (E.) et STAHL (P.). — Les ondes sismiques des explosions d'Haslach (Forêt-Noire), *Comptes rendus Acad. Sciences, Paris*, t. 227, pp. 354-356, 1948.
23. ROTHÉ (J. P.). — Comptes rendus des Séances de l'Assemblée Générale d'Oslo, *Association internationale de Sismologie, Comptes rendus N° 9*, pp. 31, 42, Strasbourg, 1949.
24. SCHULZE (G. S.). — Seismische Ergebnisse der Heligoland-Sprengung, *Die Naturwissenschaften*, vol. 34, Heft 9, p. 288, 1947.
25. TUVE (M. A.). — Annual report of the Director of the Department of Terrestrial Magnetism (Seismic sounding), *Carnegie Institution of Washington Year Book*, N° 47, for the year 1947-1948, pp. 60-65, 1948.
26. TUVE (M. A.), GORANSON (R. W.), GREIG (J. W.), ROONEY (W. J.), DOAK (J. B.) and ENGLAND (J. L.). — Studies of deep crustal layers by explosive shots, *Transactions Amer. Geophysical Union*, vol. 29, p. 772, 1948.
27. U. S. Naval Ordnance Laboratory (POMERANTZ (J.), PERKINS (B.), ATANASOFF (J. V.), BONWIT (K. S.)). — Seismic waves from Heligoland blast of 18 April 1947, *Report 1080*, part 1, 62 pages, White Oak (U. S. A.), 1948.
28. VISSER (S. W.) et VELDKAMP (J.). — De Nederlandse Waarnemingen van de Explosie op Helgoland, *Hemel en Dampkring*, pp. 121-126 et 150-158, 1947.
29. WIECHERT (E.). — Seismische Beobachtungen von Steinbruchsprengungen, *Z. für Geophysik*, vol. 5, pp. 159-162, 1929.
30. WILLMORE (P. J.). — Seismic aspect of the Heligoland Explosion, *Nature (London)*, vol. 160, pp. 350-354, September 13, 1947.
31. WILLMORE (P. J.). — Seismic experiments on the North German explosions 1946 to 1947, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, N° 843, vol. 242, pp. 123-151, London, 1949.
32. WOOD (H. O.) and RICHTER (C. F.). — A study of blasting recorded in southern California, *Bull. Seismol. Soc. of America*, vol. 21, 1931, pp. 28-46; A second study of blasting recorded in southern California, *id.*, vol. 23, 1933, pp. 95-110.
33. WRINCH (D.) and JEFFREYS (H.). — On the seismic waves from the Oppau explosion, *Royal Astronomical Society, monthly Notices, Geophys. Supplement*, vol. 1, N° 2, pp. 15-22, 1923.

B) SÉISMES NATURELS.

34. BUDDINGTON (A. F.). — Some petrological concepts and the interior of the earth, *The American Mineralogist*, vol. 28, pp. 119-149, 1943.
35. BULLEN (K. E.). — The crustal structure of the New Zealand region as inferred from studies of earthquake waves, *Proceedings of the 6 th. Pacific Science Congress*, pp. 103-110, 1939.
36. BYERLY (P.). — Near earthquakes in Central California, *Bull. Seismol. Soc. of America*, vol. 29, pp. 427-462, 1939.
37. CALOI (P.). — Il terremoto dell'Appennino tosco-romagnolo dell 11 febbraio 1939, *La Ricerca scientifica*, anno X, 1939.
38. CALOI (P.). — Caratteristiche sismiche fondamentali dell'Europa centrale, *Boll. della Soc. Sismologica italiana*, vol. XL, 34 pages, 1942.
39. CALOI (P.). — Attività sismica in Italia nel decennio 1930-1939, *Comm. italiana di studio per i problemi del soccorso alle popolazioni*, vol. IX, (Felice Le Monnier), 106 pages, Firenze, 1942.
40. CALOI (P.). — Studio microsismico del terremoto delle Prealpi Carniche dell 8 giugno 1934, *Boll. del Comitato per la Geodesia e la Geofisica del C. N. R.*, anno V, 1935.
41. CONRAD (V.). — Das Schwadorfer Beben vom 8. Oktober 1927, *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, vol. 20, pp. 240-277, 1928.

42. GEES (von R. H.). — Die Wellenausbreitung der Erdbeben vom 20. November 1932 (Nordbrabant) und 7. Juni 1931 (Doggerbank), *Zeit. f. Geophys.*, vol. 13, pp. 159-179, 1937.
43. GRÄPE (H.). — Das Nord-Tiroler Beben vom 8. Oktober 1930, *Zeitschrift für Geophysik*, vol. 8, 1932, pp. 144-154 et vol. 9, pp. 31-43, 1933.
44. GUTENBERG (B.). — Die mitteleuropäischen Beben vom 16. November 1911 und vom 20. Juli 1913, *Publications du Bureau Central de l'Association internationale de Séismologie*, N° 10, pp. 1-84, Strasbourg, 1915.
45. GUTENBERG (B.). — Travel times curves at small distances and wave velocities in southern California, *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, vol. 35, pp. 6-50, 1932.
46. GUTENBERG (B.). — Seismological evidence for roots of Mountains, *Bull. Geological Soc. of America*, vol. 54, pp. 473-498, 1943.
47. GUTENBERG (B.). — Travel Times of principal P and S Phases over small distances in Southern California, *Bull. Seismol. Soc. of America*, vol. 34, pp. 13-32, 1944.
48. GUTENBERG (B.) and RICHTER (C. F.). — Earthquake Magnitude, intensity, energy and acceleration, *Bull. Seismol. Soc. of America*, vol. 32, pp. 163-191, 1942.
49. GUTENBERG (B.) and RICHTER (C. F.). — Seismicity of the Earth and associated phenomena, un vol., 273 pages, Princeton University Press, 1949.
50. HAYES (R. C.). — Seismic Waves and crustal structure in New-Zealand Region, *Domion observatory, Bull.*, N° 101, pp. 1-10, 1936.
51. HILLER (W.). — Erdbebenherde und Tektonik im Gebiete der Schwäbischen Alb, *Z. für Geophysik*, vol. 11, pp. 15-19, 1935.
52. HILLER (W.). — Die Erdbeben am Untersee (Bodensee) vom 31. Januar 1935, *Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins*, Band XXV, pp. 81-92, Jahrg. 1936.
53. HILLER (W.). — Das oberschwäbische Erdbeben am 27. Juni 1935, *Württemberg. Jahrb. für Statistik und Landeskunde*, Stuttgart 1936, pp. 209-226, Jahrgang 1934-1935.
54. JEFFREYS (H.). — On near earthquakes, *Royal Astronomical Soc. Monthly Notices, Geophys. Supplement*, vol. 1, pp. 385-402, 1926.
55. JEFFREYS (H.). — On two british earthquakes, *Royal Astronomical Society, Monthly Notices, Geophysical Supplement*, vol. 1, pp. 483-494, 1927.
56. JEFFREYS (H.). — A rediscussion of some near earthquakes, *Royal Astronomical Soc., Monthly Notices, Geophys. Supplement*, vol. 3, pp. 131-156, London, 1933.
57. JEFFREYS (H.). — A further study of near earthquakes, *Royal Astronomical Soc., Monthly Notices, Geophysical Supplement*, vol. 4, N° 3, pp. 196-225, 1937.
58. JEFFREYS (H.). — Table for the near earthquake pulses (the County Press), Newport, 1937.
59. JEFFREYS (H.). — Times of transmission for small distances and focal depths, *Royal Astron. Soc., Monthly Notices, Geophysical Supplement*, vol. 4, pp. 571-578, 1939.
60. JEFFREYS (H.). — Seismic Waves in Western and Central Europe, *Royal Astron. Soc., Monthly Notices, Geophysical Supplement*, vol. 5, pp. 105-119, 1947.
61. JEFFREYS (H.) and BULLEN (K. E.). — Seismological Tables, *British Ass. for the Advancement of Science*, 48 pages, London, 1940.
62. JOLIAT (S.). — Tentative tables of travel times for near earthquakes, Saint-Louis University, 1931. (Publication ronéotypée.)
63. LEE (A. E.). — The determination of thickness of the Continental Layer from the Travel Times of Seismic Waves, *Royal Astron. Soc., Monthly Notices, Geophys. Supplement*, vol. 3, pp. 13-21, 1932.
64. LEET (DON L.) and LINEHAN (D.). — Instrumental Study of the New-Hampshire earthquakes of December 1940, *Bull. Soc. Seism. America*, vol. 32, pp. 75-82, 1942.
65. MACELWANE (J. B.) and SOHON (F. W.). — Introduction to theoretical Seismology, Part I, New-York, 1936.
66. MACELWANE (J. B.). — Evidence on the Interior of the Earth derived from Seismic Sources, *Internal Constitution of the Earth*, Chapter X, McGraw Hill Book Cy, 1939.
67. MOHOROVICIC (A.). — Das Beben vom 8. X. 1909, *Jahrbuch des meteor. Observat. A gram für das Jahr 1909*, Zagreb, 1910.
68. MOHOROVICIC (A.). — Tables: hodographes des ondes P normales, P et S soulignées, *Publications du Bureau central international de Séismologie, Série A*, fasc. 3, 59 pages, Paris, 1925.
69. MOURANT (A. E.). — A study of English Channel Earthquakes, *Royal Astron. Soc., Monthly Notices, Geophys. Supplement*, vol. 2, pp. 374-383, 1931.
70. ROSINI (E.). — Il terremoto della Garfagnana del 15 Ottobre 1939, *La Ricerca scientifica*, Anno XI, 1940.
71. ROTHÉ (E.). — Questions actuelles de Géophysique théorique et appliquée, un volume, Gauthiers-Villars, Paris, 1943.
72. ROTHÉ (J. P.). — Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la séismicité des Alpes occidentales, *Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg, Nouvelle Série*, tome III, 3^e partie (géophysique), pp. 21-23, Mende, 1941.
73. SOMVILLE (O.). — Le tremblement de terre belge du 11 juin 1938, *Annales de l'Observatoire Royal de Belgique, 3^e série*, t. II, fasc. 5, pp. 273-286, 1939.
74. STONELEY (R.). — Some Near Earthquakes Reported in the International Seismological Summary, *Royal Astron. Soc., Monthly Notices, Geophys. Supplement*, vol. 2, pp. 349-362, 1931.
75. TILLOTSON (E.). — On an Earthquake near Imotski, Yugoslavia, *Royal Astron. Soc., Monthly Notices, Geophys. Supplement*, vol. 2, pp. 416-429, March, 1931.
76. VALLE (P. E.). — Contributo allo studio delle caratteristiche sismiche del Mediterraneo centro-orientale, *Annali di Geofisica*, vol. 1, pp. 266-278, 1948.
77. WANNER (E.). — Über den Tiefgang der Alpenfaltung, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, vol. 41, pp. 125-134, 3 fig., 1948.

LES INONDATIONS DE DÉCEMBRE 1947

par

H. BAULIG

Professeur honoraire à la Faculté des Lettres
Président du Comité consultatif météorologique du Bas-Rhin

Les graves inondations qui ont ravagé le Nord-Est de la France à la fin de 1947 ont donné lieu, tant du côté lorrain que du côté alsacien des Vosges, à une série d'études importantes sur les causes météorologiques du phénomène, sur le développement des crues, sur les dégâts causés, sur les mesures de protection à prévoir. Le Comité météorologique consultatif du Bas-Rhin, qui, en ce qui le concerne, a suscité certaines de ces recherches, croit utile d'en faire connaître les résultats généraux à un public aussi étendu que possible. Il remercie l'Institut de Physique du Globe de l'Université de Strasbourg et son directeur le Professeur J. P. ROTHÉ, de bien vouloir accueillir cette communication dans ses Annales, ainsi que M. R. UZMANN, assistant à cet Institut, pour le travail préparatoire qu'il a fourni.

Nous puiserons, en particulier, dans les travaux, publiés ou inédits, dont la liste suit.

1. J. P. ROTHÉ, *Les causes météorologiques des inondations de décembre 1947 dans le Nord-Est de la France*, publié sous une forme légèrement abrégée, dans les *Annales de Géographie*, LVII, 1948, p. 205-212.
2. Rapport de M. JUNG, Ingénieur du Génie Rural (M. LUCAS, Ingénieur en Chef pour le département du Bas-Rhin).
3. Ch. MANGEOT, Ingénieur de la Météorologie à l'aérodrome d'Entzheim, *Note sur la prévision des crues*.
4. MINES DOMANIALES DE POTASSE D'ALSACE, *Note sur les inondations dans le bassin potassique*.
5. *Rapport de la Commission d'étude technique des inondations de décembre 1947 dans les bassins de la Moselle et de la Meurthe* (MM. M. ROUBAULT, R. BRUNOTTE, J. FRONTARD, A. OUDIN, G. SADRAN). Préfecture de Meurthe-et-Moselle, avril 1949, 127 p., 30 fig.
6. Maurice PARDÉ, Professeur à l'Université et à l'École d'Ingénieurs hydrauliciens de Grenoble. — *Les pluies océaniques classiques dans l'Est de la France et l'averse des 28 et 29 décembre 1947 en Lorraine et en Alsace*. (La Houille Blanche, 3^e année, N^o spécial B/1948, p. 743-757.)
7. Paul RENEUVE, Conservateur des Eaux et Forêts, *Note sur la « crue lorraine » envisagée du point de vue forestier*. (Id., p. 761-763.)
8. François HAUSER, Ingénieur des Arts et Manufactures, *Quelques effets des crues 1947-1948 dans l'Est de la France*. (La Houille Blanche, 3^e année, 1948, N^o 4, p. 317-323, 10 phot.)
9. FRONTARD, Inspecteur général des Ponts et Chaussées, *Fonctionnement du Service d'annonce des crues pendant les inondations de fin décembre 1947 du bassin de la Moselle*. (La Houille Blanche, N^o spécial B/1948, p. 758-760.)
10. COMITÉ TECHNIQUE DE LA SOCIÉTÉ HYDROTECHNIQUE DE FRANCE, Procès-verbal de la réunion du 4 juin 1948. (Id., N^o spécial A/1949, p. 337-342.)

I. LES CAUSES MÉTÉOROLOGIQUES

On sait que les inondations désastreuses qui de temps en temps en hiver ravagent l'Alsace et la Lorraine sont dues à de fortes chutes de pluie auxquelles peut s'ajouter la fonte brusque de la couche de neige des Hautes-Vosges. Le phénomène avait été particulièrement net en décembre 1919 ; il s'est reproduit presque exactement en décembre 1947, avec des effets un peu moins graves en Alsace, plus violents au contraire dans le Bassin de la Meurthe-Moselle.

LES CIRCONSTANCES MÉTÉOROLOGIQUES¹⁾.

Le 19 décembre, le vaste anticyclone des latitudes moyennes (l'anticyclone dit « des Açores ») se trouve sur l'Irlande : en France, baignée par l'air polaire continental qui circule sur la face Est de cet anticyclone, les températures sont relativement basses ($-2^{\circ},5$ à Strasbourg, $-8^{\circ},0$ au Lac Noir, à 920 m. d'altitude) ; il neige le 19 en Alsace et dans les Vosges. La situation va se modifier rapidement : l'anticyclone reculant lentement vers le Sud, la zone dépressionnaire dite « d'Islande » va envahir progressivement des latitudes de plus en plus basses, entraînant avec elle des masses d'air chaud et humide d'origine atlantique et même tropicale.

Un premier dégel se produit dans les Vosges à partir du 22 décembre : la couche de neige qui, au-dessus de 1.000 m. d'altitude, avait atteint 70 cm. d'épaisseur, diminue un peu. Le couloir dépressionnaire qui s'étend

¹⁾ D'après le bulletin quotidien d'études de l'Établissement Central de la Météorologie et les observations du réseau climatologique d'Alsace, décembre 1947.

maintenant de la Floride à l'Islande et à la Scandinavie se creuse tout en continuant à se déplacer vers le Sud, un chapelet de cyclones profonds se forme et l'ensemble se déplace rapidement dans un mouvement général du SW au NE. Les nouveaux cyclones sont alimentés par de l'air de plus en plus chaud, et le désastre du 28 décembre est dû à l'arrivée sur les Vosges d'une lame d'air tropical chaud entraînée par un noyau dépressionnaire rapide qui s'est formé le 23 dans la basse vallée du Mississippi (vers 35° N, 90° W.)

Le 24 à 0 h., le centre de ce cyclone est à l'Est de New-York vers 40° N, 70° W ; le 25, il s'est creusé et son secteur chaud s'est renforcé en s'alimentant d'air tropical maritime chaud aspiré de la zone atlantique tropicale.

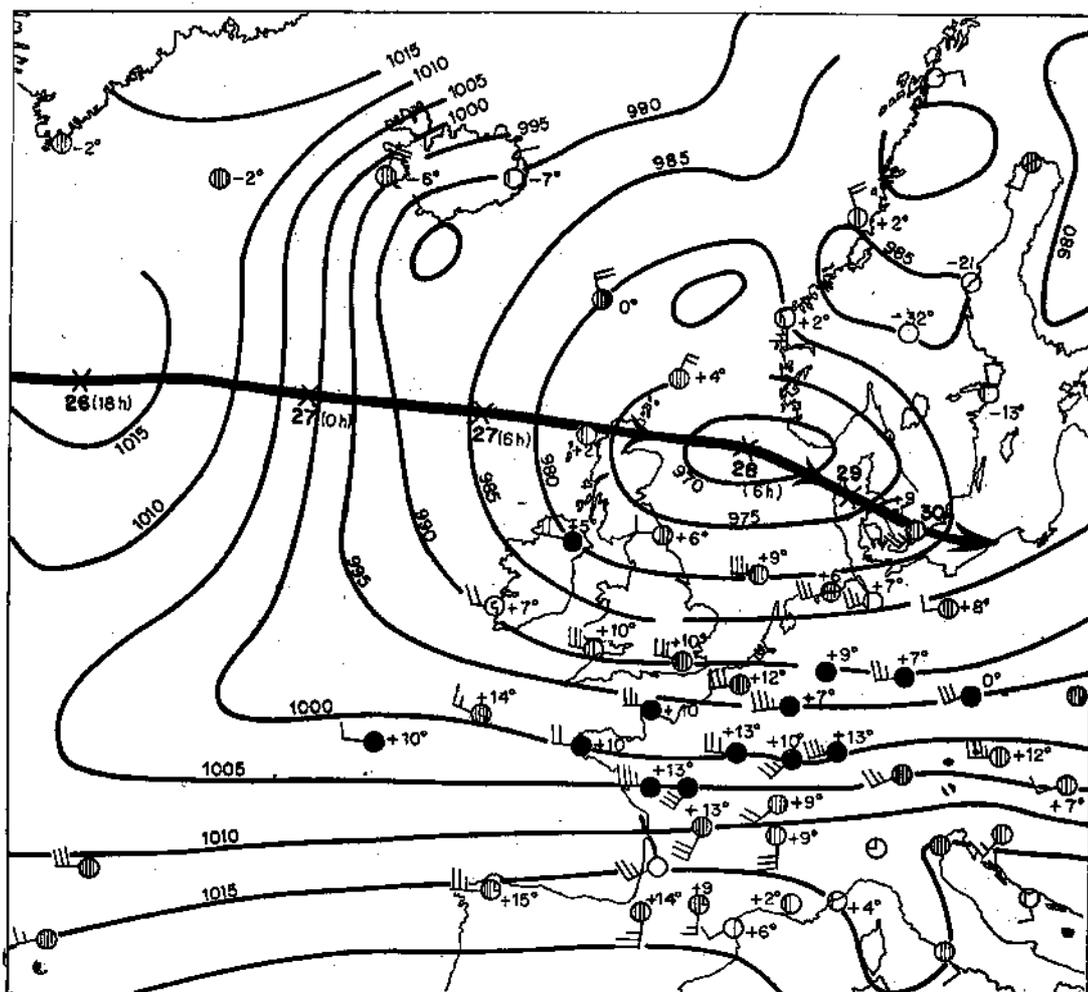


Fig. 1.

Situation barométrique le 28 décembre 1947 à 6 heures (d'après le bulletin quotidien de renseignements de l'E. C. M.). Les points noirs indiquent la position du corps pluvieux ; les chiffres indiquent les températures en chaque station ; les positions successives du centre cyclonique sont indiquées sur son axe de propagation du 26 au 30 décembre 1947.

La vitesse de translation vers l'Est s'accroît et cette masse d'air chaud — sans avoir le temps de se refroidir — va se trouver entraînée vers l'Europe occidentale à une vitesse de 1.500 à 2.000 km. en 24 heures, soit 60 à 80 km./heure. Le 26, le cyclone passe au Sud du Groenland, succédant à des zones cycloniques moins profondes et moins chaudes qui, elles, donnent le 26 et le 27 des chutes de neige sur les Vosges : l'altitude-limite de l'enneigement s'abaisse jusqu'à 600 m., où la couche atteint 10 à 20 cm. ; au-dessus de 1.000 m., il y a une couche de 60 à 80 centimètres de neige. (Tableau II.)

Le coin d'air tropical s'approche le 26 de l'Irlande, balaie la France le 27 et atteint les Vosges le 27 au soir (carte isobarique, fig. 1). La tempête qui sévissait sur les Vosges depuis plusieurs jours s'accroît. Il n'a pas été fait de mesure précise de la vitesse du vent, mais l'intensité exceptionnelle de cette tempête est illustrée

TABLEAU I.
Décembre 1947.

Dates:	19			25			26			27			28			29			
	7 h.	14 h.	21 h.	7 h.	14 h.	21 h.	7 h.	14 h.	21 h.	7 h.	14 h.	21 h.	7 h.	14 h.	21 h.	7 h.	14 h.	12 h.	
Lac Noir (Hautes-Vosges)	Altitude 920 m.	-7,5	-7,2	-8,0	-0,9	1,8	2,0	1,0	0,1	-0,9	0,3	3,1	4,5	6,4	7,1	7,4	1,7	-2,6	-3,5
Lac d'Alfeld .. (Hautes-Vosges)	620 m.	-6,4	-3,0	-4,6	0,8	2,0	1,4	2,8	2,3	2,1	2,3	6,2	6,2	9,0	10,6	10,5	9,0	1,2	1,0
Rothau (Vosges moyen.)	334 m.	-7,7	-2,8	-3,0	4,0	4,0	3,0	3,6	4,4	3,8	4,0	5,8	8,0	11,0	10,0	12,0	5,4	1,4	0,0
Colmar (Plaine)	190 m.	-5,9	-2,0	-0,7	4,9	5,9	5,9	5,5	6,6	5,3	5,1	7,9	8,9	13,1	14,6	13,9	7,5	2,5	1,5
Zinswiller (Vosges du Nord)	190 m.	-5,3	-2,2	-1,3	3,9	5,4	5,2	5,9	6,1	3,6	4,9	7,2	8,9	7,8	9,4	8,5	6,4	6,5	0,8
Strasbourg ... (Plaine)	140 m.	-6,8	-3,8	-2,5	4,5	5,2	4,6	6,7	5,4	2,0	5,0	6,6	9,0	12,6	9,2	12,9	6,4	1,4	0,1

Températures à 7 h., 14 h., 21 h., les 19, 25, 26, 27, 28 et 29 décembre 1947.

par le fait suivant : deux bons skieurs furent bloqués, trois jours, sans nourriture, dans un baraquement au sommet du Hohneck, sans pouvoir atteindre le refuge du Schacfertal — où les attendaient leurs camarades — situé seulement à quelques centaines de mètres de là.

A l'arrivée du front chaud, la hausse de température est considérable (tableau I) ; il pleut en plaine et jusqu'à 1.000 m. le 27 ; le 28, il se met à pleuvoir de façon intense sur toute la crête des Vosges ; la température, qui était au Lac Noir (920 m.) de -1° le 26 au soir, atteint $+7^{\circ}6$ le 28 ; à Strasbourg on note $+15^{\circ}3$. Des torrents d'eau à $+7^{\circ}$ ou $+8^{\circ}$ se précipitent sur toutes les pentes, s'engouffrant sous la couche de neige ; au-dessus de l'eau qui ruiselle, des ponts de neige se forment qui s'effondrent rapidement ; attaquée par-dessus et par-dessous, la couche de neige fond brutalement. A 12 heures le 28, le sol apparaît déjà sur les parties exposées des crêtes des Vosges. Le 29 au matin, on peut estimer qu'une lame d'environ 40 à 50 centimètres de neige a fondu en moins de 24 heures sur les Vosges au-dessus de 1.000 m. et que 20 à 40 cm. de neige ont disparu sur les surfaces montagneuses d'une altitude comprise entre 600 mètres et 1.000 mètres (voir tableau II) : cela fait de 30 à 50 mm. d'eau qui viennent s'ajouter à la pluie tombée dans la journée du 28¹⁾.

Or, cette pluie est particulièrement forte : elle s'explique à la fois par l'approche du front froid qui succède au secteur chaud du cyclone dont nous venons de suivre la trajectoire de la Floride aux Vosges et par l'effet classique de relief dû à la barrière des Vosges : d'une part, l'air froid lourd se glissant sous l'air chaud plus léger oblige celui-ci à s'élever, et de l'autre le relief des Vosges — ce qui est normal — impose un mouvement ascendant aux masses d'air humide du secteur chaud : deux causes de condensation qui s'ajoutent.

La carte fig. 2 montre la répartition de la hauteur de pluie recueillie du 28 au 29 décembre dans les stations du réseau climatologique d'Alsace. Elle fait ressortir deux zones de maxima correspondant aux deux principaux massifs rencontrés de plein fouet par les masses d'air humide arrivant de l'WSW : au Sud la crête des Hautes-Vosges, du Ballon d'Alsace au Hohneck (lac d'Alfeld, 152,9 mm ; Wildenstein, 185,5 mm. ; Mitlbach, sur le versant méridional du Hohneck, 129,1 mm.), au Nord, le massif du Donon (Marcarerie, dans la haute vallée de la Sarre, 123,1 mm. ; Glacimont, au pied du Donon, 93,8 mm.). Les chutes de pluie restent très importantes sur tout le plateau lorrain (75,5 mm. à Diemerengen, 70 mm. à Mittersheim, 72 mm. à Nancy)²⁾.

Le 29, le front froid à l'arrière de la dépression atteint à son tour les Vosges et l'Alsace. La chute de température est encore plus brutale que la hausse : à Strasbourg le 29 à midi, la température est de 12° inférieure à celle de la veille à la même heure. Il regèle et reneige en montagne ($-3^{\circ}5$ le 29 au soir au Lac Noir, contre $+7^{\circ}4$ 24 heures avant). Ce qui reste de neige cesse de fondre ; la crue est freinée. Elle reprendra le 2 janvier à la suite d'un nouveau dégel en montagne³⁾.

¹⁾ M. PARDÉ, tout en insistant sur le caractère essentiellement pluvial de la crue, admet que des « fontes de neige elles-mêmes anormales ont accru la masse d'eau écoulée d'un tiers peut-être à Épinal, de 8 à 10 % au plus à Nancy, de 10 à 12 % peut-être à Toul, selon des évaluations assez larges... Il s'impose à l'attention qu'un supplément liquide de 30 à 35 % jeté dans le lit de la Moselle à Épinal a rendu catastrophique une crue qui, sans ce facteur, aurait fait des dégâts supportables... L'absence de ce renfort aurait rendu dans cette région si éprouvée (Nancy, Toul, Metz), la crue moins épouvantable, sans supprimer, à beaucoup près, sa malfaisance. En ce qui concerne la Sarre, la neige n'a pour ainsi dire pas compté (80 km² au-dessus de 600 m.). Et pour la Meuse, son rôle a été rigoureusement nul ».

²⁾ Et bien au delà : 144 mm. en deux jours à Montfaucon, 133 à Ligny-en-Barrois (PARDÉ).

³⁾ M. PARDÉ considère cette explication comme plausible : cependant, elle ne le convainc pas entièrement. En effet, « les pluies de front durent moins que les précipitations ici examinées. Ou lorsqu'elles persistent, elles s'accompagnent à la surface du sol d'un rafraîchissement marqué qui transforme fort souvent les précipitations en neige pendant l'hiver. Dans le cas considéré, il semble que l'air ait été très doux durant toute la grosse pluie. Nous inclinons à expliquer le phénomène par une convergence relative qui, sur la région basse sinistrée, aurait contraint les vapeurs chaudes à monter. Mais ce n'est qu'une supposition peut-être peu scientifique. Et il faudrait encore détailler, avec preuves à l'appui, comment

TABLEAU II.
Hauteur de la couche de neige (en centimètres) du 20 au 31 décembre 1947.
A) Hautes-Vosges.

Station	Altitude	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Grand-Ballon	1350	70	70	70	70	70	60	65	65	50	(25)	30	35
Schaeftal	1200	60	60	50	40	40	55	60	65	50	(25)	25	30
Schlucht	1150	70	60	50	40	40	45	60	80	60	30	40	55
Lac Blanc	1050	70	60	50	40	40	45	60	80	60	30	40	55
Lac Noir	950	35	37	35	30	30	30	25	20	15	(0)	20	30
Lac d'Alfeld	620	11	10	0	0	0	0	0	20	0	0	7	17
Petit-Haut	615	18	16	11	5	0	0	0	3	0	0	5	7
Wildenstein	580	20	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mittlach	540	10	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Urbès (Thann)	450	12	8	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Colmar	190	0,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

(Altitude limite de l'enneigement — trait noir — : 600 m. les 22 et 23 décembre ; 800 m. du 24 au 26 décembre ; 600 m. le 27 décembre.)

B) Vosges moyennes.

Station	Altitude	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Champ du Feu	1000	70	70	60	50	40	40	50	70	50	(20)	30	45
Welschbruch	776	28	28	25	17	10	10	20	30	0	0	10	20
Glacimont (Donon)	700	34	30	28	25	21	20	17	27	0	0	12	20
Marcarerie	450	26	18	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rothau	334	10	7,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Strasbourg	140	13,5	11,5	8	0	0	0	0	0	0	0	0	1

(Altitude limite de l'enneigement — trait noir — 600 m. du 23 au 27 décembre.)

LES PHÉNOMÈNES CLASSIQUES ACCESSOIRES.

1^o La zone « d'ombre pluviométrique » — le « Regenschatten » des auteurs allemands — est particulièrement nette : il tombe, du 28 au 29, 22 mm. d'eau seulement à Strasbourg ; 10,9 à Ebersheim, au débouché de la vallée du Giessen près de Sélestat ; 6,4 mm. à Colmar ; 1,4 mm. à Neuf-Brisach (à 40 km. seulement à vol d'oiseau de Wildenstein !).

La zone pluvieuse, d'autre part, s'arrête au Sud des Vosges : la station de St. Pierre-Kiffis dans le Jura Alsacien ne mesure le 29 que 2,4 mm.

Ce même phénomène d'ombre se retrouve sur le total de pluie du 26 au 30 décembre : 20 mm. à Colmar contre 281 mm. au Lac d'Alfeld, 14 fois moins ! L'année 1947 aura été finalement particulièrement sèche à Colmar 356 mm. ¹⁾ contre 2.259 mm. au Lac d'Alfeld.

2^o Le *föhn*.

Le *föhn* des météorologistes suisses est un vent qui, primitivement humide et chaud, s'est débarrassé de sa vapeur d'eau par condensation en franchissant un relief ; devenu sec, il se réchauffe plus rapidement en descendant qu'il ne s'était refroidi en montant, ce refroidissement ayant été en partie compensé par la chaleur de condensation. Il arrive donc, à altitude égale, plus chaud de l'autre côté du relief. C'est ce qui se passe à Colmar et en partie à Strasbourg dans la journée du 28. La moyenne de température à Colmar le 28 atteint

la chose se serait faite ». On ne voit pas bien, en effet, comment il pourrait se produire une convergence de masses d'air distinctes vers une même région à moins de les supposer à des étages différents de l'atmosphère. D'autre part, M. PARDÉ attache une grande importance au fait qu'au Sud de la Lorraine et des Vosges, les précipitations sont devenues modérées ou médiocres à partir d'une faible distance au delà de la région très arrosée... D'habitude lors de ces crues, le Jura et les Préalpes du Nord sont très violemment arrosés en même temps que les Vosges. En somme, par cette concentration frontale de l'averse sur un secteur limité, comme par une certaine indépendance à l'égard du relief [car elle s'est étendue bien en avant des Vosges, jusque sur le bassin de la Meuse], notre pluie océanique... présente des caractères très originaux. (H. B.)

¹⁾ 1934 a été l'année la plus sèche à Colmar avec 343 mm.

+13°,9 contre 11°,9 à Strasbourg, 11°,2 à Rothau et 8°,5 seulement à Zinswiller, localité des Vosges du Nord où la barrière montagneuse n'existe plus. A Strasbourg, le phénomène de föhn se marque nettement le 28 au matin : il ne pleut pas, la température oscille entre +13° et +15°, l'état hygrométrique de l'air tombe à 70 %. Mais ce régime de föhn n'est que partiel ; il est interrompu vers 13 heures : une masse d'air humide et plus froide déborde les Vosges du Nord et atteint Strasbourg, il se met à pleuvoir et la température tombe à moins de 9°. Puis à nouveau, le phénomène de föhn se rétablit dans la soirée pendant quelques heures.

COMPARAISON AVEC LA CRUE DE 1919.

La crue de 1947 est-elle exceptionnelle ? Non, si l'on considère qu'en 1919 le même phénomène — forte pluie et brusque fonte des neiges — s'était produit : les inondations en Alsace furent même alors plus fortes qu'en 1947. C'est qu'en effet le total de pluie en décembre 1919 avait atteint au Lac d'Alfeld 858 mm. contre seulement 464 mm. en 1947. Le maximum en 24 heures mesuré le 25 décembre 1919 au matin — donc même analogie de date — avait atteint 167,4 mm. contre 152,9 mm. cette année. A Mittlach, il tombait 163 mm. le 25 décembre 1919 contre 129 mm. en 1947 ; à Oderen, 131,5 mm. en 1919 contre 85,0 mm. en 1947. Il a donc nettement moins plu dans les Hautes-Vosges en 1947 qu'en 1919.

Par contre, le réchauffement et la fonte des neiges ont été plus intenses en 1947. La température moyenne, qui était au Lac d'Alfeld de -3°,0 le 15 décembre 1919 atteint +6°,1 le 24 (en 1947 : 4°,7 le 19, +10°,2 le 28). En 1919, c'est seulement une couche de neige d'environ 20 cm. (sur les 80 cm. existant alors) qui disparaît au Grand-Ballon (où il reneige aussitôt) ; au Lac d'Alfeld, la couche (30 cm.) fond entièrement¹⁾.

Enfin le record de pluie en 24 heures mesurée dans une station du réseau climatologique d'Alsace (Lac de la Lauch, 192,4 mm. le 19 janvier 1910) n'a pas été atteint en 1947 (Wildenstein, 185,5 mm.).

LA CRUE DE 1947 SUR LE VERSANT LORRAIN.

Si la crue de 1947 a été en Alsace moins forte que celle de 1919, il n'en a pas été de même en Lorraine où les inondations ont pris l'aspect d'une véritable catastrophe.

Cela tient-il à ce qu'une plus grande quantité de neige a fondu sur le versant lorrain ? Comme l'enneigement le 27 commençait à une altitude d'environ 600 mètres, j'ai, pour répondre à cette question, comparé les surfaces d'une altitude supérieure à ce chiffre appartenant dans les Vosges aux quatre bassins de l'III, de la Sarre, de la Moselle et de la Saône.

Voici les chiffres : Moselle : 960 km² ; III : 930 ; Saône : 230 ; Sarre : 80.

Les surfaces supérieures à 600 m. drainées vers l'III ou vers la Moselle sont très comparables. Ce n'est donc pas la fonte des neiges qui a joué le rôle prépondérant, mais bien la quantité de pluie effectivement tombée. On constate, en effet (carte fig. 2), que la zone où il a été mesuré le 29 au matin plus de 75 mm. d'eau couvre tout le plateau lorrain jusqu'aux environs de Nancy, tandis qu'en Alsace, par suite du phénomène d'ombre relatif plus haut, la courbe 75 mm. n'intéresse qu'une bande très étroite des départements du Bas-Rhin et du Haut-Rhin.

Par ailleurs, si dans les Hautes-Vosges les hauteurs de pluie sont loin d'avoir constitué un record, par contre, dans les Vosges moyennes, la hauteur de pluie recueillie du 28 au 29 à Glacimont au pied du Donon (93,8 mm.) approche du maximum mesuré en cette station (102,8 mm. le 21 septembre 1925) et surtout la hauteur totale (192,8 mm.) recueillie en décembre 1947 à Mittersheim sur le plateau lorrain n'avait pas encore été atteinte à cette station au cours des 50 mois de décembre d'observations pluviométriques dont nous disposons. Ceci explique sans doute la crue particulièrement violente de la Sarre. Le corps pluvieux venu d'Ouest et qui ne débordait pas les Vosges au Sud a intéressé relativement davantage le plateau lorrain et les Vosges moyennes que les Hautes-Vosges.

Les chiffres suivants confirment cette explication :

	24. XII 1919	29. XII. 1947	
	mm.	mm.	
Alfeld	167,4	152,9	Hautes-Vosges
Mittlach	162,8	129,1	Hautes-Vosges
Oderen	131,5	85,0	Hautes-Vosges
Rothau	100,3	90,0	Vosges moyennes
Zinswiller	47,4	35,8	Vosges du Nord
Gondrexange	42,6	(80)	Plateau lorrain
Mittersheim	38,8	70,4	Plateau lorrain
Colmar	12,7	6,4	Plaine d'Alsace
Strasbourg	15,1	22,6	Plaine d'Alsace

Ainsi, il a plu beaucoup plus dans les Vosges du Nord et sur le plateau lorrain en 1947 qu'en 1919.

¹⁾ E. ROTHÉ, *Note sur les inondations* (Annuaire de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg, Météorologie 1919, pp. 59-60).

CONCLUSION.

Il est probable que l'eau tombée sous forme de pluie a joué en 1947 le rôle principal, mais l'existence d'une couche de neige à partir de 600 m. d'altitude a favorisé un ruissellement rapide et a par sa fusion ajouté une quantité d'eau non négligeable.

Les phénomènes qui se sont produits en 1919 et en 1947 peuvent se répéter : l'Alsace, comme tout le Nord-Est de la France, sont, en hiver, menacés d'inondations désastreuses dès que s'est constituée dans les Vosges une couche de neige dépassant 50 centimètres, cette couche étant susceptible de fondre rapidement au passage d'un corps doux et pluvieux *donnant lui-même de fortes précipitations* au moment où il franchit la barrière des Vosges. Il n'est pas exclu que le phénomène puisse atteindre une intensité plus grande encore qu'en 1919 et en 1947¹⁾.

ANNEXE : La crue secondaire du 15 janvier 1948.

Une nouvelle crue, surtout sensible sur la Sarre, la Zorn et la Moselle, a provoqué des inquiétudes ; elle a en particulier causé le 15 janvier 1948 de nouveaux dégâts au canal de la Marne au Rhin entre Lutzelbourg et Saverne, dans le département du Bas-Rhin.

Cette crue est due *uniquement* aux fortes précipitations tombées sous forme de pluie du 13 au 15 janvier et provoquées par le passage d'une masse d'air maritime tropical. Les rivières n'avaient pas encore retrouvé leur débit normal, le sol était complètement saturé. La neige n'a joué aucun rôle, car il n'existait plus de couche de neige que dans les Hautes-Vosges à partir de 1.000 mètres et cette couche était d'ailleurs très mince.

Plus encore que le 29 décembre 1947, le corps pluvieux intéresse surtout le plateau lorrain et le massif du Donon. Cette fois, c'est la station de Mittersheim qui recueille le plus d'eau le 15 janvier au matin (74,2 mm.) précédant même — de peu il est vrai — la station du lac d'Alfeld (73,8 mm.) ; les stations de Rothau (66,0 mm.) et de Glacimont (51,4 mm.) dans le massif du Donon viennent immédiatement ensuite.

D'ailleurs, un front froid a atteint les Vosges le 14 au soir, et dans les Hautes-Vosges, à partir de 700 mètres, une partie des précipitations mesurées le 15 est tombée sous forme de neige et est restée sur place, tandis que dans les Vosges du Nord toute la précipitation s'écoulait immédiatement : ces faits expliquent suffisamment que la crue du 15 janvier 1948 ait intéressé plus particulièrement les rivières des Vosges du Nord et du plateau lorrain (Sarre, Zorn, etc...).

Le refroidissement très sensible (6 à 10 degrés) qui commence le 15 et qui durera jusqu'au 26 arrête définitivement les inondations.

J.-P. ROTHÉ.

II. LE RÔLE DE LA FORÊT

Communication de M. Paul RENEUVE, conservateur des Eaux et Forêts à Nancy. — (La Houille Blanche, N° spécial B/1948, p. 761-763.) — Observations de MM. LUCAS, COUTAGNE et BOYER (Id., N° spécial A/1949, p. 339).

Une opinion répandue impute les effets désastreux des grandes crues à l'insuffisance du boisement, ou au progrès du déboisement. Or, d'après M. SAUR, conservateur des Eaux et Forêts de Metz, la forêt couvre dans les départements montagneux de l'Est « de 60 à 80 % de la surface totale des zones où le flux des eaux est né, alors que le taux de boisement moyen de la France entière ne dépasse pas 20 % ». De plus, la forêt ne cesse de regagner des terrains abandonnés par l'agriculture.

La véritable cause de la catastrophe, c'est que « la quasi-totalité de la nappe née des chutes des 27, 28 et 29 décembre a ruisselé sur un substratum presque absolument imperméable » parce que pratiquement saturé. « La couverture morte de la forêt, qui ne pouvait plus rien emmagasiner, n'avait évidemment plus aucun rôle retardateur direct. » (P. RENEUVE.) Confirmé par M. Lucas pour les basses Vosges.

Cependant « l'écran des frondaisons... a évité le martèlement brutal du sol par le bombardement des gouttes d'eau » et réduit considérablement l'érosion qui, sans cette protection, et étant donnée l'intensité de la pluie, aurait raviné les pentes et surchargé le flot de crue de matériaux grossiers. Or, « si l'on exclut les matériaux flottants... on peut dire que la crue était surtout une crue d'eaux claires, en ce sens que celles-ci s'étaient chargées d'éléments fins ». (P. RENEUVE.)

Quant à l'influence de la forêt sur la fonte de la neige, deux opinions contraires se sont manifestées. Pour M. RENEUVE, « si la région n'avait pas été autant boisée, l'entraînement des masses neigeuses aurait été encore plus rapide et « la pointe » de la crue encore plus marquée et plus précoce ». Pour M. SAUR, « la forêt... a fonctionné, au cours de cette période tragique, comme un véritable accélérateur, puisque la couche de neige qu'elle avait retenue et qui, ailleurs, sur les flancs des vallées dénudées, avait déjà fondu, n'est entrée en fusion dans les zones boisées que sous la double influence de la température et de l'énorme pluviosité observées ». Pour la Commission d'étude technique, si « l'accumulation de la neige a été plus grande sous bois qu'en terrain nu... », par contre, la forêt... a freiné très sensiblement le relèvement de température et ralenti une fusion qui, sans elle, aurait été plus brutale encore ».

¹⁾ M. PARDÉ : « Nous devons insister sur la chance qu'on a eue dans cet arrêt brusque de la pluie et de la fonte, après un paroxysme guère plus long que 24 heures. On doit juger comme très possible une évolution atmosphérique plus lente qui eût prolongé la grande averse de 12 heures encore. Dans ce cas, la catastrophe eût été terrifiante. Par exemple, le maximum eût été accru de 0,75 m. à Nancy, de 1,50 m. à Metz. »

III. LES CRUES

Sur les inondations dans le Bas-Rhin, nous disposons du rapport très complet de M. JUNG, ingénieur du Génie Rural : nous lui emprunterons des résultats caractéristiques. La montée des eaux a été rapide, mais non foudroyante : en 24 heures environ, sur la Zorn 1,70 m. ; sur la Bruche 0,7 m. ; sur l'Ill à Kogenheim 2,56 m. ; et au pont de Gertsheim 2,77 m. La décrue a été plus lente que la montée, surtout en plaine, où la rétention sur les étendues inondées est normalement beaucoup plus considérable qu'en montagne : sur l'Ill à Erstein, le débit est passé en 24 heures de 120 m³ sec. à 475 (maximum), mais n'est revenu à 120 qu'au bout de trois jours. La Zorn, à Waltenheim, est montée de 1,10 m. en 12 heures et descendue seulement de 0,3 m. dans un temps égal. En revanche, sur la Bruche et sur le Giessen, montée et descente se sont faites sensiblement à la même vitesse. D'une manière générale, la crête s'est propagée, comme il est naturel, beaucoup plus vite sur le cours supérieur que plus à l'aval ; sur la Zorn, de Stambach à Waltenheim, distance 27 km., vitesse 3 km. à l'heure ; de Waltenheim à Weyersheim, distance 15 km., vitesse 0,5 km. à l'heure.

Pour ce qui est des débits, on ne disposait que d'une seule courbe de jaugeages reliant le débit à la hauteur d'eau : sur le canal de décharge de l'Ill au pont de Gerstheim. Encore cette courbe date-t-elle de plusieurs dizaines d'années ; de plus, le lit est variable. Ailleurs, on a renoncé à se servir des formules, peu sûres et qui d'ailleurs supposent la pente de la surface et la section du lit constantes. On a donc évalué les débits d'après les quantités d'eau tombée et de neige fondue sur le bassin versant. Les résultats, qui ne peuvent être qu'approchés, sont les suivants pour les débits maxima absolus (m³ par seconde) et relatifs (litres par seconde et par km²).

	m ³ sec.	l. sec. km ²
Ill au pont de Gerstheim	475	153
Giessen au pont de la route Strasbourg-Colmar.	100	385
Lièpvrette à la Vancelle	50	400
Bruche à l'embouchure	148	200
Moder à l'embouchure	266	150
Sarre en aval de l'Eichel	500	300

Le moindre débit relatif de l'Ill s'explique naturellement par la configuration de son bassin : d'une part, il s'étend en partie sur la plaine, où les précipitations ont été faibles ; de l'autre, son allongement du Sud au Nord a fait que les crues partielles de ses affluents ne se sont pas exactement superposées. Les chiffres du Giessen, de la Lièpvrette, ceux plus faibles de la Bruche sont en rapport avec la hauteur de l'obstacle montagneux, celui de la Sarre avec la raideur de la pente et aussi avec l'intensité des précipitations sur les Vosges du Nord. On constate, en effet, que, si la crue de l'Ill n'a pas tout à fait atteint les maxima antérieurs (475 m³ sec. en décembre 1947, contre 515 en janvier 1910 et 550 en décembre 1919), celles des rivières des Vosges du Nord et du plateau lorrain ont dépassé tout ce dont on avait conservé le souvenir ; « crues millénaires » dit M. Jung. Sur de courts torrents de montagne, les débits relatifs maxima ont été certainement beaucoup plus élevés : 1.000 et peut-être 1.500 l. sec. km².

Du côté lorrain, la crue de la Moselle et de ses affluents a été plus ample et plus durable que celles des rivières alsaciennes, et cela pour deux raisons au moins : médiocrité de la pente en dehors des Vosges, superposition des crues des affluents. La Moselle a monté de 3 m. à Remiremont, de 4,6 m. à Toul, de 6 m. à Pont-à-Mousson, de 8,9 m. à Metz (en partie à cause des obstructions : ponts, etc...) ; la Meurthe à Malzéville de 5 m. Toutes les cotes antérieures ont été dépassées (à Metz de 1,7 m.). Même des rivières secondaires du plateau lorrain ont connu des maxima inégalés jusque-là : le Madon à Pulligny 4,0 m. ; l'Orne à Moyeuivre 5,9 m. En raison de la largeur des fonds de vallées, les submersions ont été très amples : déjà à Épinal, on a noté de 0,3 m. à plus de 1 m. Le maximum de la crue s'est propagé vers l'aval, évidemment à cause de la simultanéité des crues partielles, avec une rapidité anormale : d'Épinal à Toul, sur 100 km., en 13 h., soit à 7,7 km./h. ; de Saint-Dié à Nancy, sur 133 km., en 11 h. (10,3 km./h.) ; de Remiremont à Sierck, sur 280 km., en 40 h. (7 km./h.).

Les débits n'ont pu qu'être estimés en fonction des précipitations et de la neige fondue. Pour les petits bassins de montagne, on arrive ainsi pour les débits maxima (absolus et relatifs) à des chiffres extrêmement élevés, qui cependant ne dépassent peut-être pas de beaucoup la réalité :

	m ³ sec.	l. sec. km ²
Moselotte à Dommartin	690	2.000
Moselle à Remiremont	1.000	1.600
Meurthe en amont de Nancy	2.000	590
Moselle à Sierck	2.800	240

IV. LES DÉGÂTS

Quoique difficile à estimer, le montant total des dégâts dépassa certainement plusieurs milliards de francs. La préfecture du Haut-Rhin dressa un bilan s'élevant à 974 millions : 276 millions de dégâts mobiliers, 128 pour les immeubles, 170 pour les approvisionnements détruits, 100 pour les cultures, 100 pour les voies de communication, 200 qui incombent au Génie Rural. Dans le Bas-Rhin la vallée de la Bruche fut particulièrement touchée (40 millions) : Les dévastations atteignirent deux milliards dans le département des Vosges (où trente-trois ponts furent emportés), 1500 millions en Moselle, dont 453 pour la ville de Metz

où trois mille foyers furent sinistrés. A Nancy l'eau atteignit le terre-plein de la place de la Cathédrale (cote 198 m. 19) causant des dégâts considérables dans la ville et aux environs.

Les constructions diverses et travaux d'art ont naturellement affecté la marche de la crue, presque toujours d'une manière défavorable. Les nombreux barrages d'usines, se remplissant de graviers, ont surélevé le plan d'eau et provoqué des déversements latéraux ; les ponts de débouché insuffisant, les rétrécissements à la traversée des agglomérations, les digues ont déterminé un relèvement du niveau et un ralentissement de l'écoulement. La Zorn s'est déversée partiellement dans un bief du canal de la Marne au Rhin qui, plus à l'aval, a restitué son trop plein à la rivière ; de même à Nancy, le canal a conduit une partie de la crue jusqu'à l'intérieur de la ville. De nombreuses passerelles et ponts provisoires constituaient des obstructions du même genre, d'autant plus graves que les charpentes emportées par le courant et arrêtées par les ponts restés intacts s'enchevêtraient en formant de véritables embâcles.

Les dégâts ont été de nature différente suivant la portion du cours considérée. En montagne, dans des vallées étroites en pente forte, le torrent rongé ses berges, emporte les ponts, se creuse un lit nouveau ; dans l'ensemble, il érode. Plus à l'aval, la pente diminuant, on observe d'énormes apports de gravier qui repoussent le courant latéralement. Plus bas encore, c'est la submersion qui l'emporte, insidieuse quand elle ne rencontre pas d'obstacle, brutale quand il y a rupture des digues. On se rendra compte de l'étendue des épanchements en consultant les cartes jointes au rapport de la Commission lorraine, qui représentent à grande échelle les espaces submergés aux environs des principales agglomérations. Du côté alsacien, il suffira de signaler que la Fecht, avant de confluer avec l'Ill dans la région des mines de potasse, a couvert une zone de 3 km. de large. « L'observateur qui parcourt ces lieux ravagés, dit M. HAUSER, est frappé par l'ampleur des dégâts et par les faibles possibilités de réparation de l'homme ». Et l'on ne peut que souscrire à ses conclusions : « Tout équipement et toute régularisation logique doit se faire à l'aide d'une connaissance suffisante des niveaux et des débits. Il semble malheureusement que l'on soit encore loin d'atteindre ce but ». C'est pourtant là qu'il faut tendre si on n'entend pas se résigner passivement à de futures catastrophes, peut-être plus graves que la dernière : *car les cataclysmes sont dans l'ordre de la nature comme le train ordinaire des choses. Et ils sont imprévisibles, car ils n'obéissent à aucune périodicité connue.*

V. LA LUTTE CONTRE LES INONDATIONS

On a proposé, de tout temps, de limiter les dégâts des inondations par la construction de barrages qui retiendraient une partie, la plus dangereuse, du débit. Cette solution, comme le montre bien le rapport de la Commission lorraine, s'est révélée presque toujours chimérique, car il n'y a aucune proportion entre la capacité des réservoirs économiquement réalisables et le volume d'eau à retenir. C'est en montagne que ces barrages seraient le moins onéreux, mais chacun d'eux ne servirait qu'un bassin versant d'étendue limitée ; pour agir efficacement sur la crue à l'aval, dans les régions où elle causerait les plus graves dégâts, il faudrait multiplier presque à l'infini ces travaux, par ailleurs économiquement peu ou point productifs. D'autre part, la construction de grands barrages de plaine, très onéreuse en elle-même, entraîne de plus le sacrifice de terres fertiles, de voies de communication et d'installations de toute sorte. Elle ne se justifierait que dans des cas exceptionnels, par la production régulière de force motrice ou les facilités assurées à l'irrigation. D'ailleurs, si le réservoir doit fonctionner comme retenue de crue, il doit être tenu vide jusqu'au moment critique : il faut savoir alors si on modérera une crue déjà redoutable, ou si on attendra afin d'atténuer seulement le paroxysme : problème redoutable pour l'autorité à qui incomberait la décision.

Renonçant à cette solution, on pourra, on devra même dans bien des cas, faciliter l'écoulement des eaux par la réduction des obstructions (ponts, barrages, etc...), par l'entretien régulier des rigoles, fossés d'irrigation ou de drainage, canaux de dérivation et lits de rivières. On protégera par des travaux locaux les habitations, les installations industrielles, les voies de communication, et par-dessus tout les centres nerveux des transmissions indispensables (le central téléphonique et télégraphique de Nancy s'est trouvé hors de service pendant plus de 24 heures). Cependant, il ne faut pas espérer préserver tout également : car, bien souvent, la protection réalisée sur un point entraîne une aggravation du danger à l'aval. Les submersions ralentissent l'écoulement et réduisent la hauteur d'eau. D'ailleurs, redoutables quand elles se produisent brutalement, par rupture d'un obstacle, ou qu'elles menacent des constructions, elles sont supportables et même parfois bienfaisantes quand elles se produisent lentement sur des terres nues ou des prairies. Il ne faut pas oublier qu'un réseau fluvial est un organisme dont toutes les parties sont solidaires, que la plaine inondable appartient à la rivière aussi bien que le lit d'eaux moyennes et basses, qu'on peut composer avec les forces naturelles, mais qu'on ne les domine qu'en leur obéissant. Tout plan de lutte contre les inondations doit donc prévoir des concessions. Les ingénieurs du Mississipi, chargés de la défense contre les inondations, ont fini, après de longues études et des déboires répétés, par reconnaître que, s'il est possible techniquement et économiquement de contenir un certain débit entre des levées insubmersibles, il faut laisser le surplus s'épancher : ils ont donc préparé dans les digues, à un niveau exactement calculé, des déversoirs, des « fusibles », par où l'excédent de la crue sera dirigé vers des étendues de faible valeur. On ne peut tout protéger également et en toutes circonstances : il faut savoir, au besoin, sacrifier l'accessoire pour sauver l'essentiel. Cela ne se peut que grâce à la connaissance précise du bassin fluvial, des rivières qui le composent et de leur comportement même dans les conditions les plus extrêmes. Dès maintenant, on connaît exactement les étendues inondables : les plans détaillés des submersions de décembre 1947 et janvier 1948 devraient être mis à la disposition de tous les intéressés, qui sauraient, notamment, à quels

dangers ils s'exposeraient en construisant sur ces étendues, à supposer, ce qui n'est pas désirable, que la faculté leur en soit laissée.

Pour l'immédiat, le service d'annonce des crues, qui est du ressort des Ponts et Chaussées, doit être renforcé et complété. Le rapport de la Commission lorraine signale, en particulier, que des échelles sont devenues inaccessibles, de sorte que les cotes transmises étaient incertaines, que les transmissions ont été interrompues sur de nombreux points, que les autorités locales ont parfois manqué d'initiative. Ce même rapport insiste avec raison sur la nécessité d'une liaison étroite entre le service météorologique et celui d'annonce des crues. Celui-ci s'appuie uniquement jusqu'ici sur les niveaux atteints par l'eau en certains points du cours : étant donnée la vitesse de propagation de la crue, l'avertissement arrive souvent trop tard pour que les mesures de défense aient pu être prises. Il convient donc, dit la commission lorraine, d'organiser un service de *pré-alerte*, fondé sur les observations pluviométriques transmises, à intervalles rapprochés, trois fois par jour peut-être, et centralisées au poste d'annonce qui pourrait, ainsi, prévoir l'évolution probable de la crue.

On pourrait même aller plus loin, suivant la suggestion de M. MANGEOT, ingénieur de la Météorologie à l'aérodrome d'Entzheim. On rechercherait quelles sont les situations atmosphériques qui présagent, pour les quelques jours à venir, des précipitations exceptionnellement intenses et prolongées, qui, associées ou non à la fonte de la neige, seraient susceptibles de provoquer des crues désastreuses. Sans doute, ces situations sont heureusement rares et elles sont sujettes à se modifier de manière différente : il faudrait donc une étude prolongée pendant de nombreuses années avant que des prévisions raisonnablement sûres puissent s'en dégager. La recherche mériterait cependant d'être faite : elle permettrait d'anticiper encore sur la *pré-alerte* et allongerait les délais pour la mise en place des dispositifs de défense.

De ce qui précède il ressort, semble-t-il, que la lutte contre les inondations suppose la conjonction d'études et de travaux de nature différente : les uns qui sont du ressort de l'ingénieur : nous n'y reviendrons pas ; les autres appartiennent à l'hydraulique fluviale et à la météorologie étroitement associées.

Ces études devraient être précises et détaillées. En pratique et pour nous en tenir à l'Alsace, on serait amené à les concentrer sur quelques bassins de montagne — puisque c'est dans la montagne que les crues se forment — qui seraient choisis comme témoins et situés par exemple, un dans les hautes, un autre dans les moyennes, le troisième dans les basses Vosges. Chacun devrait être pourvu de pluviomètres convenablement distribués, situés et observés, avec si possible un enregistreur ; et d'autre part d'échelles limnimétriques, elles aussi convenablement situées et observées : pour chacune, des jaugeages devraient être exécutés et répétés de temps à autre, pour différents états des eaux. On arriverait ainsi à une connaissance rationnelle, par les causes, de l'hydrologie d'un bassin déterminé, qui pourrait être étendue, moyennant certaines précautions, aux bassins voisins, et la totalisation de ces résultats partiels permettrait de définir le régime du collecteur. On trouvera sans doute ce programme trop ambitieux : il pourrait être limité, pour commencer, à un seul bassin ; il y a lieu de croire qu'appliqué correctement et assez longtemps, il se justifierait par la valeur des résultats.